

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

ISSN 0515-961X

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



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

Պատասխանատու խմբագիր
Ռ.Տ. ՋՐԲԱՇՅԱՆ

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

Պատասխանատու քարտուղար
Է.Ս. ՌՈՍՏՈՄՈՎԱ

Խմբագրական կոլեգիա

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

Ответственный редактор
Р.Т. ДЖРБАШЯН

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

Ответственный секретарь
Э.С. РОСТОМОВА

Редакционная коллегия

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

Editor:

R.T. JRBASHYAN

Deputy Editors:

S.V. GRIGORYAN, A.S. FARAMAZYAN

Executive Secretary

E.S. ROSTOMOVA

Editorial Board

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

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

© Издательство "Гитутюн" НАН РА
Известия НАН РА, Науки о Земле, 2006

ՀՅԵԸ 409

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Ռ.Ն.Տայան. Ապարկազմող պլազիոկլաստների միկրոստրուկտուրային կողմնորոշման կիրառումը մագմատիկ երկրաբանության մեջ 3

Գ.Խ.Նավասարդյան. Գեղամա բարձրավանդակի ուշ կոլիզիոն հրաբխակունության պետրոգրաֆիական և պետրոքիմիական առանձնահատկությունները 10

Հ.Ա.Ղազարյան. Հայաստանի կղզաղեղային պլազիոկլաստային պիկրիտները 20

Թ.Ա.Ավագյան, Ժ.Հ.Սոբիանյան. Հայաստանի դիատոմիտաբեր ավազաններում հրաբխա-դիատոմիտային ապարների տարատեսակների մասին 27

Ռ.Ա.Փաշայան, Ա.Զ.Սարգսյան. Հայաստանի տարածքի երկրակեղևի հիդրոգեոդեֆորմացիոն բնութագիրը 30

Ա.Ա.Թամրազյան, Կ.Ա.Կարապետյան, Ա.Զ.Զիլինզարյան. Հանքաձորի պղնձի հանքավայրում էլեկտրական կորեկցիայի մեթոդով ստացված տվյալների վիճակագրական մշակման արդյունավետությունը 36

Ս.Հ.Հայրոյան. Ուռչող կավերի սառչի դիմադրությունը խտության փոփոխության դեպքում 42

Կ.Ա.Թասյազյան. Դինամիկայի և կավային գետնահողերի դինամիկական հատկությունների ազդեցությունը լանջի կայունության վրա նուբարաշենի սոլանքի օրինակով 45

Յու.Ա.Աղաբալյան, Լ.Մ.Բաղդասարյան, Ա.Թ.Բաղդասարյան, Ռ.Ս.Եղիազարյան. Ոսկի պարունակող օքսիդացված հանքանյութերի համալիր երկրաբանատնտեսագիտական գնահատումը 49

Գ.Մ.Կարապետյան, Ա.Գ.Կարապետյան. Կառուցողական (կոնստրուկտիվ) աշխարհագրության պրագմատիկ առանձնահատկությունները 56

Ա.Ռ.Մեսչյան. Հստ սեյսմիկ հատկությունների գետնահողերի կարգի որոշման հարցի մասին 59

ՀԱՄԱՌՈՑ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Վ.Լ.Անանյան, Ա.Ա.Կյուրեղյան, Ա.Գ.Նալբանդյան. Սևանա լճի և նրա ավազանի գետերի ջրերի ռադիոակտիվությունը ըստ ¹⁰K 61

ԳԻՏՈՒԹՅԱՆ ԿՈՐՈՒՍՏՆԵՐ

Զիրուխյան Զավեն Հովհաննեսի (1933-2006) 62

СОДЕРЖАНИЕ

Р.Н.Таян. Использование микроструктурных ориентировок породообразующих плагиоклазов в магматической геологии 3

Г.Х.Навасардян. Петрографические и петрохимические особенности позднеколлизийного вулканизма Гегамского нагорья 10

Г.А.Казарян. Островодужные плагиоклазовые пикриты Армении 20

Т.А.Авакян, Ж.О.Степанян. О разновидностях вулканогенно-диатомитовых пород в диатомитоносных бассейнах Армении 27

Р.А.Пашаян, А.З.Саргсян. Гидрогеодеформационная характеристика земной коры территории Армении 30

А.А.Тамразян, К.А.Карапетян, А.З.Чилингарян. Эффективность статистической обработки данных по методу электрической корреляции на Анкадзорском месторождении меди 36

С.Г.Айроян. Сопротивление сдвигу набухающих глин при изменяемости их плотности 42

К.А.Таслагян. Влияние динамического воздействия и динамических свойств глинистых грунтов на устойчивость склона на примере Нубарашенского оползня 45

Ю.А.Агабалаян, Л.М.Багдасарян, А.Т.Багдасарян, Р.С.Егниазарян. Комплексная геолого-экономическая оценка месторождений золотосодержащих окисленных руд 49

Г.М.Карапетян, А.Г.Карапетян. Прагматические особенности конструктивной географии 56

С.Р.Месчан. К вопросу об определении категории грунтов по сейсмическим свойствам 59

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В.Л.Ананян, А.А.Кюрегян, А.Г.Налбандян. О радиоактивности вод рек Севанского бассейна и оз.Севан по ⁴⁰K 61

ПОТЕРИ НАУКИ

Чибухчян Завен Оганесович (1933-2006) 62

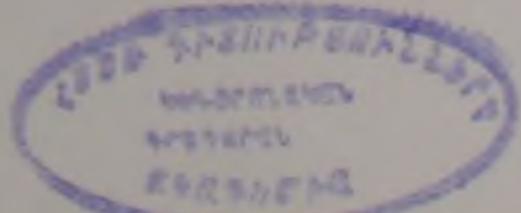


TABLE OF CONTENT

R.N.Tayan. Applying micro-structural orientation of rock forming plagioclases in magmatic geology	3
G.Kh.Navasardian. Petrographic and petrochemical peculiarities of late collision volcanism of the Gegham upland	10
H. A.Ghazaryan. Island arc plagioclase picrites of Armenia	20
T.A.Avakian, Zh.O.Stepanian. About varieties of volcanogenic-diatomite rocks in Armenia's diatomite-bearing basins ..	27
R.A.Pashayan, A.Z.Sargsian. A hydro-geodeformation characteristic of the earth crust of Armenia's territory	30
A.A.Tamrazyan, K.A.Karapetyan, A.Z.Chilingaryan. The results of statistical data processing according to the electrical correlation method on Hanqadzor copper deposit	36
S.H.Hayroyan. Shear strength of swelling clays in case of density change	42
K.A.Taslagian. The impact of dynamic effect and dynamic properties of clayey grounds upon the slope stability on the example of Nubarashen landslide	45
Yu.A.Agabalian, L.M.Bagdasarian, A.T.Bagdasarian, R.S.Yeghiazarian. A complex geological and economic assessment of oxidized gold-bearing ore deposits	49
G. M. Karapetian, A.G.Krapetian. Pragmatic peculiarities of constructive geography	56
S.R.Meschyán. Problem of determination of categories of soils by seismic properties	59

SHORT REPORTS

V.L.Ananyan, A.A.Kyureghyan, A.G.Nalbandyan. Water radioactivity of lake Sevan and Sevan basin rivers by ⁴⁰ K	61
---	----

LOSSE OF THE SCIENCE

Chibukhchian Zaven H. (1933–2006)	62
--	----

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МИКРОСТРУКТУРНЫХ ОРИЕНТИРОВОК ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ ПЛАГИОКЛАЗОВ В МАГМАТИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

© 2006 г. Р. Н. Таян

Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
e-mail: hrshah@sci.am
Поступила в редакцию 05.09 2006 г.

В статье приводятся результаты микроструктурных исследований породообразующих плагиоклазов с использованием методики, предложенной В.Г.Кочаряном (1965). Проанализированы интрузивные породы, отличающиеся по масштабам проявления, составу и морфологии. Выявлена анизотропия в их внутреннем строении (прототектонические структуры жидкой фазы). Еще раз показано, что пространственные ориентировки вторых пинакоидов и третьей кристаллографической оси [001] плагиоклазов достаточно надежно отражают положение направляющих поверхностей (контакты, кровля), ограничивающих камерное пространство интрузивов и контролирующее развитие интрузивного процесса. Наряду с отмеченным, автором преследовалась цель еще раз показать высокую информативность малоиспользуемых в настоящем специальных структурно-петрологических исследований и возможности микроструктурного анализа.

Палеогеновый гранитоидный магматизм Южной Армении (Зангезурский блок) характеризуется развитием многофазных дифференцированных интрузивных массивов со сложной морфологией и внутренним строением, сформировавшихся в период от верхнего эоцена до нижнего миоцена включительно.

При изучении гранитоидных массивов уже давно (с двадцатых годов прошлого столетия) обращалось внимание на то, что в интрузивах с большей или меньшей отчетливостью проявляются направления преимущественной ориентировки некоторых породообразующих минералов (слюды, амфиболы, пироксены, плагиоклазы).

Считается, что ориентировка породообразующих минералов (прототектонические структуры жидкой фазы) может быть связана, в основном: 1) с течением магматического расплава, занимающего свое место в окружающих породах земной коры и 2) с кристаллизацией остывающей магмы, подвергнутой действию сжимающих сил.

Научное и практическое значение исследований такого рода, по-видимому, бесспорно, т.к. при детальном структурно-петрологических исследованиях магматических образований становится возможным выявление характерных особенностей становления и морфологии интрузивов, относительных возрастных взаимоотношений с другими магматическими телами, а также установление связи с тектоническими элементами региона и их генетической классификацией. Решению всех этих вопросов могут способствовать направленные комплексные полевые и камеральные исследования внутренней прототектонической структуры магматических образований. С этой целью проводятся детальные полевые исследования, сопровождающиеся замерами линейной и плоско-параллельной ориентировки породообразующих минералов. Вместе с тем, такие данные существенно могут быть дополнены микроструктурными исследованиями.

Определение ориентировки плагиоклазов

Простой и очень эффективный метод микроструктурных исследований ориентировки минералов низших сингоний в ориентированных шлифах интрузивных пород был предложен В.Г.Кочаряном (1965).

Сущность метода заключается в том, что при одной и той же ориентировке оптической индикатриссы (без учета знаков) кристаллы минералов моноклинной сингонии могут занимать два, а триклинной – четыре различных положения в пространстве. Зная в каком из этих положений по отношению к индикатриссе находится кристалл, можно путем построений с высокой точностью определить ориентировку любого кристаллографического элемента. Определение положения кристалла по отношению к индикатриссе и обработка результатов проводятся с помощью специальных диаграмм-трафаретов, построенных отдельно для каждого исследуемого номера плагиоклазов (Кочарян, 1965) на основе равноугольной сетки Вульфа. Как пример приведена диаграмма-трафарет для плагиоклаза №40 (рис.1).

Надежность метода обуславливается тем, что на пятиосном столике Федорова в любом произвольном срезе зерна можно установить индикатриссу, определить по трафарету в каком из возможных положений находится данный минерал и произвести замер. Метод дает возможность определить пространственную ориентировку зерен всех исследуемых в шлифе минералов, что особенно важно при микроструктурных исследованиях.

Ранее (Кочаряни др., 1967; Таян, 1976) рассматриваемая методика была применена при исследовании пород монцититового состава и порфиридных гранитоидов. При этом наиболее информативными оказались второй пинакоид (010) и третья кристаллографическая ось [001] плагиоклазов, по которым чаще всего отмечают уплощение и удлинение кристаллов.

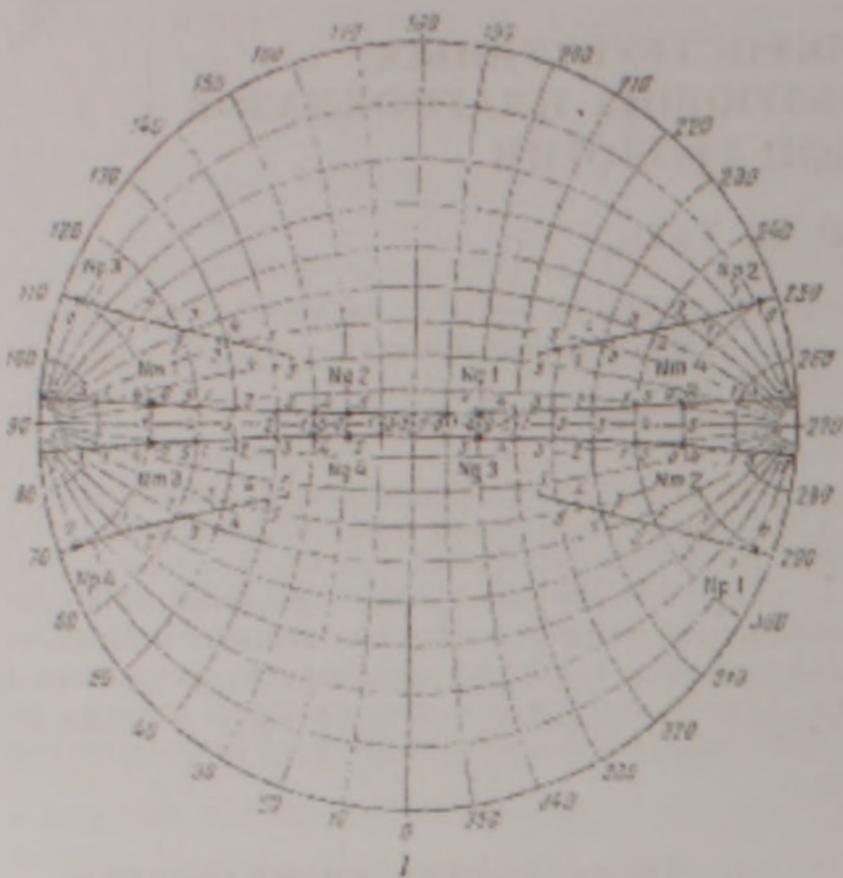


Рис 1. Диаграммы-трафареты для построения $\perp (010)$ (1) и $[001]$ (2) плагиоклаза № 40 (Кочарян, 1965)

Краткая геологическая характеристика участков исследований

Микроструктурными исследованиями охвачены интрузивные образования, отличающиеся по масштабам проявления магматизма, особенностям морфологии и возрасту.

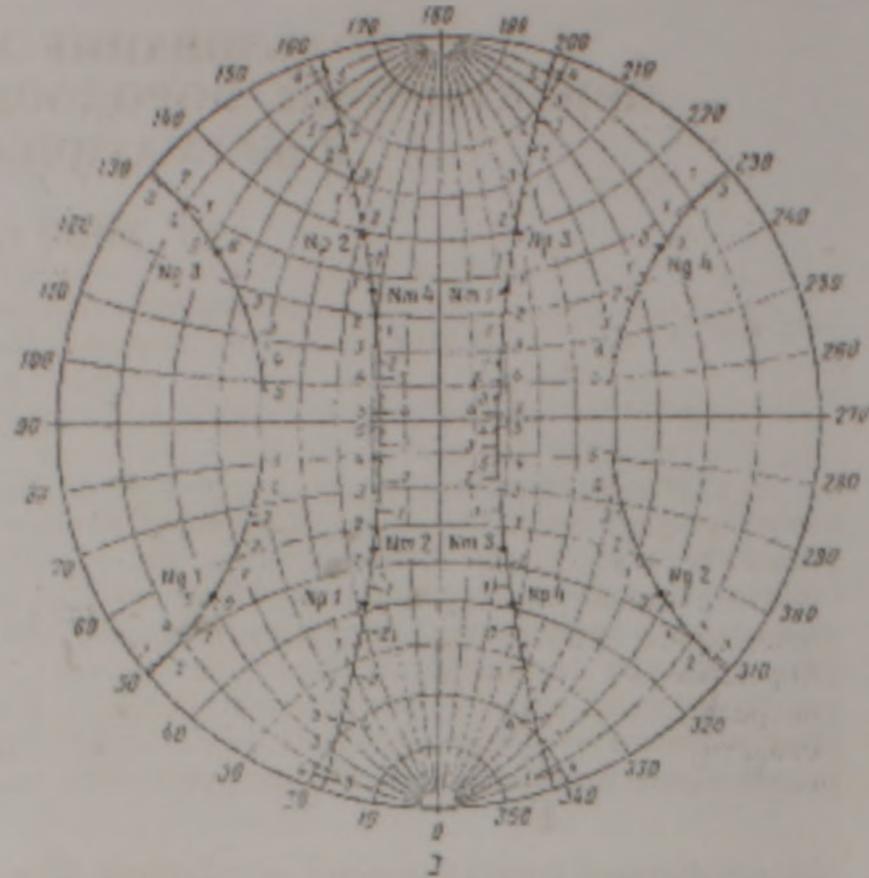
Первый из участков расположен в пределах Агаракского рудного поля на юге, второй — на участке Джуркапского перевала в центральной части Мегринского плутона. Общим для обоих участков является расположение их в зоне Дебаклинского разлома.

В геологическом строении Агаракского рудного поля наибольшее участие принимают интрузивные образования Мегринского плутона. Преимущественное развитие здесь имеют породы третьего — габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитового интрузивного комплекса верхнеэоценового возраста (Карамян и др., 1974). В пределах рудного поля они слагают центральную и западную его части и представлены тремя разновозрастными фазами интрузивной деятельности: 1) граносиенитами (II фаза), 2) гранодиоритами (III фаза) и 3) лейкократовыми порфиroidными гранодиоритами (IV фаза).

Наибольшее развитие из отмеченных интрузивов имеют граносиениты. Они слагают центральную часть рудного поля, само Агаракское месторождение и представлены апикальными фашиями с характерной микропегматитовой (гранофировой) структурой основной массы. Отмечается присутствие в них многочисленных ксенолитов, подверженных процессам ассимиляции и гранитизации.

На западе Агаракского рудного поля граница между породами граносиенитового и гранодиоритового составов прослеживается по восточному шву Дебаклинского разлома (Карамян и др., 1974).

Гранодиориты в лежащем боку разлома развиты на значительных площадях и слагают вместе с прорывающими их штокообразными телами



лейкократовых порфиroidных гранодиоритов значительные площади в приводораздельных участках Зангезурского хребта (рис.2). В водораздельной же части Зангезурского хребта, на абсолютных высотах выше 2200 м, гранодиориты резко переходят в породы граносиенитового состава. Прорывание их гранодиоритами и наличие выраженных контактовых воздействий не установлено. Вместе с тем, эти породы обнаруживают большое сходство с граносиенитами висячего бока Дебаклинского разлома, с характерной для них приповерхностной фашией и присутствием в них гранитизированных и ассимилированных ксенолитов. Идентичность граносиенитов лежащего и висячего боков Дебаклинского разлома не вызывает сомнений, и их, по видимому, можно рассматривать как перемещен-

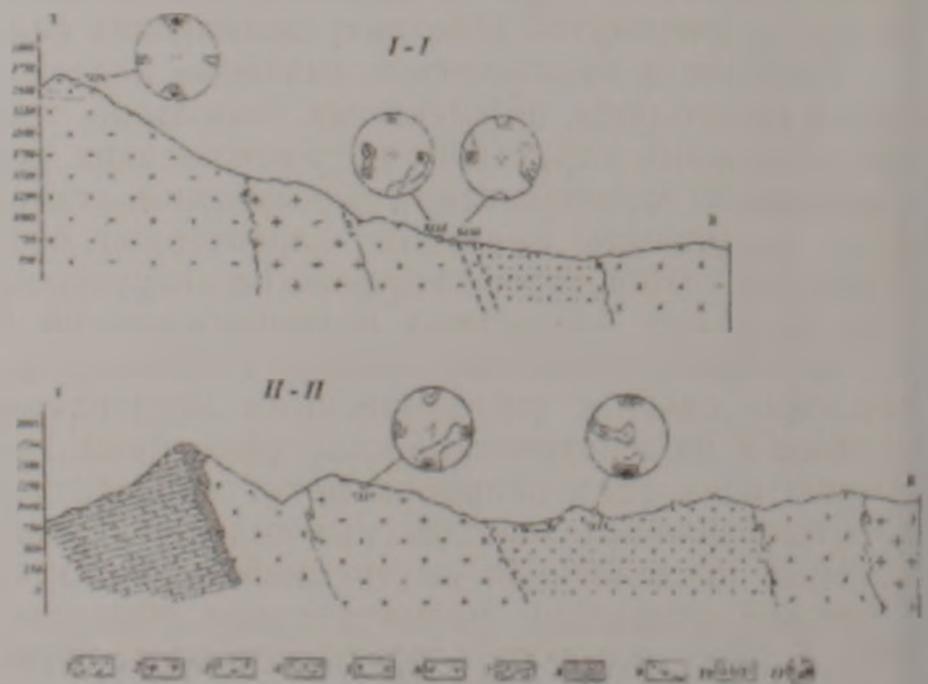
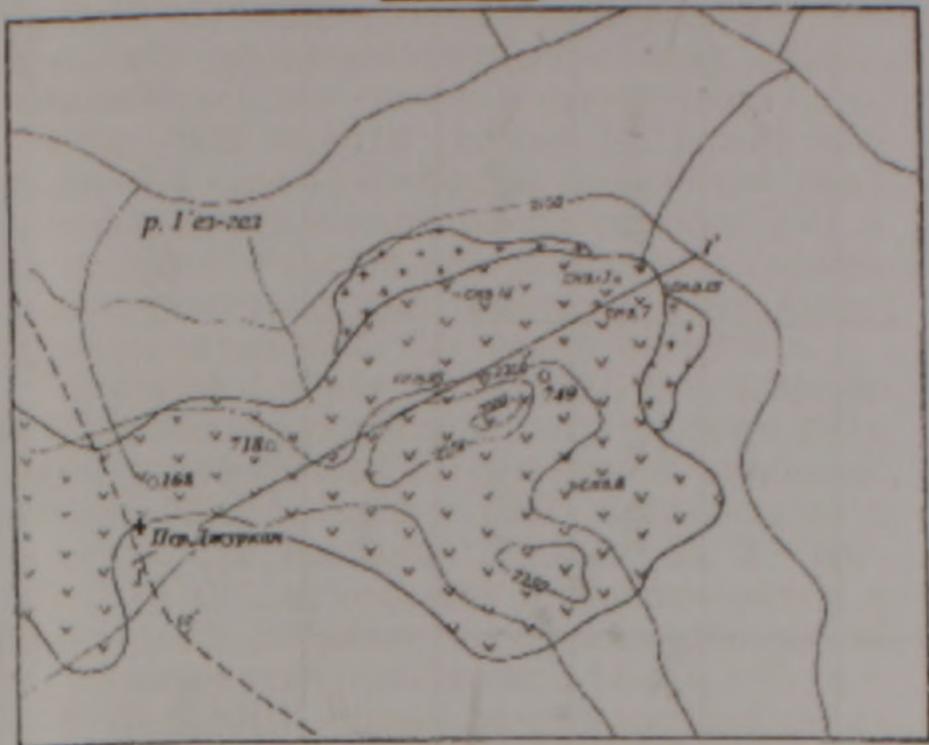


Рис 2. Широтные геологические разрезы на севере (I-I) и юге (II-II) Агаракского рудного поля: 1 — континентально-озерные отложения "красные брекчии" — ниж.-средн. плиоцен; 2 — лейкократовые порфиroidные гранодиориты; 3 — гранодиориты; 4 — граносиениты; 5 — кв. монзониты; 6 — базальты, андезиты (верхний эоцен); 7 — известняки, туфо-песчаники (турон); 8 — скарны; 9 — разрывные нарушения; 10 — точки отбора ориентированных образцов; 11 — диаграммы ориентировки $\perp (010)$ плагиоклазов, приведенные к вертикальной плоскости.



Разрез I-Г

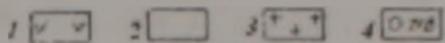
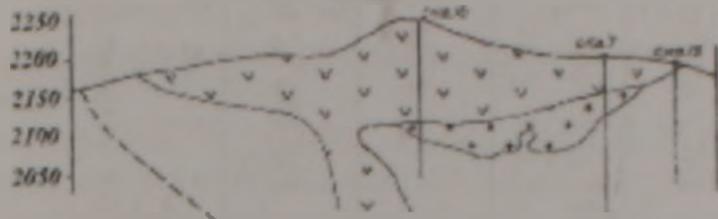


Рис 3. Схематическая геологическая карта участка Джуркапского перевала: 1 – субвулканические риодациты (средний плиоцен); 2 – гранодиорит-порфиры (нижний миоцен); 3 – останцы монзонитов (верхний эоцен); 4 – точки отбора ориентированных образцов. Пунктир – положение Дебаклинского разлома.

ные участки единого интрузивного тела. Если сопоставить абсолютные высоты участков развития пород отмеченных гипабиссальных фаций в лежащем и висячем боках Дебаклинского разлома, то относительное превышение их составит 1000-1200 м.

Другой участок проведенных нами микроструктурных исследований, как уже отмечалось, расположен в районе Джуркапского перевала в центральной части Мегринского плутона. Здесь, в висячем боку Дебаклинского разлома крупное штокообразное тело гранодиорит-порфиров (Джбандский шток) прорывается небольшим штокообразным телом среднеплиоценовых субвулканических риодацитов (рис 3).

На участке пройдены скважины, установившие мощность риодацитов, которая в центральной части выхода составляет около 150 м, уменьшаясь к востоку до 50 м, далее постепенно выклиниваясь. На основе геологических наблюдений и замеров линейной и плоско-параллельной ориентировок темноцветных минералов (преимущественно крупных выделений роговой обманки, табл.1) можно предположить, что подводящий канал описываемого штокообразного тела расположен в его западной части и приурочен к швам висячего бока Дебаклинского разлома.

Данные исследований

По разрезу I-I (по центру рудного поля, рис.2) отобраны и проанализированы три ориентиро-

ванных образца. Все они характеризуют ориентировку плагиоклазов в лежащем боку Дебаклинского разлома. В висячем же боку разлома, на участке Агаракского месторождения, в связи с интенсивными гидротермальными изменениями граносиенитов замеры плагиоклазов не проводились.

Результаты статистических данных измерений с равным количеством замеров наносились на сетку Вульфа и составлялись диаграммы ориентировки в проекциях на верхнюю полу сферу. Для удобства сравнения узора ориентировки диаграммы приводились в горизонтальную плоскость (рис.4).

Обр. 7336 (круговая диаграмма 1, рис.4) отобран в верховьях левой составляющей р Агарак на водоразделе Зангезурского хребта. Участок расположен на абсолютной высоте около 2700м и сложен розовато-серыми породами граносиенитового состава с микропегматитовой структурой основной массы.

На приведенной диаграмме четко выделяется двойной пологий максимум (до 12%) концентраций нормалей (010), соответствующий положению близгоризонтальных плоскостей с падением на запад и северо-запад под углом до 25°.

Значительно более слабые концентрации (до 6%) на диаграмме соответствуют положению близмеридиональной плоскости с крутым падением на запад-северо-запад. Эта ориентировка проявляется и на большинстве составленных диаграмм и соответствует общей вытянутости интрузивных массивов Агаракского рудного поля.

При полевых наблюдениях на участке отбора образца нами было установлено лишь это направление ориентировки плоско-параллельных текстур (табл.1).

Зоны концентрации [001] на диаграмме 2 (рис.4) проявлены слабо. Изолинии плотностей

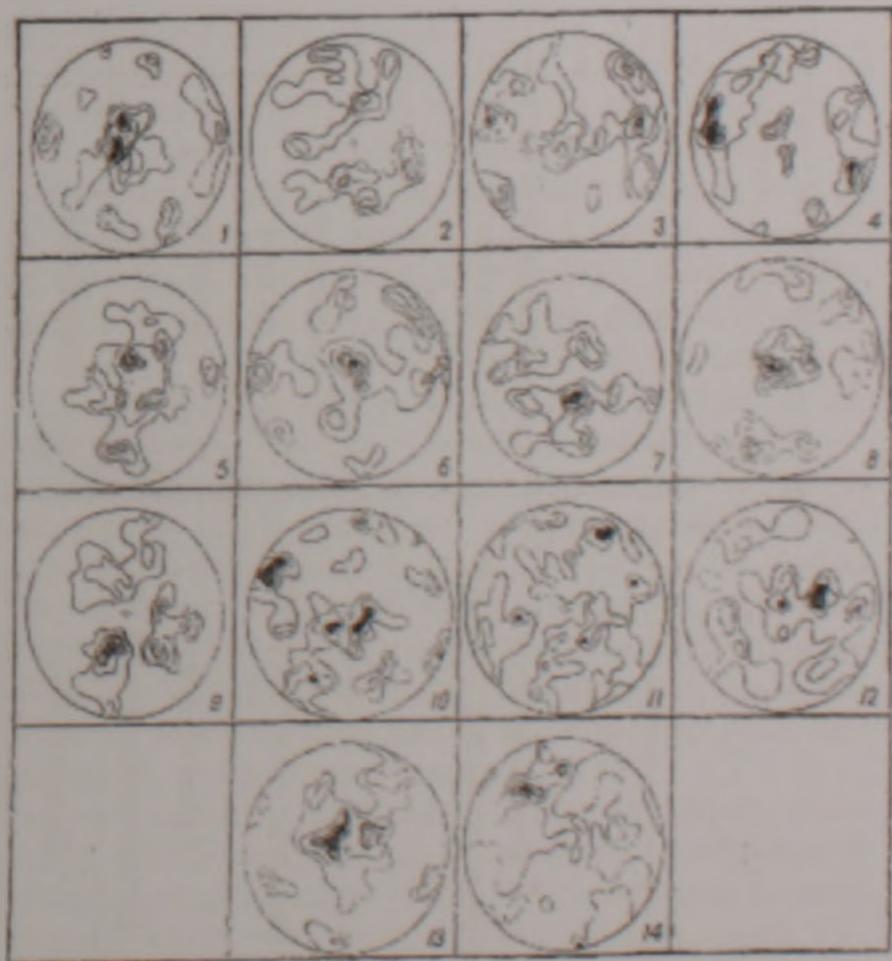


Рис 4. Диаграммы пространственной ориентировки кристаллографических элементов породобразующих плагиоклазов

Пространственное положение параллельно-линейных текстур и преимущественная ориентировка кристаллографических элементов плагиоклазов в изученных породах

Участки отбора ориентированных образцов*	Название пород и номера образцов	Данные микроструктурного анализа плагиоклазов		Полевые замеры ориентировки темноцветных минералов на участках отбора образцов	
		\perp (010) (азимут падения)	[001] (азимут погружения и угол наклона)	плоско-параллельная (аз. падения)	линейная (аз. и угол наклона)
Верховья реки Агаракчай	Граносениит № 7336	$340^{\circ} \angle 30^{\circ}$, $265^{\circ} \angle 25^{\circ}$, $275^{\circ} \angle 80^{\circ}$	$10^{\circ} \angle 55^{\circ}$, $190^{\circ} \angle 50^{\circ}$	$270^{\circ} \angle 70^{\circ}$	—
Лежачий бок Дебаклинского разлома	Гранодиорит № 8118	$285^{\circ} \angle 80^{\circ}$, $85^{\circ} \angle 70^{\circ}$	—	$90^{\circ} \angle 80^{\circ}$ прост. $310^{\circ} \angle 90^{\circ}$	—
Лежачий бок Дебаклинского разлома	Гранодиорит № 8110	$275^{\circ} \angle 75^{\circ}$, $250^{\circ} \angle 80^{\circ}$, $215^{\circ} \angle 75^{\circ}$	$180^{\circ} \angle 65^{\circ}$, $225^{\circ} \angle 45^{\circ}$	$270^{\circ} \angle 80^{\circ}$	—
На юго-западе рудного поля (Тту-джур)	Гранодиорит № 7337	$10^{\circ} \angle 15^{\circ}$, $90^{\circ} \angle 80^{\circ}$, $270^{\circ} \angle 85^{\circ}$	$330^{\circ}-340^{\circ} \angle 65^{\circ}-70^{\circ}$	—	—
Висячий бок Дебаклинского разлома	Граносениит № 7335	$275^{\circ} \angle 10^{\circ}$, $200^{\circ} \angle 75^{\circ}$	$25^{\circ} \angle 65^{\circ}-70^{\circ}$	—	—
Висячий бок Дебаклинского разлома	Риодацит № 168	$305^{\circ} \angle 80^{\circ}$, $40^{\circ} \angle 25^{\circ}$, $310-320^{\circ} \angle 30^{\circ}$	$200-210^{\circ} \angle 25-30^{\circ}$, $260^{\circ} \angle 30^{\circ}$ $315^{\circ} \angle 45^{\circ}$	$310^{\circ} \angle 45^{\circ}$	$210^{\circ} \angle 30^{\circ}$
Участок северо-восточнее (130 м) отбора обр. 168	Риодацит № 718	$70^{\circ} \angle 50^{\circ}$, $80^{\circ} \angle 15^{\circ}$, $105^{\circ} \angle 75^{\circ}$	—	—	$90^{\circ} \angle 55^{\circ}$
Центральная часть выхода риодацитов	Риодацит № 749	$280^{\circ} \angle 20^{\circ}$, $50^{\circ} \angle 25^{\circ}$	$145-150^{\circ} \angle 30^{\circ}$	$300^{\circ} \angle 25^{\circ}$	—

*Ориентированные образцы №№ 7736, 8118, 8110, 7337, 7335 – Агаракское рудное поле; №№ 168, 718, 749 – участок Джуркап.

образуют обособленные концентрации до 6% в средней части диаграммы и соответствуют линейности, погружающейся под средними углами, преимущественно к северу и северо-западу.

Обр. 8110 и 8118 (разрез I-I, рис. 2; диаграммы 3-5, рис. 4) отобраны в лежащем боку Дебаклинского разлома, на расстоянии 250 м друг от друга. Участок отбора образцов сложен средне-крупнозернистыми гранодиоритами, характерными для центральных фаций интрузива.

Разрез I-I. **1** — обр. 7336, \perp (010) плагиоклазов в граносиенитах Агаракского рудного поля (Зангезурский хребет), 50 измерений, изолинии: 2-4-6-8-10-12 и $>$ %; **2** — [001] плагиоклазов в том же образце, изолинии: 2-4-6 и $>$ %; **3** — обр. 8118, \perp (010) плагиоклазов в гранодиоритах, в 250 м от швов Дебаклинского разлома (лежащий бок), 50 измерений, изолинии: 2-4-6-8 и $>$ %; **4** — обр. 8110, \perp (010) плагиоклазов в гранодиоритах лежащего бока Дебаклинского разлома, 60 измерений, изолинии: 2-4-6-8 и $>$ %; **5** — [001] плагиоклазов в том же образце, изолинии: 2-4-6-8 и $>$ %;

Разрез II-II. **6** — обр. 7337, \perp (010) в гранодиоритах на юге Агаракского рудного поля, 50 измерений, изолинии: 2-4-6-8 и $>$ %; **7** — [001] плагиоклазов в том же образце, изолинии: 2-4-6-8-10 и $>$ %; **8** — обр. 7335, \perp (010) в граносиенитах (уч. Хвостохранилища), 50 измерений, изолинии: 2-4-6-8-10-12 и $>$ %. **9** — [001] плагиоклазов в том же образце, изолинии: 2-4-6-8-10 и $>$ %;

Участок Джуркап. **10** — обр. 168, \perp (010) плагиоклазов в субвулканических риодацитах на западе выхода (висячий бок Дебаклинского разлома), 60 измерений, 2-4-6-8 и $>$ %; **11** — [001] плагиоклазов в том же образце, изолинии: 2-4-6-8 и $>$ %. **12** — обр. 718 \perp (010) в риодацитах в 150 м северо-восточнее обр. 168, 65 измерений, изолинии: 2-4-6-8 и $>$ %. **13** — обр. 749, \perp (010) плагиоклазов в субвулканических риодацитах, 75 измерений, изолинии: 2-4-6-8 и $>$ %; **14** — [001] плагиоклазов в риодацитах обр. 749, изолинии 2-4-6-8-10 и $>$ %.

Диаграмма 4, **обр. 8110** (рис. 4) отображает положение нормалей ко второму пинакниду плагиоклазов в гранодиоритах на участке в 100 м к востоку от плоскости разлома. Здесь выделяются концентрации \perp (010) до 8%, соответствующие плоскости близмеридионального, север-северо-западного простиранья, с преимущественным падением к западу. Концентрации \perp (010), соответствующие положению апикальной плоскости, выражены слабо — до 4%.

Более четко здесь отмечаются плотности изолиний по центру диаграммы, отражающие положение относительно круто погружающейся линейности плагиоклазов (диаграмма 5, рис. 4).

В целом, сходная ориентировка плагиоклазов, но с меньшими концентрациями нормалей, устанавливается и в образце **8118**, отобранном в 250 м западней предыдущего образца (диаграмма 3, рис. 4).

Обр. 7337 отобран по южному разрезу Агаракского рудного поля (разрез II-II, рис. 2). Участок отбора (Тту-джур) сложен среднезернистыми

гранодиоритами и расположен в 1,5 км западней зоны разлома, в водораздельной части Зангезурского хребта. На диаграмме 6 (рис. 4) наибольшие концентрации нормалей ко второму пинакниду плагиоклазов более 8% соответствуют близгоризонтальной плоскости и отображают, по-видимому, положение кровли на этом участке. Изолированная зона концентраций \perp (010) до 6% соответствует положению круто падающей плоскости близмеридионального простиранья. Этой плоскости на местности соответствует положение контакта гранодиоритов с породами монцонитового состава, который расположен в 800 м западней точки отбора ориентированного образца.

Южнее высоты Джавахат на водоразделе Зангезурского хребта описываемая контактовая плоскость имеет изгиб и далее прослеживается в северо-западном (320-330°) направлении. С этой плоскостью контакта, по-видимому, и связана слабая ориентировка (до 4%) второго пинакнуда плагиоклазов, отразившаяся в северо-восточной части диаграммы.

Для [001] плагиоклазов (диаграмма 7, рис. 4) характерно близвертикальное погружение. Наибольшие концентрации до 10 и более процентов соответствуют погружению линейности на северо-запад 340-350° под углом 65-70°.

Обр. 7335 отобран из граносиенитов в висячем боку Дебаклинского разлома (район Хвостохранилища, разрез II-II). На диаграмме 8 (рис. 4) выделяется зона высоких концентраций нормалей ко второму пинакниду плагиоклазов (более 12%), соответствующая горизонтальной плоскости.

Зоны концентрации [001] (диаграмма 9, рис. 4) располагаются в центральной части диаграммы и соответствуют круто погружающейся линейности. Наибольшие концентрации приходятся на плагиоклазы, погружающиеся на северо-восток под углом 55-60°.

Участок Джуркап. **Обр. 168** отобран из штокообразного тела Джуркапского перевала в висячем боку Дебаклинского разлома. На диаграмме 10 (рис. 4) концентрации нормалей до 8-10% ко второму пинакниду плагиоклазов образуют три изолированных участка. Два из них, в центральной части диаграммы, соответствуют положению пологопогружающихся к запад-юго-западу и восток-юго-востоку плоскостей кровли экстррузива. Третья — изолированная зона концентраций нормалей в северо-западной части диаграммы соответствует направляющей плоскости с крутым падением до 80° на северо-запад и, по-видимому, отражает положение крутопадающего северо-восточного разрыва, оперяющего Дебаклинский разлом и служащего, как мы предполагаем, подводным каналом (ножкой) рассматриваемого субвулканического тела.

Выраженное развитие интрузивного процесса в северо-восточном направлении отражают высокие концентрации [001] плагиоклазов, полого погружающихся к юго-западу (диаграмма 11, рис. 4).

Последнее из рассматриваемых направлений анизотропии в риодацитах наиболее выражено

на участке отбора ориентированного образца 168 и устанавливается при полевых замерах плоскопараллельной и линейной ориентировки темноцветных минералов (табл.1).

Обр.718 отобран в 150 метрах северо-восточнее вышеописанного образца и в 230 метрах от зоны Дебаклинского разлома. Здесь, согласно диаграмме 12 (рис.4), отражающей пространственное положение нормалей ко второму пинакoidу плагиоклаза, выделяются обособленные зоны концентраций от 8 до 10%. В целом, на формирование зон концентраций нормалей (010) плагиоклазов на участке отбора ориентированного образца, по-видимому, оказывали влияние по меньшей мере три направляющие плоскости в кровле формирующегося интрузива. Ближе других находилась контактовая плоскость, погружающаяся под средними углами на восток-северо-восток.

В центральной части выхода субвулканического тела риодацитов (**обр.749**, диаграмма 13, рис.4) четко выделяется двойная зона концентрации нормалей ко второму пинакoidу плагиоклазов, отражающая пространственное положение близгоризонтальных плоскостей пологого куполовидного поднятия, вытянутого в близмеридиональном направлении.

Максимальные концентрации нормалей здесь соответствуют апикальной плоскости с пологим падением на запад-северо-запад. Отметим, что и при полевых наблюдениях была установлена плоскостная ориентировка роговой обманки, соответствующая лишь этому направлению.

Хорошо выраженные концентрации [001] плагиоклазов на том же участке (диаграмма 14, рис.4) отражают полого погружающуюся к юго-востоку и близгоризонтально развивающуюся линейность, что свидетельствует о близости вмещающей экструзив апикальной плоскости.

На основе приведенных данных по микроструктурным исследованиям и по результатам полевых наблюдений над параллельно-линейными текстурами можно прийти к следующему.

Характер ориентировки плагиоклазов в гранодиоритах лежащего бока Дебаклинского разлома (диаграммы 3-5, рис.4) дает основание предположить, что внедрение интрузива происходило на значительном удалении от плоскости разлома, в пределах его восточного опущенного борта. В противном случае на отмеченных диаграммах должны были проявляться более значительные концентрации нормалей (010) плагиоклазов, что характерно для эндоконтактных и апикальных участков интрузивов Мегринского плутона (Кочарян и др., 1976).

Последующие перемещения по плоскостям разлома обусловили относительное поднятие западного блока и, вместе с ним, части погребенного гранодиоритового массива. Такие перемещения по восточному шву Дебаклинского разлома обусловили и значительные вертикальные

смещения полей выходов пород граносиенитового интрузива.

При сопоставлении абсолютных высот выходов граносиенитов в лежащем и висячем бортах Дебаклинского разлома устанавливаются относительные превышения в 1000-1200 м. На этих же участках наиболее значительные концентрации \perp (010) плагиоклазов обнаруживают пологую ориентировку, свидетельствуя о слабой эродированности граносиенитового интрузива в пределах Агаракского рудного поля.

Данные по Джуркапскому выходу показывают, что по своей морфологии риодациты более всего соответствуют лакколиту с крутопадающим подводным каналом, расположенным в его западной части, в висячем боку Дебаклинского разлома. Вместе с тем, слабая эродированность этого тела способствует воссозданию в общих чертах сложной конфигурации вмещающей субвулкан камеры.

Результаты, полученные на основе микроструктурных исследований, способствовали выявлению анизотропии во внутреннем строении интрузивных образований. В рассмотренных примерах она обусловлена ориентированным расположением породообразующих плагиоклазов, присутствующих во всех разновидностях пород.

В целом же, полученная при помощи использованной методики надежная информация может быть полезна при генетической классификации интрузивных массивов, восстановлении их морфологии, оценке величины эрозионного среза. Вместе с тем, использование этой методики в значительной мере может восполнить пробел в микроструктурных исследованиях вулканитов и способствовать решению задач палеовулкано-логических реконструкций.

ЛИТЕРАТУРА

- Караян К.А., Таян Р.Н., Джангирян Э.А., Саркисян С.И. Разрывные нарушения и их роль в формировании Агаракского медно-молибденового рудного поля и месторождения. Изв.АН СССР, сер.геол., 1974, №6, с.44-53.
- Караян К.А., Таян Р.Н., Гуюмджян О.П. Основные черты интрузивного магматизма Зангезурского рудного района Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1974, №1, с.54-65.
- Кочарян В.Г. Методика массовых определений ориентировки кристаллографических элементов плагиоклазов в пространстве. Изв. АН СССР, сер.геол. 1965, №3, с.95-103.
- Кочарян В.Г., Таян Р.Н. Некоторые закономерности ориентировки второго пинакоида плагиоклазов в интрузивах Мегринского плутона. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1967, №1-2, с.62-70.
- Таян Р.Н. Опыт применения микроструктурного анализа в оценке эрозионного среза интрузивов. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1976, №6, с.47-55.

**ԱՊԱՐԿԱԶՄՈՂ ՊԼԱԳԻՈԿԼԱՋՆԵՐԻ ՄԻԿՐՈՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՅԻՆ
ԿՈՂՄՆՈՐՈՇՄԱՆ ԿԻՐԱՌՈՒՄԸ ՄԱԳՄԱՏԻԿ ԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅԱՆ ՄԵՋ**

Ռ. Ն. Տայան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում բերվում են ապարկազմող պլագիոկլազների միկրոստրուկտուրային հետազոտությունների արդյունքները, կիրառելով Վ.Գ.Բոչարյանի (Բոչարյան, 1965) կողմից առաջարկված մեթոդիկան:

Հետազոտված են ինտրուզիվ ապարները, որոնք տարբերվում են մերկացումների մասշտաբներով, կազմով և մորֆոլոգիայով: Բացահայտված է անհամասեռություն նրանց ներքին կառուցվածքում (հեղուկ ֆազայի պրոտոտեկտոնական ստրուկտուրաները): Կրկին անգամ ցույց է տրված, որ պլագիոկլազների երկրորդ պինոկոիդների և երրորդ բյուրեղագիտական առանցքի [001] տարածական կողմնորոշումները բավական հուսալիորեն արտացոլում են ուղղորդող մակերեսների դիրքը (կոնտակտներ, ներփակող մակերեսներ), որոնք սահմանափակում են ինտրուզիվների ներդրման տարածությունը և վերահսկում ինտրուզիվ պրոցեսի տարածական զարգացումը:

**APPLYING MICRO-STRUCTURAL ORIENTATION
OF ROCK FORMING PLAGIOCLASES IN MAGMATIC GEOLOGY**

R. N. Tayan

Abstract

The article highlights the outcomes of micro-structural investigations of rock forming plagioclases through the methods suggested by V.G.Kocharian (Kocharian, 1965). Analyzed are intrusive rocks notable for the occurrence extension, composition and morphology. The anisotropy is identified for their inner structure (liquid phase prototectonic structures). As proved one more time, spatial orientation of the second pinacoids and third crystallographic axis [001] of plagioclases rather credibly reflects the position of directing surfaces (contacts, roof) that bound chamber space of intrusives and control the development of intrusion process. To add, the author pursued a goal to demonstrate once again a high informative character of special structural-petrological studies and opportunities of micro-structural analysis that are not in wide use at present.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕКОЛЛИЗИОННОГО ВУЛКАНИЗМА ГЕГАМСКОГО НАГОРЬЯ

© 2006 г. Г. Х. Навасардян

Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: n_gév@yahoo.com
Поступила в редакцию 04.07 2006 г.

В статье рассматриваются петрографические и химические составы вулканитов Гегамского нагорья. Согласно общепринятой петрохимической классификации (TAS) впервые проведена систематизация вулканических пород региона, начиная с нижнего плиоцена до неоплейстоцен-голоцена. Выявлена их принадлежность к последовательно дифференцированным и однородным сериям известково-щелочного умеренно-калиевого и субщелочного высоко-калиевого типов. Описанные серии являются индикаторными для зон континентальной коллизии и сформированы в условиях сложного сочетания геодинамических режимов глубинного сжатия и растяжения.

В позднекайнозойское время Кавказский регион находился в состоянии общего субмеридионального сжатия, продолжающегося и в настоящее время. К позднему миоцену в этой части Альпийского пояса замкнулись все бассейны с корой океанского типа, и процессы субдукции прекратились, сменившись сильнейшей коллизией, вызванной ускоренным перемещением к северу Аравийской плиты и жёстким упором к северу Евразийской плиты. В результате субмеридионального сжатия сформировалась современная структура Кавказского региона, и в едином поднятии объединились разнородные геоблоки. Ведущую роль в этих процессах играли лево- и правосдвиговые зоны ЮЗ, ЮВ и субширотного простираний и надвиги общекавказской ориентировки. Этот процесс не был однородным по глубине и во времени, периоды усиления сжатия сменялись его ослаблением или даже временным растяжением (Зоненшайн и др., 1979; Лордкипанидзе, 1980; Джрбашян, 1989; Остроумова и др., 1995; Короновский и др., 1999 и др.). Позднеколлизийная вулканическая деятельность охватила также обширные области Армянского нагорья (Джрбашян и др., 1996, 2002).

Гегамское вулканическое нагорье расположено в центральной части позднеколлизийного вулканического пояса Армении. Это – одна из вулкано-структурных единиц Восточной зоны вулканизма, приуроченная к Анкаван-Сюникскому глубинному разлому, роль которого в вулканизме была определяющей (Ширинян, 1973). Гегамское нагорье представляет молодую пологовыпуклую брахиантиклиналь, в сложении которой преобладают неогеновые и четвертичные вулканические породы (Милановский, 1960 и др.). Общая протяженность нагорья, вытянутого в СЗ-ЮВ направлении, составляет порядка 65 км по длинной оси и около 35 км – по короткой. Самой высокой точкой нагорья является вулкан Аждаак – 3597 м. Гегамское нагорье имеет асимметричное поперечное строение, пологое его крыло наклонено на С-СВ, а крутое – на Ю-ЮЗ (Ширинян, 1966; Навасардян, Ширинян, 2005). Преобладающая часть вулканических центров Гегамского нагорья имеет линейное расположение, что особенно выражено вдоль его водораздельной части.

А. Т. Асланян (1958), А. А. Габриелян (1959) и др. линейное расположение вулканов связывали с близмеридиональными сбросовыми нарушениями или с разломами общекавказского – СЗ-ЮВ направления. Однако, в своё время, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1928) считал, что такое расположение вулканов не даёт ещё основания для вывода об их приуроченности к большим тектоническим линиям. Позже это мнение было подтверждено данными гравитационных исследований, выявивших спокойные – безградиентные поля вдоль линейно вытянутой цепи вулканов (Ширинян, Аджимабудов, 1966).

В пределах Гегамского нагорья выделяются три пространственно обособленные структуры: Восточная, Водораздельная и Западная; последняя известна как Разданская структура (Карапетян, 1972). Они соответствуют Восточному, Центральному и Западному кластерам (Караханян, Джрбашян и др., 2004).

Общее представление об особенностях строения упомянутых трёх структур Гегамского нагорья даёт взаимоотношение верхнеплиоцен-четвертичных образований, начиная с залегающей в их основании наиболее древней трахиандезит-трахитовой серии нижнего плиоцена с комплексами манычарских лав (тип „А”, по К. Н. Паффенгольцу) и долеритов верхнего плиоцена, сменяющихся эонеоплейстоценовыми сериями (табл. 1). При составлении этой последовательности нами внесены поправки в возрастное расчленение новейших вулканических образований в соответствии с новой геохронологической шкалой (ВСЕГЕИ, 1991) и имеющимися определениями абсолютного возраста.

Приведенные возрастные взаимоотношения в различных структурах отражают различную полноту проявления вулканических комплексов в их пределах. В Восточной структуре из разновозрастных серий комплексов нижнего плиоцена-верхнего неоплейстоцена-голоцена отсутствуют риолитовые породы верхнего эоплейстоцена. В пределах Водораздельной структуры из разреза выпадают комплексы трахиандезитовых лав манычарского типа и долеритовых базальт-трахиандезитов верхнего плиоцена. В Разданской структуре отсутствует комплекс манычарских лав. В наибольшем объёме для всех структур

Возрастные соотношения нижнеплиоцен-четвертичных вулканических пород Гегамского нагорья

Серии, комплексы и фазы		Геологический возраст		Возраст в Ма		Литература
		Старая шкала	Новая шкала*	К-Аг	Археологический	
Трахибазальт – трахиандезитовая серия	Базальтовый трахиандезит-трахиандезитовый комплекс	Верхний четвертичный	Верхний неоплейстоцен-голоцен		Верхний палеолит 0.012-0.010	К.И. Карапетян, 1983 (по данным Б.Г. Ерицяна, 1970, 1974)
	Трахибазальтовый комплекс	Нижний-средний четвертичный	Нижний-средний неоплейстоцен		Нижнеашельский 0.300-0.230	
Риолит-трахидацитовая серия**	III фаза	Верхний плиоцен	Верхний эоплейстоцен	~1 или ~2-0.5		С.Г. Карапетян, 1968
	II фаза	Средний плиоцен	Нижний плиоцен	4.3—5.3		
	I фаза	—	—	—	—	
Долерит-базальт-трахибазальтовая серия		Верхний плиоцен	Верхний плиоцен	2.25		Г.П. Багдасарян и др., 1973 Балог Кадоша и др., 1990
				2.47±0.17		
Комплекс трахиандезитовых лав манычарского типа		Граница среднего и верхнего плиоцена	Верхний плиоцен	2.55±0.35		Г.П. Багдасарян и др., 1973
Трахиадезит-трахитовая серия***		Средний плиоцен	Нижний плиоцен	4.5-5		А.А. Габриелян и др., 1968

* Утверждена МСК 30.01.1991 "Основы мелкомасштабного геологического картографирования. Методические рекомендации". СПб 1995 Изд-во ВСЕГЕИ, 196 с.

** В литературе известны также данные о К/Аг и трековом возрасте риолит-трахидацитовой серии (Джрбашян и др., 2000), которые находятся в некотором противоречии с общегеологической и возрастной позицией вулканических комплексов и серий в целом.

*** Эта серия в литературе известна как "трахиандезитовая формация" (Карапетян, 1981).

тур выражена завершающая серия трахибазальт-трахиандезитов нижнего-верхнего неоплейстоцена-голоцена.

Петрография. Разновозрастные вулканические образования Гегамского нагорья представлены широким спектром петрографических типов от базальтов и трахибазальтов до риолитов.

Долеритовые базальт-трахибазальты развиты в пределах Разданской и Восточной структур и характеризуются средне-мелкокристаллической основной массой, в которой выделяются крупные (до 1.2-1.5 мм) порфиновые или порфировидные выделения свежего оливина (Fo_{79}) и плагиоклаза (An_{65-51}). Реже отмечаются и порфировые выделения бледно-зеленоватого клинопироксена в пойкилитовых сростках с плагиоклазом. Структура основной массы варьирует от долеритовой до микродолеритовой и микропойкилитовой; реже она имеет трахитоидный облик. В её сложении участвуют резко удлиненные, призматические зерна плагиоклаза, в промежутках которых заключены ксеноморфные зерна бесцветного клинопироксена и магнетита; в единичных случаях присутствует также роговая обманка. Количество вулканического стекла не превышает 5%. Содержание SiO_2 в долеритовых базальтах изменяется от 47.82 до 53.88%, MgO — от 5.00 до 8.76%, al' — 0.92-1.33. Нормативно это недосыщенные оливин-нефелиновые или оливин-гиперстеновые нормативные породы натриевого уклона ($K_2O/Na_2O=0.21-0.47$).

Базальты известково-щелочного ряда раз-

виты исключительно в пределах Разданской структуры, являясь самостоятельной базальт-андезитовой ветвью серии нижнего-среднего неоплейстоцена. Они обладают порфировой структурой и сложены фенокристаллами плагиоклаза (An_{64-62}) и оливина, собранными в частые гломероскопления. Основная масса интерсертальная и состоит из лейст плагиоклаза, редких зерен клинопироксена и магнетита, скрепленных непрозрачным вулканическим стеклом. Содержания SiO_2 в базальтах изменяются в пределах 50.00-51.42%, MgO — 5.80-3.00%, al' — 1.02-1.79; породы обнаруживают натриевый тренд ($K_2O/Na_2O=0.24-0.33$).

Базальтовые андезиты и андезиты этой ветви сходны по петрографическому составу. Имеют олигофировую структуру с фенокристаллами плагиоклаза, клинопироксена, оливина и редкими чешуйками биотита. В единичных случаях присутствует базальтическая роговая обманка. Основная масса трахитоидная, гиалопилитовая; микрокристаллы в ней представлены плагиоклазом, клино- и ортопироксеном, изредка мелкочешуйчатым биотитом. Вариации SiO_2 в этом ряду составляют 53.09-62.24%, MgO — 2.82-4.86%, al' — 1.22-1.49. В сумме щелочей преобладает Na_2O ($K_2O/Na_2O=0.46-0.75$). Нормативный состав базальт-андезитовой ветви является насыщенным кварц-гиперстеновым.

Трахибазальты являются преобладающим типом пород для всех трех структурных зон. В небольшом объеме они встречаются также и в

комплексе верхнего неоплейстоцен-голоцена. Описываемые породы имеют порфирированную структуру. Парагенезис фенокристаллов в них представлен плагиоклазом (An_{60-55}), оливином (Fo_{70}), клинопироксеном (авгит, En_{35-5}), иногда также ортопироксеном (гиперстен) и реже базальтической роговой обманкой. Общее содержание фенокристаллов 10-20% объема породы. Основная масса полукристаллическая (микролитовая, гиалопилитовая, интерсертальная) или микролитовая и состоит из бурого полупрозрачного вулканического стекла, скрепляющего лейсты и микролиты плагиоклаза, мелкие зерна клинопироксена и магнетита. Вариации SiO_2 в трахибазальтах составляют 49.30-51.42%, MgO – 4.15–5.37%, $al' = 0.93-1.79$. Характеризуются насыщенным кварц – гиперстеновым (Разданская структура) или слабо насыщенным SiO_2 оливин – гиперстеновым нормативным составом натриевого уклона ($K_2O/Na_2O=0.22-0.53$).

Базальтовые трахиандезиты – широко развитый петрохимический тип пород, слагающий преимущественно вулканический комплекс верхнего неоплейстоцен-голоцена Разданской и Водораздельной структур; в Восточной структуре породы данного комплекса встречаются редко и представляют как бы отклонения от поля трахибазальта и трахиандезита. В Разданской структуре кроме протяженных лавовых потоков они образуют маломощные потоки, дайки, прорывающие вершинные части кислых куполовидных вулканов Атис и Гутансар (Карапетян, 1972). Базальтовые трахиандезиты встречаются также в составе трахиандезит-трахитовой серии нижнего плиоцена.

В целом описываемые породы имеют порфирированную структуру и сложены фенокристаллами (до 25% объема породы) плагиоклаза (An_{55-41}), оливина (Fo_{81-78}), клинопироксена (авгит, En_{43-46}), реже ортопироксена. Иногда встречаются также кристаллы ксеногенного кварца. Основная масса гиалопилитовая, микролитовая; в наиболее молодых лавах Разданской структуры возрастает степень кристалличности основной массы (интерсертальные, интергранулярные, пилотакситовые микроструктуры).

Базальтовые трахиандезиты нижнего плиоцена отличаются присутствием редких порфировых выделений биотита и апатита и раскристаллизацией вулканического стекла в низко дву-преломляющий калиполевошпатовый агрегат.

В базальтовых трахиандезитах устанавливаются вариации SiO_2 от 51.36 до 56.79%, MgO – от 2.40 до 5.30%, $al' = 1.22-1.90$. Нормативный состав пород нижнего плиоцена и лав Разданской структуры верхне-неоплейстоцен-голоцена отвечает оливин-гиперстеновым типам; в остальных возрастных разностях состав более кремнеземистый и содержит кварц и гиперстен в норме. Соотношение K_2O/Na_2O изменяется от 0.27 до 0.67, обнаруживая в пределах кали-натриевый уклон.

Трахиандезиты являются наиболее характерным типом вулканических пород верхний неоплейстоцен-голоценового комплекса, развитого только в Восточной и Водораздельной струк-

турах. Представлены они также в наиболее древних ниже-верхнеплиоценовых сериях и комплексах. По петрографическому составу трахиандезиты соответствуют порфировым оливин (Fo_{52-75}) – плагиоклаз (An_{65-40}) – двупироксеновым и плагиоклаз-двупироксеновым разностям с суммарным содержанием фенокристаллов до 20-25%. В трахиандезитах нижнего плиоцена устанавливаются также редкие кристаллы калишпата, апатита, биотита и амфибола. В изолированную группу выделены трахиандезиты Ератумберской группы вулканов верхнего неоплейстоцен-голоцена, для которых характерны пористая текстура (20-40% пустот), редко порфировая, субпорфировая структуры, отсутствие фенокристаллов оливина, а также наличие каёмки ортопироксена (гиперстен) вокруг вкрапленников клинопироксена (авгит, En_{47-50}). Это отличает их от трахиандезитов нижнего и верхнего плиоцена. Основная масса трахиандезитов существенно стекловатая с гиалиновой, гиалопилитовой, микролитовой, реже интерсертальной структурами; в породах нижнего и верхнего плиоцена в интерстициях основной массы отмечаются анальцит или халцедон. Содержание SiO_2 варьирует от 56.22 до 60.24%, MgO – от 1.85 до 4.84%, $al' = 1.20-2.90$. По нормативному составу они кварц-гиперстеновые, по K_2O/Na_2O – переходные от натриевого к калий-натриевому типу (0.36-0.80).

Трахиты встречаются в составе трахиандезит-трахитовой серии нижнего плиоцена. Они содержат крупные (1-1.5 мм) порфировые выделения плагиоклаза (An_{56-58}), базальтической роговой обманки ($Mg\# = 75-65$), магнетита. Основная масса пилотакситовая, трахитоидная, сложена тонкими лейстами калишпата и слабо раскристаллизованным вулканическим стеклом. Содержание SiO_2 составляет 61.64-62.03%, в нормативном составе присутствуют кварц и гиперстен; в норме альбит преобладает над ортоклазом при отношении $K_2O/Na_2O=0.72-0.79$, что подчеркивает калий-натриевый тренд.

Риолиты и трахидациты развиты в пределах Разданской структуры, участвуя в строении вулканов Атис, Гутансар, куполов Фонтан, Алапарс (III фаза) и Гюмуш, Авазан (II фаза). В Водораздельной структуре развиты риолиты и обсидианы (III фаза) куполовидных вулканов Спитакасар и Гехасар (Karapetyan et al., 2001). Эти породы характеризуются флюидальной, брекчиевидной текстурой и относятся к олигофировым, афировым разностям с гиалиновой, микрофельзитовой, сферолитовой основной массой. Редкие микрофенокристаллы представлены плагиоклазом (An_{26-34} и An_{15} в риолитах и An_{33-45} в трахидацитах), изредка санидином и анортоклазом (Гехасар); встречаются также кварц, биотит, амфибол. Химический состав соответствует предельным по SiO_2 (66.44-76.00%) породам высокой глиноземистости ($al' = 3.17-20.55$), лейкократового облика с содержанием нормативных кварца, альбита и ортоклаза до 88-93%. Относятся к высококалийным типам с отношением K_2O/Na_2O выше 0.8.

Петрохимия. Петрохимическая характеристика вулканических серий Гегамского нагорья

Представительные химические составы нижнеплиоцен-четвертичных вулканических пород Гегамского нагорья

	Разданская структура												Водораздельная структура				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	58.44	68.00	69.28	48.86	52.48	68.41	71.80	51.00	53.08	51.42	57.46	52.64	52.13	74.51	74.57	50.92	55.42
TiO ₂	0.62	0.36	0.11	1.60	0.62	0.20	0.13	1.74	1.89	1.41	1.01	1.08	1.32	0.07	-	0.93	1.44
Al ₂ O ₃	17.60	15.37	16.54	17.03	18.07	15.49	14.49	17.08	17.73	17.06	17.26	19.86	16.41	13.64	13.80	19.48	17.03
Fe ₂ O ₃	4.74	2.98	2.25	5.65	3.14	3.34	1.42	10.43	9.22	9.74	6.25	3.98	3.54	0.31	1.70	5.63	5.63
FeO	2.58	1.12	0.86	5.00	4.02	1.14	1.43	0.56	0.56	0.28	0.48	3.44	4.53	0.30	0.28	3.50	3.08
MnO	0.31	0.32	0.24	0.18	0.31	0.21	0.32	0.24	0.24	0.22	0.11	0.34	0.14	0.11	0.21	0.19	0.16
MgO	2.40	1.43	0.80	7.02	6.40	0.40	0.80	4.50	3.20	4.60	4.86	4.00	5.69	0.12	0.80	5.18	3.51
CaO	6.41	4.08	1.68	9.01	8.96	2.28	2.99	8.10	7.22	10.08	7.65	7.84	8.00	0.57	1.19	7.48	6.48
Na ₂ O	4.00	3.80	4.70	4.00	4.00	5.00	4.20	4.00	4.60	3.80	3.10	4.20	4.32	4.21	4.10	3.62	4.60
K ₂ O	2.10	2.90	3.60	0.88	1.70	4.00	3.40	1.30	1.90	1.00	1.70	2.20	2.14	4.38	3.70	2.16	2.60
P ₂ O ₅	0.34	0.23	0.18	-	0.50	0.10	0.06	0.39	0.50	0.46	-	0.64	0.60	0.02	-	0.45	0.46
LOI	1.07	-	0.47	0.83	0.28	-	0.34	1.17	0.44	0.48	0.34	0.20	-	0.75	0.26	0.76	0.16
Σ	100.61	100.59	100.71	100.06	100.48	100.57	100.68	100.51	100.58	100.55	100.22	100.42	98.79	98.99	100.61	100.30	100.57
Q	11.57	25.05	23.79	-	-	19.46	27.87	2.40	2.16	2.88	11.41	-	-	31.54	32.98	-	3.42
Il	1.21	0.76	0.15	3.04	1.21	0.46	0.30	1.67	1.67	1.06	1.21	2.12	2.43	0.15	1.62	1.82	2.73
Mt	6.71	3.24	3.24	8.34	4.40	3.47	2.08	-	-	-	-	5.79	5.09	0.46	-	8.10	6.25
Hm	-	0.80	-	-	-	0.96	-	10.38	9.26	9.74	6.23	-	-	-	0.64	-	1.28
Ru	-	-	-	-	-	-	-	0.90	1.00	0.90	0.60	-	-	-	-	-	-
Ap	0.67	0.34	0.34	-	1.35	0.34	0.34	1.01	0.34	1.35	-	1.35	1.35	-	-	1.35	1.35
Or	12.24	17.25	21.15	5.57	10.02	23.37	20.03	7.79	11.13	6.12	10.02	12.80	12.24	26.16	21.70	12.80	15.58
Ab	34.08	31.98	39.85	31.46	34.08	42.47	35.05	34.08	38.80	31.98	26.22	35.65	36.18	35.65	34.60	30.93	38.80
An	23.92	16.41	7.51	25.59	26.42	8.07	10.29	24.76	22.25	26.70	28.37	28.93	19.47	2.78	5.84	30.32	18.08
C	-	-	2.14	-	-	0.92	0.10	-	-	-	-	-	-	0.82	0.92	-	-
Di	Wo	2.44	1.16	-	8.01	6.04	-	5.23	5.23	8.13	4.07	2.67	6.97	-	-	1.28	4.30
	En	1.81	1.00	-	6.02	4.22	-	2.01	4.52	4.52	7.03	3.51	4.82	-	-	1.00	3.71
	Fs	0.40	-	-	1.19	1.32	-	1.58	-	-	-	0.40	1.58	-	-	0.13	-
Hy	En	4.12	2.51	2.01	-	2.41	1.00	6.73	3.41	4.42	8.53	5.92	1.21	0.30	2.01	10.84	5.02
	Fs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.79	0.66	0.26	-	0.26	-
Ol	Fo	-	-	-	8.09	6.54	-	-	-	-	-	1.41	5.63	-	-	0.70	-
	Fa	-	-	-	0.71	2.34	-	-	-	-	-	0.41	1.02	-	-	0.20	-
Ne	-	-	-	1.42	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	99.37	100.50	100.18	99.44	100.35	100.52	100.25	99.47	99.77	100.31	100.17	100.25	98.17	98.12	100.31	99.73	100.52
K/Na	0.53	0.76	0.77	0.22	0.43	0.80	0.81	0.26	0.41	0.26	0.55	0.52	0.50	1.04	0.90	0.60	0.57
Mg#	23.93	24.44	19.28	39.33	46.14	7.86	20.15	25.91	24.21	31.00	41.54	34.01	41.03	14.29	26.76	35.72	28.35

Примечания: **Разданская структура.** 1-12. *Нижний плиоцен.* 1 – андезит, обр G 17 – у сел. Капутан; 2 – дацит, обр G 18а – дайка, сев. сел. Капутан; 3 – риолит, обр G 90 – Купол Гюмуш. *Верхний плиоцен.* 4 – долеритовый базальт, обр. 1405 – левый борт р. Раздан, колл. И. Ценер; 5 – долеритовый базальтовый трахиандезит, обр G 10 – подножье вулкана Атис. *Верхний эоплейстоцен.* Риолит-трахидацитовая серия, 6 – трахидацит, обр G 25 – вулк. Гутансар; 7 – риолит, обр G 22 – запад склон вулк. Атис. *Нижний-средний неоплейстоцен.* Трахибазальт-базальтовая трахиандезитовая ветвь, 8 – трахибазальт, обр G 8 – шлаковый конус Бусабанакан; 9 – базальтовый трахиандезит, обр G 6 – шлаковый конус Птгни. Базальт-базальтовый андезит-андезитовая ветвь, 10 – базальт, обр G 7 – Шлаковый конус Герезманнер; 11 – андезит, обр 1197 – шлаковый конус Менаксар, колл. К. Карапетяна. *Верхний неоплейстоцен-голоцен.* 12 – базальтовый трахиандезит, обр G 104 – шлаковый конус Харамблур. **Водораздельная структура.**

	Водораздельная структура				Восточная структура													
	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	
SiO ₂	57.90	50.98	54.71	57.01	59.46	62.03	58.40	49.64	48.00	49.35	55.12	59.65	51.04	55.80	58.11	58.74	58.11	
TiO ₂	0.75	2.28	1.20	0.93	0.82	1.04	1.19	1.70	1.52	1.60	1.53	0.52	1.35	0.92	0.92	0.64	0.69	
Al ₂ O ₃	18.59	19.07	17.95	17.28	16.76	17.85	17.51	19.37	18.67	19.06	16.98	18.28	17.92	17.02	16.12	16.88	17.63	
Fe ₂ O ₃	1.10	6.43	3.30	3.20	2.32	-	4.33	4.15	4.64	3.95	5.52	2.14	4.66	4.61	2.09	4.42	3.06	
FeO	4.72	3.08	4.59	3.60	3.03	3.87	2.80	5.45	5.12	5.45	3.36	3.84	5.17	4.31	3.83	2.87	3.73	
MnO	0.15	0.27	0.16	0.16	0.09	0.08	0.24	0.21	0.15	0.21	0.16	0.11	0.20	0.32	0.12	0.21	0.16	
MgO	3.40	4.50	3.90	4.00	2.73	1.08	2.80	5.00	6.55	4.40	4.00	1.85	5.20	3.60	3.79	2.80	2.80	
CaO	6.23	8.00	7.54	7.01	5.32	3.21	6.09	8.76	9.50	7.84	7.10	5.43	8.96	7.28	6.37	6.72	6.09	
Na ₂ O	3.82	4.10	4.20	4.10	3.97	5.18	4.10	4.50	4.25	4.10	4.00	3.64	4.10	3.90	3.96	4.20	4.30	
K ₂ O	3.04	1.80	2.30	2.40	3.11	4.09	2.80	1.40	1.25	2.00	2.40	2.85	1.30	2.10	2.64	2.70	2.80	
P ₂ O ₅	0.56	0.39	0.46	0.41	0.44	0.45	0.23	0.52	0.50	1.15	0.36	0.50	0.57	0.41	0.41	0.34	0.34	
LOI	0.20	0.07	0.40	0.51	0.53	0.56	0.09	-	0.58	1.35	0.05	1.02	-	0.30	0.68	0.04	0.90	
Σ	100.46	100.57	100.71	100.61	98.58	99.44	100.58	100.70	100.73	100.46	100.58	99.83	100.47	100.57	99.04	100.56	100.61	
O	4.75	-	1.50	5.41	10.09	6.55	8.71	-	-	-	5.35	12.31	-	6.37	7.39	8.89	6.19	
II	1.52	4.40	2.28	1.82	1.52	1.97	2.28	3.19	2.88	3.04	2.88	1.06	2.58	1.82	1.67	1.21	1.37	
MI	1.62	4.17	4.86	4.63	3.24	-	6.25	6.02	6.71	5.79	6.95	3.01	6.71	6.71	3.01	6.48	4.40	
Hm	-	3.51	-	-	-	-	-	-	-	-	0.64	-	-	-	-	-	-	
Ap	1.35	1.01	1.35	1.01	1.01	1.01	0.34	1.35	1.35	2.69	1.01	1.35	1.35	1.01	1.01	0.67	0.67	
Or	17.81	10.57	13.36	13.91	18.37	24.49	16.70	8.35	7.79	11.69	13.91	17.25	7.79	12.24	15.58	16.14	16.70	
Ab	32.51	34.60	35.65	34.60	33.56	43.52	34.60	32.51	26.22	34.60	34.08	30.93	34.60	33.03	33.56	35.65	36.18	
An	24.48	28.37	23.64	21.97	18.91	13.07	21.14	28.37	27.81	27.81	21.42	23.36	26.70	22.81	18.36	19.19	20.58	
C	-	-	-	-	-	0.10	-	-	-	-	-	0.51	-	-	-	-	-	
Di	Wo	1.16	3.60	4.30	4.18	1.97	-	3.48	4.76	6.50	1.51	4.65	-	5.92	4.30	4.30	5.11	
	En	0.60	3.11	3.01	2.91	1.31	-	3.01	3.31	4.62	1.00	4.02	-	4.02	2.81	3.01	4.02	
	Fs	0.53	-	0.92	0.92	0.53	-	-	1.06	1.32	0.40	-	-	1.45	1.19	0.92	0.53	
Hy	En	7.83	5.12	6.73	7.03	5.42	2.61	3.92	-	-	0.90	5.52	4.62	3.92	6.12	6.32	1.91	
	Fs	6.20	-	3.03	1.73	2.24	5.41	-	-	-	1.19	-	4.49	0.79	1.85	3.03	0.40	
Ol	Fo	-	2.11	-	-	-	-	-	6.40	8.16	6.33	-	-	3.52	-	-	-	
	Fa	-	-	-	-	-	-	-	2.45	1.53	2.24	-	-	1.22	-	-	-	
Ne	-	-	-	-	-	-	-	3.13	5.40	-	-	-	-	-	-	-	-	
Σ	100.36	100.57	100.63	100.11	98.17	98.73	100.43	100.90	100.29	99.19	100.43	98.89	100.57	100.26	98.16	100.20	99.59	
K/Na	0.80	0.44	0.55	0.58	0.78	0.79	0.68	0.31	0.29	0.49	0.60	0.78	0.32	0.54	0.67	0.64	0.65	
Mg#	36.29	31.51	32.64	36.50	33.42	19.85	27.53	41.17	39.79	31.41	30.67	23.30	34.14	28.08	38.58	27.18	28.72	

13-21. *Нижний плиоцен*. 13 – базальтовый трахиандезит, обр. G 8-30B-04 – подножье вулкана Гехасар. *Верхний эоплейстоцен*. 14 – риолит, обр. G 8-29B-04 – купол Спитакасар; 15 – риолит, обр. G 99 – купол Гехасар. *Нижний-средний неоплейстоцен*. Трахибазальт-трахиандезитовая серия, 16 – трахибазальт, обр. 859 – шлаковый конус Парваглух, колл. К. Карапетяна; 17 – базальтовый трахиандезит, обр. G97 – шлаковый конус Аштаракнер; 18 – трахиандезит, обр. 1007 – шлаковый конус Марахлапат, колл. К. Карапетяна. *Верхний неоплейстоцен-голоцен*. Трахибазальт-трахиандезитовая серия, 19 – трахибазальт, обр. G 91 – шлаковый конус Вишасар; 20 – базальтовый трахиандезит, обр. G 76 – шлаковый конус Севкатар; 21 – трахиандезит, обр. G 79 – шлаковый конус Мазаз. **Восточная структура – Нижний плиоцен**. 22 – плагиоклаз-двупироксеновый трахиандезит, обр. G 3-11A-04 – средн. течение р. Грыдзор; 23 – плагиоклаз-раговсобманковский трахит, обр. G 3-12A-04 – средн. течение р. Грыдзор. *Верхний плиоцен*. 24 – трахиандезиты маньчарского комплекса, обр. G 41 – р-н с. Кармиргюх; *Верхний плиоцен*. 25 – долеритовый трахибазальт, обр. G 47 – Маньчарское плато; 26 – долеритовый трахибазальт, обр. 222 – бассейн р. Аргичи, колл. Э. Харазяна. *Нижний-средний неоплейстоцен*. Трахибазальт-трахиандезитовая серия, 27 – трахибазальт, обр. G 70 – шлаковый конус Ваграмасар; 28 – базальтовый трахиандезит, обр. G 69 – Шлаковый конус Джартар; 29 – трахиандезит, обр. 1125 – шлаковый конус Еранос, колл. К. Карапетяна. *Верхний неоплейстоцен-голоцен*. Трахибазальт-трахиандезитовая серия, 30 – трахибазальт, обр. G58 – шлаковый конус Саакасар; 31 – базальтовый трахиандезит, обр. G 57 – шлаковый конус Мец Гавар; 32 – трахиандезит, обр. G 4-17B-04 – шлаковый конус Армаган; 33 – Ератумберская группа, трахиандезит, обр. G 54 – шлаковый конус им. Гамбаряна; 34 – Ератумберская группа, трахиандезит, обр. G 55 – шлаковый конус им. Джрбашяна.

приводится ниже на основании более 130 химических анализов по материалам автора и литературным источникам. Использовались как анализы, выполненные классическим методом силикатного анализа (лаборатория ИГН НАН РА), так и методом рентгено-флуоресцентного анализа (XRF, Smithsonian institute, анализы 13; 14; 22; 23; 32). Представительные составы и нормы по CIPW для главных типов изученных пород приведены в табл.2; все химические анализы для каждой структуры отражены на диаграммах TAS (Классификация..., 1997) (рис.1,2,3).

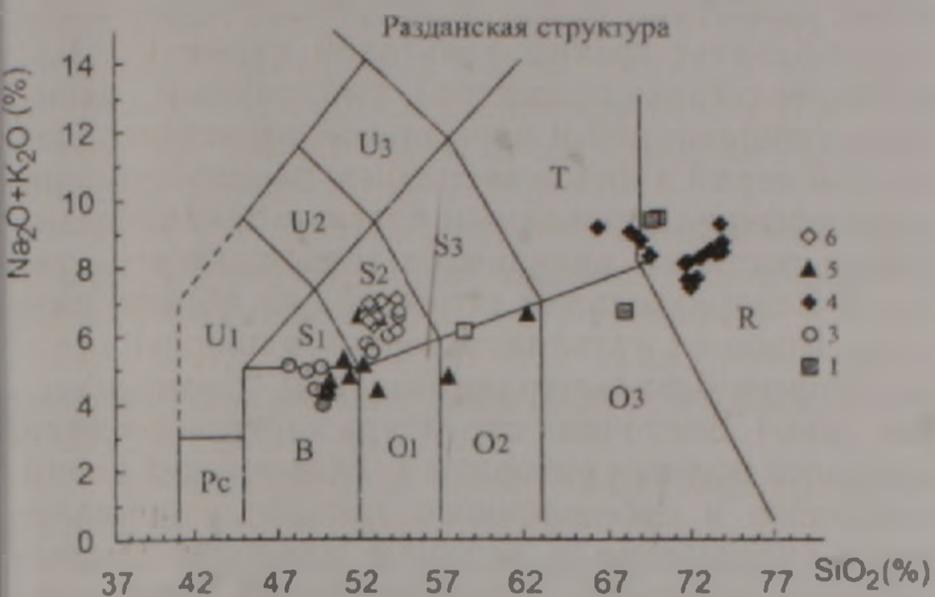


Рис 1. Нижний плиоцен – верхненеоплейстоцен-голоценовый возрастной разрез вулканических комплексов и серий Разданской структуры (TAS) Условные обозначения соответствуют символам, указанным на рис 4. В – базальт, O1 – базальтовый андезит, O2 – андезит, O3 – дацит, S1 – трахибазальт, S2 – базальтовый трахиандезит, S3 – трахиандезит, T – трахит, трахидацит, R – риолит

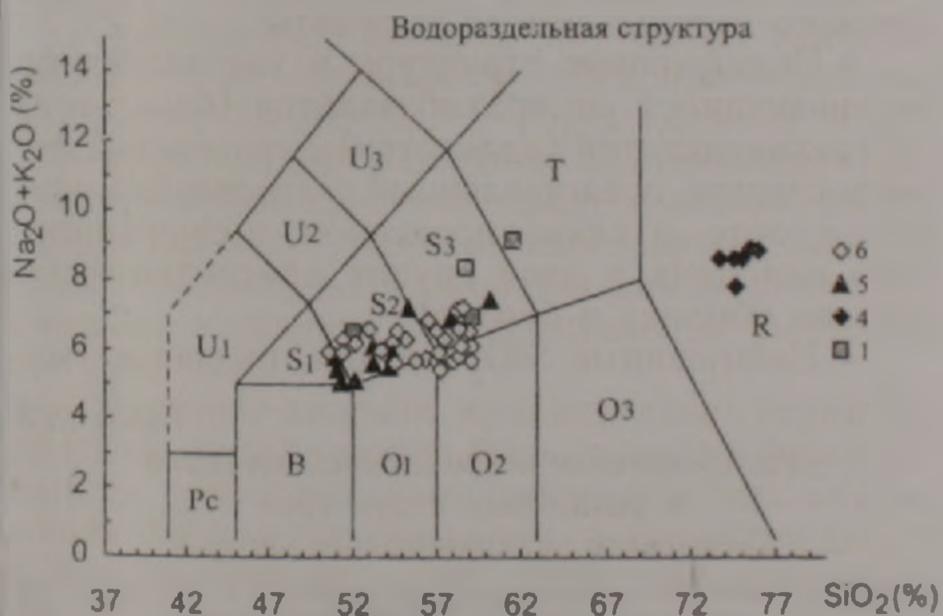


Рис 2. Нижний плиоцен – верхненеоплейстоцен-голоценовый возрастной разрез вулканических комплексов и серий Водораздельной структуры (TAS) Условные обозначения соответствуют символам, указанным на рис 4.

Разнообразие описанных выше петрографических типов вулканитов Гегамского нагорья отражает их принадлежность четырем петрохимическим сериям в следующей возрастной последовательности: трахиандезит-трахитовая, долеритовый базальт-трахибазальтовая, риолит-трахидацитовая, трахибазальт-трахиандезитовая.

Трахиандезит-трахитовая серия нижнего плиоцена в разных структурах дифференцирована по-разному. В Разданской структуре данный комплекс включает породы от андезитов ($SiO_2=58.44\%$) до дацитов ($SiO_2=68.00\%$) и при-



Рис.3. Нижний плиоцен – верхненеоплейстоцен-голоценовый возрастной разрез вулканических комплексов и серий Восточной структуры (TAS). Условные обозначения соответствуют символам, указанным на рис 4

надлежит умереннокалиевой, низкомагнезиальной, высокоглиноземистой серии ($al' = 2.10-2.99$).

В пределах Водораздельной структуры отмечаются вариации составов от высококалиевых базальтовых трахиандезитов к трахитам: по мере возрастания SiO_2 в диапазоне 52.13-61.24% общая щелочность возрастает до 6.46-9.10%. Содержания Al_2O_3 в том же направлении слабо возрастают параллельно убыванию MgO ; между содержаниями TiO_2 и K_2O устанавливается обратная зависимость.

В Восточной структуре прослеживается высококалиевый известково-щелочной тренд от трахиандезитов ($SiO_2=54.96\%$) до трахитов ($SiO_2=62.03\%$) с резким возрастанием суммы щелочей от 7.08 до 9.34%. В более молодых трахиандезитах маньчарского комплекса верхнего плиоцена ($SiO_2=55.93-58.40\%$) отмечается продолжение этого тренда во времени, принадлежащего высококалиевым ($K_2O=2.50-3.27\%$), умеренно магнезиальным ($MgO=2.30-3.51\%$) и умеренно глиноземистым типам ($al' = 1.69-1.91$).

Долеритовый базальт-трахибазальтовая серия слабо дифференцирована как по SiO_2 (47.82-53.03%), так и по сумме щелочей (4.0-5.5%), оставаясь в пределах умеренно-калиевых разностей. Латеральные вариации её состава выражены в приуроченности нормальных долеритовых базальтов и базальтовых трахиандезитов к Разданской структуре, а собственно долеритовых трахибазальтов – к Восточной структуре (рис.1,3).

Риолит-трахидацитовая серия развивалась, начиная с нижнего плиоцена, в три возрастные фазы, разделённые геологическим промежутком. Её вторая и третья фазы проявлены в пределах Разданской структуры, где они чётко дифференцированы в антидромном направлении от высококалиевых риолитов до трахидацитов с убыванием SiO_2 (от 73.99 до 66.44%) при сохранении общего высокого уровня щелочности. В Водораздельной структуре проявлена только третья фаза кислого вулканизма, представленная максимально обогащенными SiO_2 (74.81-76.00%) риолитами калий-натриевого и калиевого уклона.

Трахибазальт-трахиандезитовая серия

является завершающей и отчетливо разделяется на два коротких комплекса: трахибазальтовый комплекс нижнего-среднего неоплейстоцена и дифференцированный базальтовый трахиандезит – трахиандезитовый комплекс верхнего неоплейстоцен-голоцена. В Разданской структуре первый комплекс четко раздваивается на две ветви. Первая из них представлена оливиновыми базальтами и базальтовыми андезитами-андезитами ($SiO_2 = 48.86-62.24$) при сумме щелочей от 3.95 до 6.66%. Вторая ветвь соответствует трахибазальт-базальтовому трахиандезиту ($SiO_2 = 47.82-54.48\%$), с суммой щелочей 5.08-7.06%. Обе ветви относятся к умереннокалиевому типу и характеризуются натриевым обликом ($K_2O/Na_2O = 0.24-0.75$), с заметной отрицательной корреляцией MgO и Al_2O_3 . Второй комплекс в Разданской структуре образует компактный рой точек в поле базальтовых трахиандезитов ($SiO_2 = 52.43-54.47\%$), сумма щелочей – 6.10-7.06. Это умеренно-магнезиальный ($MgO = 2.40-4.34\%$) и умеренно-глиноземистый ($al' = 1.29-1.90$) ряд.

В Водораздельной структуре для первого комплекса устанавливается субщелочной высококалиевый ряд от трахибазальтов до трахиандезитов ($SiO_2 = 50.92-60.24\%$), в котором с возрастанием SiO_2 заметно возрастает сумма щелочей (5.09-7.20%). По соотношению Na_2O и K_2O намечается переход от натриевого к калинатриевому типу ($K_2O/Na_2O = 0.40-0.80$). Второй комплекс представлен непрерывным рядом от трахибазальтов до трахиандезитов с отклонением в сторону андезитов ($SiO_2 = 50.98$ до 59.13%), при сумме щелочей 5.90-7.21%. Это высококалиевый ряд с $K_2O/Na_2O = 0.36-0.79$. Заметных вариаций Al_2O_3 - MgO не отмечается.

В Восточной структуре первый комплекс представлен тем же трахибазальт-трахиандезитовым рядом, с узким диапазоном возрастания щелочей (6.10-6.89%). Второй комплекс образует два прерывистых сгущения в области трахибазальтов ($SiO_2 = 51.04\%$) и трахиандезитов ($SiO_2 =$ до 59.53%); сумма щелочей варьирует от 5.40 до 6.85%, относится к калий-натриевому ($K_2O/Na_2O = 0.53-0.69$), умеренно-глиноземистому ($al' = 1.19-1.71$) и магнезиальному типам.

Составной частью второго комплекса Восточной структуры является Ератумберская группа вулканов, трахиандезитовый состав которых группируется в узком поле ($SiO_2 = 55.77-60.01\%$) при сумме щелочей 6.10-7.26%. Они имеют кали-натриевый облик ($K_2O/Na_2O = 0.51-0.80$), располагаясь на границе с высококалиевым полем. По текстурным и петрографическим признакам Ератумберская группа вулканов связана с особой, обогащенной газовой-флюидной фазой порцией магматического расплава.

Приведенный петрохимический анализ показывает, что вулканические комплексы Гегамского нагорья связаны с развитием вулканизма в интервале от нижнего плиоцена до верхнего неоплейстоцен-голоцена. Эти комплексы соответствуют известково-щелочным умереннокалиевым и субщелочным высококалиевым сериям. По такому классификационному признаку, как индекс Пикока ($SiO_2 = 55-57\%$), и постоян-

ному преобладанию Na_2O над K_2O они принадлежат тихоокеанскому петрохимическому типу.

Описанные серии являются укороченными и разделяются на последовательно дифференцированные (трахиандезит-трахитовая, трахибазальт-трахиандезитовая, базальт-андезитовая, риолит-трахидацитовая) и однородные (долерит-базальт-трахибазальтовая). В разных структурных единицах Гегамского нагорья они распределены по-разному (табл. 3). Разданская структура отличается длительным и прерывистым проявлением вулканизма риолит-трахидацитовой серии II и III фазы, развитием слабо дифференцированной долерит-базальт-трахибазальтовой серии (до базальтовых трахиандезитов), синхронным развитием субщелочной и нормальной известково-щелочной серий в нижнем-среднем неоплейстоцене и недифференцированным базальт-трахиандезитовым составом вулканитов завершающего этапа. В Водораздельной структуре из общего разреза выпадают вулканиты верхнего плиоцена (долеритовые базальт-трахибазальты и маньчарские лавы). Восточная структура характеризуется наиболее полным разрезом вулканических серий основного и субщелочного трендов и проявлением вулканизма в верхнем плиоцене (маньчарский комплекс, продолжающий эволюцию трахиандезит-трахитовой серии нижнего плиоцена), а также недифференцированной долерит-базальт-трахибазальтовой серией. В составе пород завершающего этапа преобладают трахиандезиты, т.е. выдерживается гомодромный тренд.

В качестве самых общих характеристик последовательно дифференцированных серий Гегамского нагорья можно выделить:

- Полифировые структуры и унаследованно развивающийся от трахибазальтов (базальтов) до трахиандезитов (андезитов) парагенезис фенокристаллов, представленный плагиоклазом, оливином, орто- и клинопироксеном; в серии нижнего плиоцена к этой группе присоединяются роговая обманка и биотит.

- Насыщенные SiO_2 составы, низкая и уме-

Таблица 3

Распределение петрохимических серий в различных структурах Гегамского вулканического нагорья

Возраст	Разданская	Водораздельная	Восточная
Верхний неоплейстоцен-голоцен	Базальтовая трахиандезитовая	Базальтовый трахиандезит-трахиандезитовая	Базальтовый трахиандезит-трахиандезитовая
Нижний-средний неоплейстоцен	Трахибазальт-трахиандезитовая	Трахибазальт-базальтовая, трахиандезит-трахиандезитовая	Трахибазальт-базальтовая, трахиандезит-трахиандезитовая
	Базальт-андезитовая		
Верхний эоплейстоцен	Риолит-трахидацитовая III фазы	Риолитовая III фазы	-
Верхний плиоцен	Долерит-базальтовая	-	Долерит-трахибазальтовая
Нижний плиоцен	Андезит-лацитовая; риолитовая II фазы	Базальтовый трахиандезит-трахитовая	Трахиандезит-трахитовая

ренная магнезиальность и титанистость, повышенная глиноземистость, натриевый и калий-натриевый уклон.

- Гомодромный тип дифференциации с возрастанием SiO_2 и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ отношения при почти постоянном содержании Na_2O . По мере увеличения SiO_2 от базальтовых членов к базальтовым трахиандезитам содержание MgO и Al_2O_3 заметно уменьшается, далее к трахиандезитам уровень магнезиальности и глиноземистости сохраняется почти неизменным. Видимо, постоянством магнезиально-железистого отношения в ходе дифференциации расплавов можно объяснить присутствие порфировых вкрапленников оливина и гиперстена, во всех членах серий. MgO и CaO в том же направлении обнаруживают отрицательную корреляцию с SiO_2 .

- Особое место в ряду последовательно дифференцированных серий занимает антидромная риолит-трахидацитовая серия калиевого уклона, проявленная неоднократно и связанная с автономными магматическими очагами (Karapetyan et al., 2001).

Для однородной долерит-базальт-трахибазальтовой серии характерны:

- Монофировый оливиновый состав темноцветных фенокристаллов и полнокристаллическая основная масса, сложенная плагиоклазом, клинопироксеном и оливином.

- Недосыщенный SiO_2 состав, натриевый тип щелочности, повышенная магнезиальность и низкая глиноземистость, гомодромный тренд при узком диапазоне согласованных вариаций SiO_2 и K_2O .

Особенности химизма изученных вулканических серий отражены на дискриминационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} - \text{MgO}$ (Демина и др., 1999), где они занимают поле коллизионных вулканитов, промежуточное между вулканитами зон субдукции и континентальных рифтов. Долеритовые базальты на данной диаграмме отчетливо смещены к границе континентальных рифтовых зон (рис.4).

Эволюция химизма вулканических серий Гегамского нагорья может быть связана с формированием разноглубинных магматических очагов мантийного и нижнекорового происхождения (Джрбашян и др., 1996, 2002; Меликсетян и др., 1998; Арутюнян, 2003; Бубнов и др., 2006), в сложной обстановке коллизионной разломной тектоники и местами континентальной субдукции, в которой участвовал преимущественно коровый материал с низким содержанием флюидной фазы. Вулканизм отдельных структур нагорья развивался в плиоцене-верхнем неоплейстоцене-голоцене в определенной мере автономно, что особенно резко выражено в Разданской структуре. Различия в проявлении вулканизма почти полностью исчезают лишь на заключительном этапе, и развивается генетически единая трахибазальт-трахиандезитовая серия, отвечающая наибольшей степени плавления магматического источника. При этом равномерное распределение Na_2O и согласованные вариации MgO и CaO могут указывать на постоянство уровня этого источника и вариации лишь глубинных температур

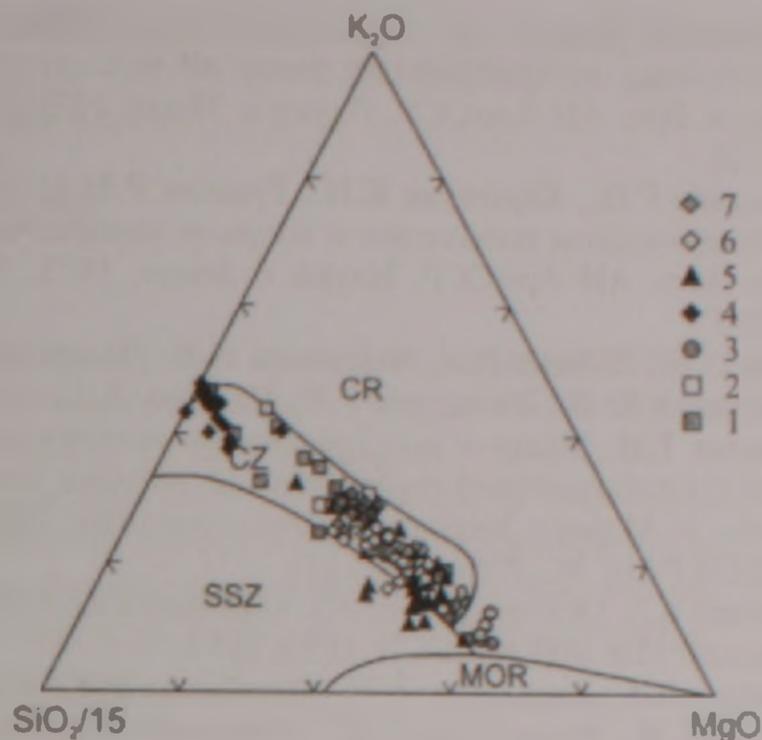


Рис 4 Коллизионные вулканиты Гегамского нагорья на диаграмме соотношений SiO_2 , MgO и K_2O . MOR – поля для вулканитов, образовавшихся в обстановках срединно-океанических хребтов, CR – континентальных рифтов, SSZ – зон субдукции и CZ – область континентальной коллизии, даны по Демину, Симонову (1999). Условные обозначения пород: 1 – нижний плиоцен, 2 – верхний плиоцен (маньчарский комплекс), 3 – верхний плиоцен (долеритовые базальт-трахибазальты), 4 – верхний эоплейстоцен, 5 – нижний-средний неоплейстоцен, 6 – верхне-неоплейстоцен-голоцен, 7 – ератумберские вулканиты верхне-неоплейстоцен-голоценового возраста.

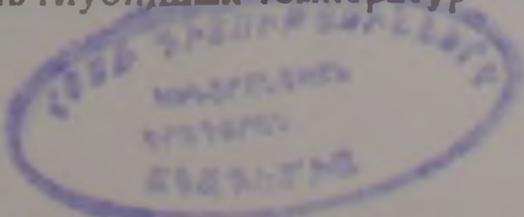
магмогенеза (Абрамович и др., 1989).

В геодинамическом аспекте дифференцированные субщелочные серии отражают режимы глубинного сжатия и скупивания земной коры, однородная долерит-базальт-трахибазальтовая серия развивается в условиях растяжения, направленного перпендикулярно к зонам сжатия, особенно характерным для областей клиновидных выступов сходящихся плит, в данном случае выступа Аравийского клина ("Эволюция...", 1987; Остроумова и др., 1995; Короновский и др., 1999). В рамках крупных регионов подобное сочетание петрохимических серий является индикаторным для зон континентальной коллизии с их мозаикой микроплит и блоков, несущих черты островодужных, окраинно-континентальных, рифтогенных режимов при значительной роли континентально-коровой субдукции вдоль границ микроплит и развития структур типа "pull apart basin" (Абрамович и др., 1989; Остроумова и др., 1995; Короновский и др., 1999; Karakhanyan et al., 2002; Хаин и др., 2005).

В заключение автор выражает глубокую благодарность Р.Т. Джрбашяну, А.Х. Мнацаканяну, К.Г. Шириняну, С.Г. Карапетяну, А.С. Караханяну за помощь и поддержку в выполнении исследований и в подготовке статьи.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович И.И. Петрологические данные. В кн.: "Геодинамические рекомендации". М.: Недра, 1989, 275 с.
 Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958, 427 с.
 Асланян А.Т., Багдасарян Г.П., Ширинян К.Г. Об одном



- ключевом разрезе для понимания взаимоотношений третичных вулканогенных толщ Армянского нагорья. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1978, №6, с.7-21.
- Багдасарян Г.П., Карапетян К.И., Гукасян Р.Х. О стратиграфическом положении и возрасте манычарских лав. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1973, №3, с.10-17.
- Бубнов С.Н., Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Гольцман Ю.В., Вашакидзе Г.Т., Баирова Э.Д., Олейникова Т.И. Место и роль основного вулканизма в неоген-четвертичной геологической истории Большого и Малого Кавказа. "Геохронология 2006", ИГЕМ РАН, М., 2006, с.128-131.
- Габриелян А.А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959, 183 с.
- Габриелян А.А., Багдасарян Г.П., Джрбашян Р.Т., Карапетян К.И., Меликсетян Б.М., Мелконян Р.Л., Мнацаканян А.Х. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1968, т. XXI, №1-2, с.6-39.
- Демина Л.И., Симонов Д.А. Вулканыты как индикаторы процесса континентальной коллизии. ДАН РФ, т.366, №6, 1999, с.793-796
- Джрбашян Р.Т. Палеогеновые вулканические пояса зоны замыкания океана Тетис (Малый Кавказ) Автореф. дисс. на соискание уч. ст. доктора геол.-мин. наук. Тбилиси, КИМС, 1989, 59 с.
- Джрбашян Р.Т., Казарян Г.А., Карапетян С.Г., Меликсетян Б.М., Мнацаканян А.Х., Ширинян К.Г. Мезокайнозойский базальтовый вулканизм северо-восточной части Армянского нагорья. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1996, т. XLIX, №1-3, с.19-31.
- Джрбашян Р.Т., Карапетян С.Г., Бигази Дж. Новые данные геохронологии и геохимии позднеколлизионных риолит-обсидиановых куполовидных вулканов Армении: изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тезисы докладов I Российской конференции по изотопной геохронологии, М., 2000, с.128-130.
- Джрбашян Р.Т., Карапетян С.Г., Мнацаканян А.Х. Позднеколлизионный риолитовый вулканизм северо-восточной части Армянского нагорья. Труды ГИН АН Грузии. Нов. сер., вып. 117, Тбилиси, 2002, с.53-63.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.:1979, 311 с.
- Карапетян К.И. Вулканы Гегамского нагорья. В кн.: Новейший вулканизм некоторых районов Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1973, с.5-62.
- Карапетян К.И., Саруханян Л.Б. Об акцессорных минералах трахиандезитовой формации Гегамского нагорья. В кн.: "Магматизм и оруденение Армянской ССР". Изд. АН АрмССР, 1974, с.69-80.
- Карапетян К.И. Трахиандезитовая формация. В кн. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, с.211-216.
- Карапетян С.Г. К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении новейших липаритовых и липарито-дацитовых пород Армянской ССР. Изв. АН Арм.ССР. Науки о Земле, 1968, т. XXI, №1-2, с.60-71.
- Карапетян С.Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Ереван: Изд АН АрмССР. 1972, 196 с.
- Караханян А.С., Джрбашян Р.Т., Трифонов В., Филип Э., Аракелян С., Авагян А., Багдасарян А., Давтян В. Активные вулканы и вулканическая опасность на территории Армянского нагорья и сопредельных областей. Изв. НАН РА. Науки о Земле, 2004, т. LVII, №1, с.3-24.
- Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм. Геотектоника, 1999, №2, с.17-35.
- Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. М.: Недра, 1997, 246 с.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Армянское вулканическое нагорье. Природа, 1928, №5, с.429-446
- Лордкипанидзе М. Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980, 162 с.
- Меликсетян Б.М., Карапетян С.Г., Гукасян Р.Х., Мнацаканян А.Х. Рубидий-стронциевый изотопный состав и геохимические особенности новейших риолитовых вулканитов Армении. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1998, т. LI, №1-2, с.40-59.
- Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Севанской впадины. Бюлл. МОИП, отд. геологии, 1960, т. XXXV, №5, с.5-61.
- Надарейшвили Г. Ш., Джанелидзе Т.В., Джрбашян Р.Т., Мустафаев Г.В., Мустафаев М.А. Фанерозойский вулканизм Южного Кавказа. Труды ГИН АН Грузии. Нов., сер. вып. 117, Тбилиси, 2002, с.39-52.
- Навасардян Г.Х., Ширинян К.Г. Петрохимические серии базальтоидов Гегамского вулканического нагорья и некоторые вопросы вулканизма. Изв. НАН РА. Науки о Земле, 2005, т. LVIII, №2, с.9-16.
- Остроумова А.С., Центер И.Я. Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизионных обстановок. М., 1995, 217 с.
- Ханн В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М., 2005, 553 с.
- Ширинян К.Г. Новейший вулканизм и проблема нефтегазоносности Армении. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 3. Вопросы минералогии и петрографии Армянской ССР. 1966, с.34-47.
- Ширинян К.Г., Аджимамудов Э.Б. Тектонические условия новейших вулканических проявлений Армении (по данным геофизических исследований). В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. Труды II Всесоюзн. вулканолог. совещ. Т.3. М.: Наука, 1966, с.82-89.
- Ширинян К.Г. О связи петрофизических и петрохимических особенностей новейших вулканических серий Армении с блоковыми структурами. В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийско-Гималайской геосинклинальной зоне. М.: Наука, 1973, с.127-137.
- Эволюция магматизма в истории Земли. Магматические горные породы. М.: Наука, 1987, 438 с.
- Karakhanian A., Jrbashyan R., Trifonov V., Philip H., Arakelian S., Avagian A. Holocene-Historical Volcanism and Active Faults as Natural of Volcanology and Geothermal Research, 113, 1, 2002, pp.319-344.
- Karapetyan S.G., Jrbashyan R.T., Mnatsakanyan A.Kh.. Late collision rhyolitic volcanism in the north-eastern part of the Armenian Highland. Journal of Volcanology and Gheothermal Research 112, 2001, p.189-220.

**ԳԵՂԱՄԱ ԲԱՐՉՐԱՎԱՆՎԱԿԻ ՈՒՇ ԿՈԼԻԶԻՈՆ
ՀՐԱԲԻԱԿԱՆՈՒԹՅԱՆ ՊԵՏՐՈԳՐԱՖԻԱԿԱՆ ԵՎ ՊԵՏՐՈՔԻՄԻԱԿԱՆ
ԱՌԱՆՉՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ**

Գ. Խ. Նավասարդյան

Ամփոփում

Հոդվածում դիտարկվում են Գեղամա բարձրավանդակի հրաբխային ապարների պետրոգրաֆիական և պետրոքիմիական առանձնահատկությունները: Համաձայն ընդունված պետրոքիմիական դասակարգման (TAS), առաջին անգամ կատարվել է բարձրավանդակի ստորին պլիոցենից մինչև նեոպլեյստոցեն-հոլոցենի հասակի հրաբխային գոյացումների համակարգում: Առանձնացվել են դիֆերենցացված և համասեռ սուբալկալային չափավոր և բարձր կալիումային տիպի սերիաներ, որոնք ձևավորվել են մայրցամաքային կոլիզիոն բարդ երկրադինամիկական պայմաններում, խորքային սեղման և ձգման շարժումների զուգորդմամբ:

**PETROGRAPHIC AND PETROCHEMICAL PECULIARITIES
OF LATE COLLISION VOLCANISM OF THE GEGHAM UPLAND**

G. Kh. Navasardian

Abstract

The article deals with petrographic and chemical composition of the Gegham Upland volcanites. Following the accepted petrochemical classification (TAS), the first ever systematization is made for the region's volcanic rocks from Lower Pliocene to Neo-Pleistocene- Holocene. Established is their belonging to consecutively differentiated and homogenous series of lime-alkaline moderately potassic and sub-alkaline high potassic types. The described series are indicative to continental collision zones and form under conditions of a complex combination of geodynamic regimes of deep-seated compression and tension.

ОСТРОВОДУЖНЫЕ ПЛАГИОКЛАЗОВЫЕ ПИКРИТЫ АРМЕНИИ

© 2006 г. Г. А. Казарян

Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
e-mail: hrshah@sci.am
Поступила в редакцию 28 07 2005 г.

Высокомагнезиальные жильно-магматические породы республики отличаются от средних составов пород пикритовой группы и представлены плагиоклазовыми пикритами. При внедрении ультрамафитового магматического расплава механической дифференциацией течения потока в эндоконтактные зоны даек пикритов формировались относительно кремнеземистые и низкомагнезиальные оливиновые толеиты.

Вулканогенные комплексы Сомхето-Карабахской и Вединской структурно-формационных зон, имеющие островодужную природу и сформированные в верхнем мезозое, содержат переплетенную дайковую серию диабазов, габбро-диабазов, плагиоклазовых пикритов и др., часть которых представляет собой корни эффузивов (гиалобазальты и др.). Пикриты Алавердского района исследованы с различной детальностью (Грушевой, 1941; Казарян, 1959; Мелконян, Плошко, 1973; Морозов, 1912). В дальнейшем нами было проведено детальное поперечное опробование дайки по восточной стенке дорожной выемки (обр. 3415^а, 3416^а) и в 20 м восточнее (обр. 2062^а). Обнаружение пикритов в Вединской зоне (Асланян и др., 1987; Закариадзе и др., 1986) еще более усилило интерес к этим образованиям, где также было произведено поперечное опробование дайки (обр. 3031^а, 3413^а, 3414^а). Целью настоящего сообщения является изложение накопленных геолого-петрологических материалов с соответствующими интерпретациями и выводами.

Анализ собственных геологических материалов и данных литературных источников (Пейве, 1969; Книппер, 1966, 1974, 1975; Закариадзе и др., 1986; Адамия и др., 1980; Джрбашян и др., 1998) показывает, что при замыкании океана Неотетис и дрейфе Евразийской континентальной плиты и формировании Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса (Армянское нагорье) на общем фоне субдукции некоторая часть океанической коры была приподнята над водным покровом (Книппер, 1985) и подвергалась глубокому размыву до горизонта габбро (Казарян, 1994; Закариадзе и др., 1986). На этом глубоко-эродированном с офиолитовым фундаментом активном краевом блоке Евразийской платформы (параллельной Сомхето-Карабахской зрелой островной дуге) в юра-н. меловом периоде развивалась Севано-Акеринская примитивная островная дуга с соответствующим типом вулканизма – контрастной толеит-плагиоориолитовой (КТПР) и дифференцированной трахибазальт-трахиандезит-трахитовой (ТБТ) сериями (Казарян, 1994; Закариадзе и др., 1986).

В Сомхето-Карабахской зрелой островодужной системе в верхнемезозойское время формировались два вулканогенных комплекса: средне-верхнеюрский базальт-плагиоориолитовый

и верхнеюрско-нижнемеловой базальт-риолитовый. Обнаружение в этой структурно-формационной зоне бонинитов (Остроумова, 1990) подтверждает ее островодужную природу. Эффузивно-интрузивный магматизм этих двух спаянных островодужных систем сопровождался широкой гаммой жильно-магматических пород, в том числе пикритов Алавердского рудного района, Джуджевана и отделенного от этой системы Вединского надвигового покрова.

Во всех выходах высокомагнезиальные породы слагают дайки мощностью до 30-35 м и длиной в несколько сотен метров. В Алавердском рудном поле пикриты пересекают серию пород нижне-среднеюрского эффузивного комплекса (относительно молодые образования отсутствуют) в районе с. Джуджеван (р. Шаназутиджур) – вулканогенную свиту коньяка, а в Вединском надвиговом блоке – в мела. У северного эндоконтакта в пикриты Алавердской дайки внедрена согласная двухметровая дайка габбро-диабаз. Верхнекошабердская 30-метровая субширотная дайка пикритов в северо-западной эндоконтактной зоне также пересечена дайкой габбро-диабаз. Ороговикованные, уплотненные, темно-бурые, пятнистые туфобрекчии вдоль границ даек образуют 1.0-1.5-метровые, стенообразные валы толщиной 40-45 см. В преобладающей массе пикриты темно-зеленые, почти черные с синеватым оттенком, средне-мелкозернистые. Симметрично по обоим эндоконтактам дайки выделяются 25-30-сантиметровые зоны закалки, на желтовато-зеленом фоне которых изредка различимы зеленоватые вкрапленники.

Джуджеванская северо-западного простирания дайка пикритов (мощн. 18-20 м) находится в районе одноименного селения в долине реки Шаназутиджур. В эндоконтактной полосе дайки хорошо выражена зона закалки (мощн. 25-30 см), вмещающие вулканогенно-осадочные породы экзоконтакта коньякского возраста (мощн. 30-35 см) слабо ороговикованы. Породы центральной части дайки порфиоровые с вкрапленниками оливина и клинопироксена (разм. 3-4 мм), а приконтактная зона закалки – афирровая или содержит редкие микровкрапленники оливина. По всем петро-минералогическим параметрам породы Джуджеванской дайки совершенно идентичны пикритам Алавердского рудного поля и Вединской офиолитовой зоны (надвиговой пластины).

В Вединской офиолитовой зоне сложно-построенная 20-метровая дайка пикритов северо-западного простирания пересекает вулканиты ТБТ серии. Слабо развита шарово-скорлуповатая отдельность, которая ошибочно была принята за шарово-подушечную, а форма залегания — поток пиллоу-лав (Асланян и др., 1987). Пикриты пересечены продольной дайкой гиалобазальтов, которые в 0.6 км к северо-западу от разв. с Азизкенд слагают 35-40-метровый поток в коньякских пиллоу-лав. Светло-, табачно-зеленые афировые гиалобазальты на контакте с темно-зелеными пикритами сопровождаются отчетливо выраженной зоной закалки. Относительно свежие пикриты западного закаленного эндоконтакта (табл. 1, 2) к середине дайки постепенно переходят в прогрессивно-усиливающиеся измененные разности. Породы восточной половины представлены светло-зеленой массой, состоящей из скоплений идингсита, боулингита, оливина зонального, а по краям — цеолитизированного плагиоклаза, розово-фиолетового клинопироксена, редких зерен амфибола и чешуек биотита, кото-

рые непосредственно у восточного эндоконтакта изменены еще сильнее. Восточная граница дайки тектоническая, по ней сильно разложившиеся пикриты контактируют с брекчированными, перемьятыми породами вмещающей среды (без зоны закалки).

На основании приведенных данных возраст пикритовых даек Армении определяется как верхний коньяк.

В мировой практике установлено, что офиолиты развиты исключительно в складчатых областях (альпинотипные габбро-перидотиты) и обычно слагают нижний горизонт аллохтонных пластин. Такие покровы развиты по всей протяженности Альпийско-Гималайского складчатого пояса: в Альпах, Динаридах, в Турции и Иране (Белостоцкий, 1978; Пейве и др., 1969), а также на Урале, Алтае-Саянах, Монголии и др. Сущность надвиговой природы Вединской безкорневой офиолитовой зоны выявлена и обоснована многими исследователями (Ломизе, 1970, 1971; Книппер, 1975; Книппер и др., 1976; Книппер et al., 1980; Соколов, 1977).

Таблица 1

Содержание петрогенных элементов (вес. %) и элементов-примесей (г/т) в высокомагнезиальных породах мезозойских островных дуг Армении.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	48.81	46.58	40.38	42.18	41.45	41.47	45.13	43.11	39.12	42.22	44.07	45.02	53.59	47.30	43.22	43.69
TiO ₂	1.15	1.03	0.57	0.48	0.52	0.43	0.69	0.75	0.55	0.62	0.82	2.41	1.06	0.76	0.52	0.66
Al ₂ O ₃	18.54	22.1	11.64	8.18	8.51	8.64	12.52	12.55	9.64	8.37	19.07	18.28	16.63	17.81	9.39	11.22
Fe ₂ O ₃	5.52	3.61	5.69	4.34	4.51	4.83	4.80	7.03	4.14	7.62	3.28	1.89	6.63	5.86	5.36	6.80
FeO	8.43	8.50	7.18	9.48	10.05	9.48	7.33	7.80	9.48	8.90	7.18	6.89	5.66	9.60	9.47	8.95
MnO	0.23	0.22	0.18	0.18	0.18	0.25	0.16	0.12	0.18	0.21	0.17	0.09	0.16	0.22	0.28	0.19
MgO	5.37	6.60	18.18	24.91	24.53	25.39	5.69	15.85	24.24	20.28	9.69	9.19	6.92	8.38	25.47	24.54
CaO	5.70	5.48	5.92	5.07	5.92	5.07	10.02	3.75	4.76	6.90	7.89	5.88	5.71	7.11	5.46	3.09
Na ₂ O	2.30	2.71	0.48	0.55	0.50	0.68	1.55	0.63	0.67	1.30	2.40	2.80	2.51	2.62	0.58	0.77
K ₂ O	0.10	0.13	0.08	0.10	0.15	0.06	0.28	0.06	0.07	0.08	0.07	1.90	0.94	0.23	0.09	0.03
P ₂ O ₅	0.12	0.13	0.07	0.06	0.09	0.11	—	0.01	0.06	0.11	0.04	0.39	0.16	0.11	0.13	0.06
H ₂ O	0.84	0.81	2.42	0.29	0.31	0.11	—	6.57	0.63	0.55	2.20	1.17	—	—	—	—
CO ₂	—	—	3.74	4.16	3.68	—	—	—	4.18	3.37	2.11	2.99	—	—	—	—
nnn	2.89	2.30	4.02	—	—	4.07	5.44	1.95	1.89	—	1.54	2.57	—	—	—	—
Сумма	100.0	100.0	100.55	99.98	100.4	100.66	100.48	100.0	99.61	100.53	100.53	99.93	—	—	—	—
Ni	240	130	240	560	560	240	—	560	1200	420	—	—	—	—	—	—
Co	56	—	100	100	32	18	—	100	100	100	—	—	—	—	—	—
V	240	240	180	100	240	240	—	100	320	100	—	—	—	—	—	—
Cr	560	100	560	2400	2400	3200	—	1300	2400	750	—	—	—	—	—	—
Zr	—	2.4	5.6	4.2	5.6	—	—	4.2	4.2	3.2	—	—	—	—	—	—
Y	18	13	18	5.6	5.6	18	—	7.5	24	7.5	—	—	—	—	—	—
Yb	10	—	3.2	1.3	1.0	3.2	—	1.3	2.4	2.4	—	—	—	—	—	—
Sr	—	—	—	100	100	—	—	500	100	200	—	—	—	—	—	—
Ba	240	—	—	100	100	—	—	300	100	1000	—	—	—	—	—	—
Li	—	—	—	15	20	—	—	20	24	20	—	—	—	—	—	—
Rb	—	—	—	8	8	—	—	8	8	—	—	—	—	—	—	—

Дайка пикритов Алаверди, разрез в 300 м к Ю-В от дороги г. Алаверди — с. Мадан. 1. Толент из зоны закалки северного контакта, 0.0-0.05 м (обр. 3416^а). 2. Оливиновый толент в 0.1-0.2 м от сев. контакта (обр. 3416^а). 3. Пикробазальт в 0.25-0.3 м от северного контакта (обр. 3416^а). 4. Пикрит из середины дайки (обр. 2062^а). 5. Пикрит в 7.0 м от южного контакта (обр. 2062^а). 6. Пикрит в 0.4 м от южного контакта (обр. 3415^а). 7. Габбро-диабаз, дайка, секущая пикриты (обр. 487^а). Дайка пикритов бассейна р. Веди. 8. Пикробазальт (обр. 3413^а). 9-10. Пикриты (обр. 3413^а, 3031^а). 11. Гиалобазальт, дайка, секущая пикриты р. Веди (обр. 3413^а). 12. Гиалобазальт из потока лав р-на разв. с Азизкенд (обр. 3213^а). Средние составы пород диабаз-пикритовой серии Алаверди. 13. Толент из зоны закалки (по 2 ан.). 14. Пикробазальт из зоны в 0.15-0.2 м от контакта (по 2 ан.). 15. Пикриты (по 11 ан.). 16. Пикриты р. Веди (по 9 ан.). Рядовые анализы пород, содержащих CO₂ больше 4%, и средние составы пород пересчитаны на сухой остаток с вычетом CaO соответствующего CO₂. Анализы выполнены на образцах из коллекции Г. А. Казаряна в химической лаборатории ИГН НАН РА.

Количественно-минеральный состав высокомагнезиальных пород мезозойских островных дуг Армении

Минералы	1		2		3		4		5		6		7		8		9	
	Вкр	о.м																
Плагиоклаз	-	43.3	-	36.5	-	34.2	-	34.5	-	28.1	-	31.4	-	27.9	-	28.3	-	28.5
Клинопи- роксен	-	-	-	30.1	-	32.3	-	24.5	-	24.3	-	21.2	-	25.0	-	21.3	-	20.2
Оливин	5.9	-	16.3	-	20.3	-	37.5	-	42.6	-	45.6	-	46.4	-	47.6	-	47.7	-
Биотит	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.6	-	0.5	-	0.9	-	1.3
Рудный минерал	-	1.9	-	1.5	-	1.2	-	1.7	-	1.4	-	1.2	-	0.2	-	1.9	-	2.3
Вулк. стекло	-	48.9	-	15.6	-	12.3	-	3.4	-	3.6	-	-	-	-	-	-	-	-
Минералы	10		11		12		13		14		15		16		17		18	
	Вкр	о.м																
Плагиоклаз	-	28.6	-	31.8	-	32.1	-	37.6	-	42.4	-	35.3	-	36.3	-	28.2	-	57.3
Клинопи- роксен	-	19.1	-	30.5	-	33.3	-	31.2	-	6.3	-	32.0	-	24.0	-	23.3	-	37.3
Оливин	47.3	-	36.5	-	23.2	-	12.8	-	4.2	-	27.2	-	33.6	-	46.9	-	-	-
Биотит	-	2.7	-	0.8	-	-	-	-	-	-	-	3.4	-	-	-	0.1	-	-
Рудный минерал	-	2.3	-	0.9	-	1.0	-	2.2	-	2.3	-	2.1	-	1.6	-	1.2	-	4.9
Вулк. стекло	-	-	-	-	-	10.4	-	16.2	-	44.8	-	-	-	4.5	-	-	-	-
Кварц (первич.)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.5

Алавердская дайка пикритов: 1. Толент из северного контакта – зоны закалки 0.0-0.05 м (обр. 3416^а). 2. Оливиновый толент в 0.1-0.15 м от сев. контакта (обр. 3416^б). 3. Пикробазальт в 0.25-0.3 м от сев. контакта (обр. 3416^в). 4. Пикрит в 1.0 м от сев. контакта (обр. 3416^г). 5. Пикрит в 5.0 м от сев. контакта (обр. 2062^а). 6. Пикрит в 8.0 м от сев. контакта (обр. 2062^б). 7. Пикрит из середины дайки (обр. 2062^в). 8. Пикрит в 10.0 м от южного контакта (обр. 2062^г). 9. Пикрит в 7.0 м от южного контакта (обр. 2062^д). 10. Пикрит в 4.0 м, от южного контакта (обр. 2062^е). 11. Пикрит в 0.4 м от южного контакта (обр. 3415^а). 12. Пикробазальт в 0.25-0.3 м от южного контакта (обр. 3415^б). 13. Оливиновый толентовый базальт в 0.1-0.15 м от южного контакта (обр. 3415^в). 14. Толент – базальт из южного контакта – зоны закалки в 0.0-0.05 м (обр. 952). 15. Пикрит Джуджевана. 16, 17. Пикриты района р. Веди. 18. Габбро-диабаз, дайка, секущая пикриты Алаверди (обр. 487^а).

Петрография пикритов исследованных даек, независимо от мест проявления, одинакова (Казарян, 1959, 1971). Ниже излагаются дополнительные сведения, в основном относящиеся к породам эндоконтактных зон, с соответствующими аналитическими данными (табл. 1, 2, рис. 1).

Светло-желтовато-зеленые, с буроватым оттенком мелкозернистые толенты зон закалки (0.0-0.05 м) алавердской дайки пикритов состоят из большого количества хлоритизированного плагиоклаза с микролитами (№40-42) вулканического стекла, редких, измененных интрателлурических микровкрапленников оливина с гиалопилитовой основной массой (табл. 2).

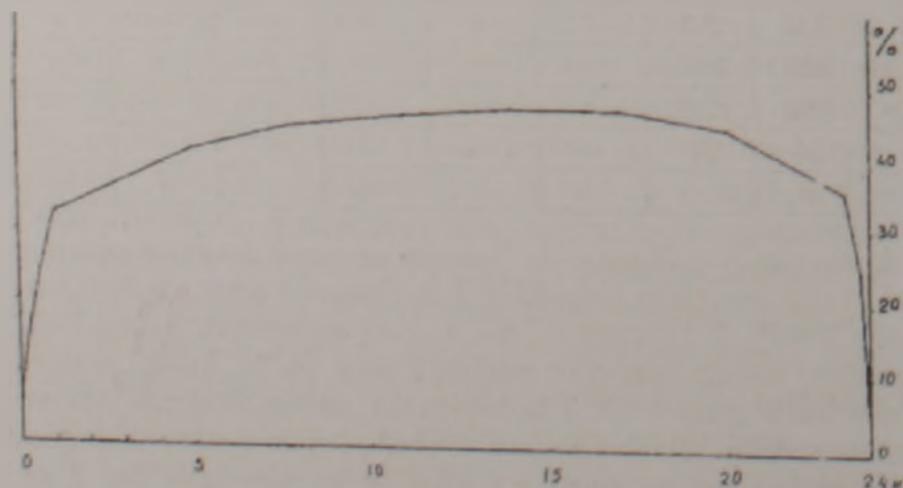


Рис. 1. Распределение фенокристаллов (в %), концентрированных поперек дайки пикритов Алаверди.

Породы из зоны в 0.1-0.15 м от контакта дайки с вмещающими ороговикованными туфобрекчиями кошабердской свиты мелкозернистые, сильно карбонатизированные, реже содержат серпентинизированные микровкрапленники оливина (размером до 0.5-1.0 мм). Основная масса породы состоит из микропризматических кристаллов плагиоклаза (№45-47) длиной до 0.5 мм, хлоритизированного клинопироксена и умеренного количества опять же хлоритизированного вулканического стекла (15-16%).

Рудный минерал представлен в различной степени лимонитизированным магнетитом. По химическому и минеральному составу описанные породы соответствуют оливиновым толентам.

Породы из 15-20-сантиметровой зоны контакта, представленные пикробазальтами, состоят из призматических кристаллов плагиоклаза (№60-62), местами образующих сеть, ячейки которых заполнены хлоритизированным вулканическим стеклом, реже карбонатизированным клинопироксеном, которые в совокупности создают эмбрионально-пойкилитовую структуру. Серпентинизированные и карбонатизированные вкрапленники оливина (размером 2-3 мм) местами образуют гломеропорфировые скопления. Рудный минерал (магнетит) оконтуривает или микропрожилками пересекает зерна оливина.

Пикриты 35-40-сантиметровой зоны и всей последующей 20-22-метровой центральной по-

Химический состав породообразующих минералов мезозойских островодужных пикритов Армении

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	f _a	f	Mg	Fe	Ca
1	40.13	0.00	0.00	14.89	0.22	44.52	0.10	0.00	0.00	99.8	16	0.15	-	-	-
2	53.64	0.76	3.05	6.25	0.15	15.24	19.55	0.34	0.00	100.08	-	0.18	47.2	10.3	42.5
3	41.48	5.59	12.86	8.6	0.00	18.07	0.00	1.00	8.50	96.10	-	-	-	-	-
4	40.39	0.00	0.00	15.38	0.26	44.18	0.24	0.00	0.00	100.45	17	0.16	-	-	-
5	50.12	1.34	5.14	12.38	0.26	10.77	19.93	0.43	0.00	100.37	-	0.39	33.6	21.6	44.8

Алавердский район: 1. Оливин (обр 2062^а) 2. Клинопироксен (обр 2062^а) 3. Биотит (обр 2062^а) Бассейн р Веди
4. Оливин (обр 3031^а) 5. Клинопироксен (обр 3031^а) Анализы выполнены на микрозонде в лаборатории ИГЕМ РАН, оператор Боронихин В А

лосы (табл.2) состоят из крупных (до 3-4 мм) интрателлурических вкрапленников оливина и основной массы, сложенной из крупных домойкиковых выделений клинопироксена с хадакристаллами битовнита (№80-89) и свободно выросших мелкотаблитчатых кристаллов зонального плагиоклаза с лабрадором (№75-76) в ядре и андезином (№43-44) на краях. Структура порфирировая с кристаллизационно-пойкилитовой и призматическизернистой основной массой.

Оливины пикритов Алаверди и Веди (табл.3) имеют одинаковый хризолитовый состав ($f = 16-17$), иногда по краям оплавлены и корродированы, обычно замещены серпентином, а в центральной части – илдингситом и боулингом. Зональность клинопироксена по диаграмме Mg-Fe-Ca (Дир и др., 1965): ядро кристаллов имеет состав магнезиального авгита (граница эндиопсид-авгит), а край – железистого авгита (граница саллит-авгит).

Вещественно-фациальные особенности пород отдельных зон даек пикритов Алаверди, отражающие пространственно-временные условия кристаллизации магматического расплава, подтверждаются данными силикатных анализов и количественно-минеральными составами (табл.1,2, рис.1). Толентовый расплав эндоконтактной зоны закалки (0.0-5.0 см), отделенный от пикритового расплава путем механической дифференциации течения потока, характеризуется восьмикратно малым количеством интрателлурических вкрапленников оливина (4-6%) и окиси магния (5-7%) относительно пород центральной зоны дайки, начал кристаллизовываться выделением плагиоклаза (андезина) в остаточном вулканическом стекле, составляющем 48-49% породы. Породы из 15-20 – сантиметровой зоны имеют состав оливинового толента с относительно высоким содержанием микровкрапленников оливина (10-16%) и окиси магния (7-8%) и вулканического стекла (15-16%).

Породы следующей, более глубокой зоны (25-30 см), формировались из расплава с относительно высоким содержанием интрателлурических вкрапленников оливина. В этой зоне кристаллизовалась некоторая часть пикритового расплава с окисью магния (18%), вкрапленниками оливина (20-22%) и малым объемом вулканического стекла (10-12%), содержащего равное количество микрочастиц плагиоклаза кли-

нопироксена (по 32-34%), по составу соответствующая пикробазальту.

Породы, начиная с 35-40-сантиметровой зоны от контакта и дальше до середины дайки (представляющей основную часть интрузивного тела мощностью в 22-23 м) по петрографическим параметрам и химическому составу (оливин 37-48%, MgO-24-25%) соответствуют пикриту. Внедрившийся магматический расплав, представляющий кашу с интрателлурическими вкрапленниками оливина (сл + распл.), в новых условиях начал кристаллизовываться в поле анортита (Кокс и др., 1982) с выделением призматических кристаллов битовнита (№82-83), которые в последующем образовали хадакристаллы внутри неправильных зерен – ойкокристаллов клинопироксена.

Состав и витрофированная структура пород эндоконтактных зон с редкими вкрапленниками свидетельствуют о том, что при внедрении в магматическом расплаве происходило центростремительное перемещение интрателлурических фенокристаллов оливина в среднюю полосу, обеднив ими краевые части магматической камеры с одновременным обогащением ими центральной. Следовательно, породы эндоконтактных зон интрузивных тел не отражают первоначального состава магматического расплава и при внедрении механической дифференциацией течения потока (Bhattachorji, 1967; Komar, 1979; Gibb, 1968) были изменены, поэтому мнение, что породы эндоконтактных зон отражают первоначальный или истинный состав внедрившейся магмы не является универсальным. Здесь уместно отметить, что породы зон закалки даек пикритов нельзя спутать с жильно-магматическими габбро-диабазами Алавердского района, которые кроме состава (табл.1) отличаются афировым строением, отсутствием интрателлурических вкрапленников оливина, а полосчатость приконтактных зон этих даек обусловлена линейным расположением миндалин (Казарян, 1959).

Кривая линия, изображающая распределение фенокристаллов оливина, сконцентрированных поперек Алавердской дайки пикритов от северного контакта до южного (рис.1), имеет выпуклую форму аналогично подобным линиям полосчатости интрузивных тел и потоков долеритовых лав ряда регионов мира (Komar, 1979; Gibb, 1968) и соответствует линии ЗВ по Гиббу (1968).

Выявленные закономерности формирования полосчатости пикритов позволяют пересмотреть наши прежние представления относительно полосчатости габбро-диабазовой дайки долины р.Лалвар (Казарян, 1959), тем более, что подобная полосчатость установлена в пикритовой дайке Скай (Котаг, 1979). Полосчатость дайки последнего типа нами была обнаружена и в Капанском рудном поле.

Пикриты в ультрамафитовой серии пород составляют определенную группу, всеобъемлющую характеристику которой невозможно изложить в ограниченном объеме журнальной статьи. Термин "пикрит" предложен Г.Чермаком, который под этим названием описал ультраосновную породу эффузивной или субвулканической фации, состоящей из вкрапленников оливина до 50% и основной массы, в составе которой участвуют клинопироксен, амфибол, биотит, анальцит и т.д. По химическому составу сходных коматиитам пикритов, с суммой $MgO + CaO = 29-34\%$, удлиненные скелетные кристаллы клинопироксена образуют структуру спинифекс (Магматические..., 1983)..

На диаграмме $TiO_2 - MgO$ (рис.2) составы пород средней (преобладающей) зоны даек пикритов региона расположены вдоль оси MgO , в нижней части поля пикритов и смежной зоне — между полями пироксеновых и перидотитовых коматиитов, а породы эндоконтактных зон — коматиитовых базальтов. По уровню дискриминационной функции определения принадлежности ультраосновных вулканитов — $0.5475, SiO_2 - 0.3154, TiO_2 - 2.1253, K_2O - 23.9534 = O$ (Которгин, 1985) основная часть исследованных пород, содержащая $MgO > 18.0\%$, имеет значение меньше "O" и принадлежит пикриту. К исследованным породам в определенной мере приложимо деление ультрамафитовых вулканитов, предложенное Арндтом (Arndt et al., 1977), на перидотитовые ($MgO > 25\%$), пироксенитовые ($MgO = 19-25\%$), однако в связи с высоким содержанием в них полевых шпатов (модальных и нормативных больше 25%), обусловленным относительной глиноземистостью, $Al_2O_3 = 9.4$ и 11.2 (табл.1) по отношению к среднему по Соловьеву (1970) следует им дать прилагательное "плагноклазовые". Таким образом, исследуемые породы по химическому составу и минеральным парагенезам неординарные и отличаются от средних пикритов и коматиитов и являются плагноклазовыми пикритами, а породы эндоконтактных

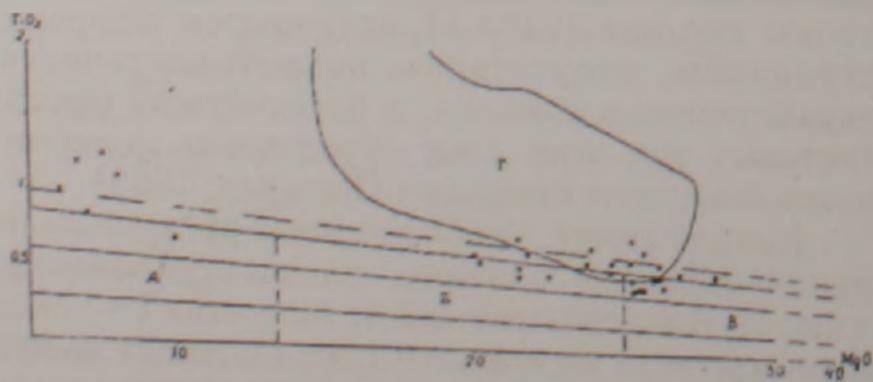


Рис.2. Расположение составов пород пикритовой серии Армении на диаграмме $TiO_2 - MgO$ по Крестину (1983). Поля: А — коматиитовые базальты, Б — пироксенитовые и В — перидотитовые коматииты, Г — пикриты.

зон имеют состав толеита, оливинового толеита и пикробазальта.

Тесная пространственная связь пикритов региона с габбро-диабазовыми дайками Алавердского района и корнями излияний габбро-диабазовых лав Вединской зоны свидетельствует о том, что они в комплексе составляют единую серию и связаны с общим магматическим очагом базальтоидов. Приведенные выше данные позволяют сделать вывод, что на юго-западном краю Сомхето-Карабахской развитой островной дуги и параллельной с ней юной примитивной Севанской островодужной системе, сформированной на офиолитовой основе, в юра-меловое время развивался единый диабаз-пикритовый эффузивно-интрузивный комплекс. При отделении от примитивной островодужной структуры бескорневой (Егоркина и др., 1976) сильно тектонизированной Вединской надвиговой пластины (Ломизе, 1970, 1971; Соколов, 1977) комплекс даек пикритов также был разобщен, а его некоторая часть была перемещена в западном направлении на многие километры (Вединская офиолитовая зона). По нашим наблюдениям и литературным данным (Книппер и др., 1976; Ломизе, 1971; Соколов, 1977), вдоль юго-западной границы Вединского надвига развит тектонический меланж с олистолитами ультрамафитов, габбро, спилитов, диабазов и т.д.

Юго-западное направление фронтальной зоны Вединского надвига свидетельствует о том, что тектонический покров шарьировался в этом же направлении на многие километры, а это позволяет считать, что корни перемещенной офиолитовой массы этой структуры находятся на северо-востоке, скорее всего в районе Эрзинджан-Севанской офиолитовой зоны. Это мнение обосновывается еще и тем, что по этому же направлению (на пути перемещения покрова) сохранились фрагменты — остатки пород офиолитовой серии в составе базальных конгломератов трансгрессивного основания верхнемеловых отложений: в верховьях р.Аргичи, в Вайке (р-н с.Хндзорут), в южной части Зангезурской "офиолитовой" зоны, у с.Килит, в бассейне р.Джагричай (Нах. АР, Рустамов, 1979). В районе Ерахской антиклинали на толще пород субщелочной серии внутриконтинентальной рифтовой структуры распространены многочисленные клиппены серпентинитов, амфиболитов, мраморизированных и доломитизированных известняков, представляющих фрагменты пород фронтальной зоны (меланжированной) Вединского тектонического покрова офиолитов.

В проблеме классификации и формационной принадлежности исследованных пород определенным фактором является характер оливина ($f_a - 16-17$), значительным образом отличающийся от оливина ультрамафитов офиолитовой серии региона ($f_a - 1.5-6.5$), пикритов даек Троодоса с $f_a - 8-10$, (Магматические..., 1988) и коматиитовых лав с $f_a - 6-15$ Северного Онтарио (Arndt, 1977). Плагноклазосодержащие пикриты региона по многим параметрам отличаются от бесполовошпатовых ультрамафитов коматиит-пикритового ряда, поэтому трудно оценить их генетическую

принадлежность. Мнение о вероятно несколько высоком (35% и больше) частичном плавлении дерцолита (пиролита) и выплавлении пикробазальтового расплава в подостроводужном мантийном клине оспаривается составом оливина исследованных пород (1a – 16-17). Представляется возможным, что исследованные плагиоклазовые пикриты являются меланокритовым дифференциатом (рестит), образованным при ликвации толеитового расплава после отделения плагиориолитового составляющего в промежуточной магматической камере, сформированной в глубоких горизонтах островодужной системы.

Приведенные выше данные позволяют считать, что в мезозойское время в области островодужных структур региона формировался диабаз-пикритовый комплекс (Мелконян, Плошко, 1973), генетически связанный с базальтовым магматизмом.

Выводы

1. Исследованные породы, относящиеся к группе пикритов, в значительной мере отличаются от средних типов и могут быть классифицированы как плагиоклазовые пикриты.

2. Плагиоклазовые пикриты региона проявились в пределах развитой Сомхето-Карабахской и южной примитивной (Вединская бескорневая офиолитовая зона) островодужных систем в составе диабаз-пикритовой серии базальтоидов.

3. Магматический расплав с интрателлурическими вкрапленниками оливина подвергся механической дифференциации течения потока (Bhattachorji, 1967; Komar, 1979, Gibb, 1968), приведшей к обеднению ими в узких эндоконтактных зонах даек (шириной в 30-35 см) и последовательному образованию в них толеитов, оливиновых толеитов и пикробазальтов.

Автор выражает глубокую благодарность рецензенту, члену-корреспонденту НАН РА Р.Л. Мелконяну за ценные советы при подготовке статьи к опубликованию.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Кекелия М.А., Лордкипанидзе М.Б., Чхотуа Т.Г., Шавишвили И.Л. Эволюция магматизма и геодинамика палеостроводужных систем Кавказа. В сб.: Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983, с.206-225.
- Асланян А.Т., Сатиан М.А., Мнацаканян А.Х., Ханзатян Г.А. Высокомагнезиальные шаровые лавы Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, т.ХL, №1, с.9-16.
- Белостоцкий И.И. Строение и формирование тектонических покровов. М.: Недра, 1978, 238 с.
- Грушевой В.Г. Интрузивные породы Армянской ССР (северная часть Армении и соседний район Грузии). В сб.: Интрузивы Закавказья. Труды Груз. гос. геол. упр. Вып.21. Тбилиси, 1941, с.277-311.
- Дир У.А., Хаин Г.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 2, М.: Мир, 1965, 405 с.
- Джрбашян Р.Т., Казарян Г.А., Карапетян С.Г., Меликсе-

тян Х.Б., Мнацаканян А.Х., Ширинян К.Г. Мезо-кайнозойский вулканизм Армении в различных геодинамических обстановках. Тезисы докл. конф. "Проблемы магматических и метаморфических пород", С-Петербург, 1998, с.93-94.

- Егоркина Г.И., Соколова И.А., Егорова Л.И. Изучение глубинных разломов по материалам станции "Земля" на территории Армении. Разведочная геофизики, 1976, вып.72, М.: Недра, с.29-40.
- Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Соболев А.В., Цамерян С.П. Особенности структурного положения и состава вулканических серий офиолитов Малого Кавказа. В кн.: Океанический магматизм. Эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986, с.218-241.
- Йодер Х. Образование базальтовых магм. М.: Мир, 1979, 337 с.
- Казарян Г.А. О полосчатом строении диабаз-порфириновых даек Алавердского района. Зап. Арм. отд. В. М. О. вып.1, 1959, с.61-68.
- Казарян Г.А. Ультраосновные жильные породы Алавердского района. Труды управления геологии и охраны недр АрмССР, т.11, Ереван, 1959, с.181-190.
- Казарян Г.А. Основные закономерности магматизма Алавердского рудного района. В кн.: Петрология интрузивных комплексов важнейших рудных районов Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1971, с.7-116.
- Казарян Г.А. Кислые вулканы толеитовой серии офиолитовых зон Республики Армения. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1992, т.45, №4, с.3-13.
- Казарян Г.А. Особенности геологического строения и петрология офиолитовых габброидов Севанской и Вединской зон Армении. Изв. НАН РА Науки о Земле, 1994, т.47, с.19-31.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975, 207 с.
- Книппер А.Л. Движение австрийской фазы в океанической коре Тетиса. Характер проявления, последствия и возможные причины. Геотектоника, 1985, №2, с.3-18.
- Книппер А.Л., Соколов С.Д. Офиолиты Веди (Армения) – автохтон или аллохтон. Геотектоника, 1976, №4, с.54-66.
- Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерет Р.Д. Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982, 414 с.
- Которгин Н.Ф. О некоторых петрохимических особенностях пикритов и коматитов. В сб.: Вопросы оруденения в ультрамафитах. М., 1985, с.12-19.
- Крестин Е.М. Проблемы образования и эволюции ультраосновных магм (по результатам изучения коматитов зеленокаменных поясов). В сб.: Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск.: Наука, 1983, с.114-121.
- Ломизе М.Г. О месте офиолитов в тектонической структуре Восточной Анатолии и Закавказья. Изв. Высш. Учеб. зав. Геология и разведка, 1970, №11, с.32-41.
- Ломизе М.Г. Вединский тектонический покров (Малый Кавказ). ДАН СССР, 1971, т.198, №3, с.672-673.
- Магматические горные породы. Классификация. Номенклатура. Петрография. ч.1, М.: Наука, 1983, 365 с.
- Магматические горные породы. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988, 508 с.
- Мелконян Р.Л., Плошко В.В. Диабазовая (диабаз-пикритовая) формация Малого и Большого Кавказа. ДАН АрмССР, 1973, т.LVII, №1, с.26-29.

- Мелконян Р.Л. Петрология и рудоносность мезозойских островодужных гранитоидных формаций Малого Кавказа. Автореф. дисс. на соискание уч. ст. доктора геол.-мин. наук, М.: ИГЕМ, 1989, 51 с.
- Морозов Н.М. Алавердское месторождение медных руд в Закавказье, его породы и генезис. Изв. СПб политехн. ин-та: 1912. т. XVII, вып. I., с. 111-194.
- Остроумова А.С., Центер Н.Я. Аналогии пород марианит-бонинитовой серии в юрских вулканитах Карабахского хребта (Малый Кавказ). ДАН СССР, 1986, т. 290, №2, с. 441-445.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, 1969, №4, с. 5-23.
- Пушаровский Ю.М., Разнишин Ю.Н., Соколов С.Д. Тектоническая расслоенность коры современных океанов и их аналогов. В сб.: Геодинамика и развитие тектоносферы. М.: Наука, 1991, с. 97-119.
- Рустамов М.А. Олистостромовые образования и проблемы офиолитов Араксинской зоны. Изв. АН Азерб. ССР, 1979, №5, с. 84-91.
- Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977, 94 с.
- Соловьев С.П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. М.: Наука, 1970, 314 с.
- Arndt N.T., Naldreff A.Y. and Pyke D.K. Komatiitic and Iron-rich Tholeiitic Lavas of Munzo Township, North-east Ontario. Journal of Petrology. 1977, v. 18, №2, p. 319-369.
- Bhattachirji S. Mechanics of flow differentiation in ultramafic and mafic sills. The journal of Geology. 1967, v. 75, №1, p. 101-112.
- Knipper A.L., Khain E.V. Struktural position of ophiolites of the Caucasys. "Ofiolit", 1980, v. 2, p. 297-314.
- Komar P.P. Mechanical Interactions of Phenocrysts and Flow Differentiation of Igneous Dyces, Sills. Geol. Soc. Amer. Bull. 1979, №83, p. 973-988.
- Gibb F.G.F. Flow Differentiation in the Xenolithic Ultrabasic Dykes of the Cuillins and Strathard Peninsula. Isie of Skye, Scotland. J. of Petrol, 1968, v. -, №3, p. 411-443.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԿՂՁԱՂԵՂԱՅԻՆ ՊԼԱԳԻՈԿԼԱՉԱՅԻՆ ՊԻԿՐԻՏՆԵՐԸ

Հ. Ա. Ղազարյան

Ա մ փ ո փ ո ս մ

Սոմխեթո-Ղարաբաղյան և միակցված Վեդու (Սևանի) կղզաղեղային կառույցների համապատասխան ծագումի հրաբխածին հաստվածքները, ձևավորված միջին յուրակավին ժամանակահատվածում, զուգակցվում են դիաբազային, գաբրո-դիաբազային, պիկրիտային և այլ կազմի դայկաների միահյուսված համալիրներով, որոնց մի մասը էֆուզիվ հոսքերի արմատներ են (հիալոբազալտ և այլն): Ուտրահիմքային երակային ապարները քիմիական կազմով, միներալային միակեցությամբ (աղ. 1, 2, 3, նկ. 1, 2) բուն պիկրիտներից տարբերվում են դաշտային սպաթների բարձր պարունակությամբ և ներկայացնում են յուրահատուկ պլագիոկլազային պիկրիտներ: Պիկրիտային դայկաների ձևավորման ժամանակ հալոցքի հոսքի դիֆերենցիացիայով (Bhattachorji, 1967; Komar, 1979; Gibb, 1968) երակային մարմնի կողային զոնաներում ուտրահիմքային մագմայից անջատվել են տոլեիտներ, օլիվինային տոլեիտներ, պիկրոբազալտներ, ընձեռնելով ինտրուզիվ մարմնին յուրահատուկ զոնալականություն:

ISLAND ARC PLAGIOCLASE PICRITES OF ARMENIA

H. A. Ghazarian

Abstract

The Republic's high magnesian vein-magmatic rocks differ from middle composition of picrite-group rocks and are manifested by plagioclase picrites. During the entering of ultramafite magmatic melt to endocontact zones of picrite dikes through mechanic differentiation of current stream, relatively silica-saturated and low magnesian olivine tholeiits formed.

О РАЗНОВИДНОСТЯХ ВУЛКАНОГЕННО-ДИАТОМИТОВЫХ ПОРОД В ДИАТОМИТОНОСНЫХ БАССЕЙНАХ АРМЕНИИ

© 2006 г. Т. А. Авакян, Ж. О. Степанян

Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
e-mail: janeta.stepanyan@gmail.com
Поступила в редакцию 10.07.2006 г.

Приводится описание ряда разновидностей вулканогенно-диатомитовых пород, которые наиболее распространены в диатомитоносных бассейнах и имеют большую практическую значимость. На основе научно-экспериментальных исследований выявлена возможность их использования в качестве основного сырья в стекольной, химической и строительной промышленности.

Позднеплиоцен-четвертичный этап кремненакопления в Армении связан с наземно-вулканическим комплексом, который вмещает мощные (до 350-400 м) толщи диатомитовых отложений. На территории Армении выделены Ахурянский, Раздан-Касахский, Арпийский, Воротан-Горисский и Севанский диатомитоносные бассейны (Авакян, 1999). В них сконцентрировано более 30 диатомитовых месторождений. Около 80-90% этих месторождений вулканогенно-осадочного происхождения. При изучении разрезов диатомитовых месторождений выявлено чередование диатомитов с вулканическими и вулканогенно-осадочными породами. Очевидно, поступление кремнезема находится в прямой связи с вулканической деятельностью. Известны следующие источники кремнезема: продукты вулканических выбросов (пепел, пемза и др.); разложение и выщелачивание более древних пород (вулканических, интрузивных, осадочных); поступление в бассейн SiO_2 гидротермальных растворов, сопровождающих вулканическую деятельность. На примере ряда месторождений Армении представляется, что основным источником кремнезема были пемзапепловые породы. Вулканические продукты способствовали расцвету диатомей, что, в свою очередь, обусловило выпадение в осадок огромных масс кремнезема. В диатомитах основная масса кремнезема биогенная – кремнистая составляющая почти нацело представлена панцирями диатомей. Поскольку диатомовые водоросли не успевали усвоить всю кремнекислоту из привносимого в водоем вулканического материала, то вместе с панцирями диатомей оседали вулканические продукты, образуя пемза-диатомитовые, пепло-диатомитовые, туфо-диатомитовые, вулканобрекчиево-диатомитовые породы. К этой же группе пород относятся разновидности диатомитовых глин: пемза-диатомитовые, пепло-диатомитовые, пемза-пепловые диатомитовые, а также песчанистые диатомитовые глины. Заметим, что состав новообразованных пород различен в разных регионах Армении в зависимости от характера поступающих вулканических выбросов. Так, в вулканогенно-диатомитовых бассейнах северной Армении состав их преимущественно андезито-базальтовый, андезито-дацитовый, в центральной Армении андезито-базальтовый, липаритовый, а месторождения южных бассейнов характеризуются трахибазальтовым, трахиандезитовым, даци-

товым и липаритовым составами. Прежними исследователями при поисково-съёмочных работах и разведке диатомитовых месторождений за недостаточностью данных рассматриваемые породы считались вредными примесями. В результате научных и научно-экспериментальных работ, проведенных в течение последних 10 лет, доказано, что исследуемые смешанные вулканогенно-диатомитовые породы представляют практический интерес как основное сырье для получения различных стекол, сорбентов, легких, моющих, полирующих порошков, а также используются в качестве наполнителей в промышленности (Авакян и др., 1998). Ниже приводим описание главных типов этих пород.

Пемза-диатомит – это порода светло-серого, почти белого цвета. Внешне похожа и на пемзу, и на диатомит. Под микроскопом структура органогенная, текстура пузырчатая. Панцири диатомей сцементированы пемза-кремнистым веществом с примесью глинистого материала. Химический состав характеризуется наличием следующих компонентов (в %): SiO_2 – от 66 до 72, Al_2O_3 – от 12 до 16, Fe_2O_3 – от 0,5 до 4, Na_2O – 2,8, K_2O – 2,4. В связи с присутствием пемзы повышаются физические свойства породы: объемный вес доходит до $0,4 \text{ г/см}^3$, пористость – 70% и более. В пемза-диатомитах при увеличении содержания глинистого материала отмечаются переходы в пемза-диатомитовые глины. Рассматриваемые породы стратиграфически залегают на диатомитовых глинах и сами перекрываются четвертичными андезито-базальтами. Мощность их составляет 3-4 м, а иногда и более. Они очень характерны для Ахурянского диатомитоносного бассейна (районы сс. Мусаелян, Овит, Джрарат и др.), а также встречаются в Воротан-Горисском диатомитоносном бассейне.

Пепло-диатомит – белая порода, иногда с желтоватым оттенком, структура породы под микроскопом органогенно-пепловая. Сложена она панцирями диатомей, скрепленными пирокластикой пелитовой размерности, состоящей преимущественно из вулканического стекла. При большом увеличении видно, что обломки вулканического стекла угловатые, рогульчатые, остроугольные. Количество связующего материала составляет 25-30%. Обломочный материал представлен кварцем, полевым шпатом, чешуйками биотита, хлоритом, пироксеном, обыкновенной и базаль-

тической роговыми обманками. Химический состав пород таков: SiO_2 - 63-69%, Al_2O_3 - 13-18%, Fe_2O_3 - 1,5-4%, FeO - 0,5-1,2%, TiO_2 - 0,05-0,4%, CaO - 1-2%, Na_2O - 2,0-2,4%, K_2O - 2,2-2,8%. Мощность пепло-диатомитов небольшая: от 5-10 до 70-80 см. Они имеют сравнительно небольшое распространение в Сисианском, Ахурянском, Абовянском, Паракарском диатомитоносных бассейнах.

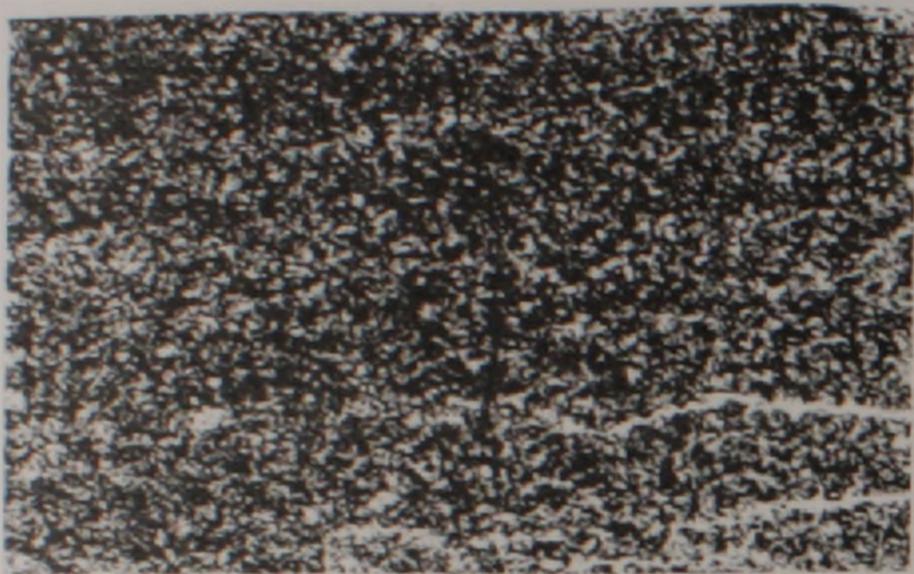


Рис 1 Пепло-диатомит. Шлиф Увел 45 х. ник 11.

Вулканобрекчиево-диатомитовые породы — это грубые образования, структура их органогенная, обломочная. Обломочный материал (до 40%) состоит из угловатых кусков пемзы, перлита и обсидиана, характеризующихся пузырьчатой, флюидальной текстурой. Присутствуют также обломки трахита, дацита, базальта. Размеры их колеблются от 0,2 мм до 1 см. Кристаллокласты представлены плагиоклазом, кварцем, биотитом, апатитом. Этот материал сцементирован панцирями диатомей и кремнистым веществом с примесью (10-15%) глинистой компоненты. Средний химический состав пород таков: SiO_2 - 57-62%, Al_2O_3 - 15-18%, Fe_2O_3 - 1,8-4,0%, TiO_2 - 0,2-0,4%, Na_2O - 1,8-3,5%, K_2O - 0,6-2%. Характерно присутствие в них таких акцессорных элементов-примесей, как Ва (0,1-0,3%), Sr (0,1-0,3%) и Си (0,01-0,03%), содержания которых в 1,5-3,5 раза превышают кларковые значения в осадочных породах, по А.П. Виноградову (1964). Мощность этих пород небольшая и колеблется от 0,3 до



Рис 2 Вулканобрекчиево-диатомитовая порода. Видны диатомит (светлое) и пепел (черное). Пришлифовка.

3,0 м. Они часто могут служить маркирующим горизонтом, поскольку прослеживаются в средней и нижней частях практически всех разрезов.

Монтмориллонит-диатомитовые породы светло-серого или желтого цвета, во влажном состоянии воскоподобные. Они являются продуктом стадийного преобразования преимущественно пемза-пеплового материала, поступавшего в диатомитоносный бассейн, в котором параллельно диатомитообразованию протекал процесс монтмориллонитизации витрокластике (Авакян, Мхитарян, 1985). По Slaughter и Early (1965), этот процесс можно представить схематически в следующем виде: вулканическое стекло + H_2O → монтмориллонит + цеолит + металлические ионы в растворе. Последовательность реакции такова: экстракция катионов; частичное растворение алюмосиликатного каркаса; перестройка остаточного материала в монтмориллонит, а в некоторых случаях в каолинит; осаждение цеолита или каолинита из раствора, иногда и образование небольшого количества монтмориллонита; удаление или осаждение кремнезема. В критическую стадию в результате катионного обмена структура стекла разрушается путем гидратации катионов и водородно-катионного обмена. Этот процесс характерен для тех бассейнов или отдельных их частей, где накопление диатомитов уступает образованию бентонитов. Нами выделены два типа монтмориллонит-диатомитовых пород: в первом количество вулканокластического материала (пемза, пепел и др.) незначительно, а размеры их — от нескольких миллиметров до 5 см., и процесс монтмориллонитизации в них более совершенный. Во втором типе размеры и частота встречаемости вулканокластических обломков возрастают и их преобразование происходит не в полном объеме. По своим сорбционным свойствам породы первого типа представляют практический интерес (данные ВНИИГЕОЛНеруд, Казань). По данным рентгеноструктурного анализа, помимо монтмориллонита в породе содержится некоторая примесь рентгеноаморфной фазы. Химический состав диатомитов с преобладанием монтмориллонита сходен с составом бентонитовых глин, отличаясь несколько повышенным содержанием SiO_2 , что обусловлено примесью органогенноаморфного (панцири диатомей) и хемогенно-диагенетического (глобули) кремнезема. Этот тип пород характерен для диатомитоносных бассейнов Арзни, Сисиана, Нурнуса, Дзорахпюра и т.д.

Диатомово-пирокластическая группа весьма разнообразна по гранулометрическому составу компонентов. Представлена она следующими разновидностями: грубообломочными породами (вулканические брекчии), туфами песчаной, алевритовой и пелитовой размерностей. В этой группе пирокластический материал значительно преобладает над осадочным. Породы светло-серые или желтовато-серые. Их основная масса сложена вулканическим стеклом, часто спекшимся в тонкозернистых туфах. Иногда в основной массе различимы микролиты плагиоклазов. В более крупных разновидностях в отдельных образцах можно видеть неизменные обломки вулканических сте-

кол, имеющих характерную изогнутую, рогульчатую форму. Терригенная примесь представлена зернами кварца, полевых шпатов, пироксенов, амфибола; в туфах песчаной размерности присутствуют обломки андезитов. В составе грубообломочных пород из остроугольных обломков чаще встречаются андезиты или базальты, также отмечаются обломки туфов, пемзы, перлита, обсидиана.

Диатомово-пирокластические породы обычно пересыщены глиноземом (12-18%), несколько обогащены щелочами (до 5%) и относительно бедны кремнеземом. Для пород этой группы характерно присутствие таких элементов, как В (0,03-0,08%) и Р (0,8-1-2%). В фосфоритоносных, железистых прослоях, гнездах и конкрециях содержание фосфора достигает 4-5%. Мощность отдельных слоев незначительная – от 5-10 до 70-80 см (с. Базарчай, пос. Шамб).

Приведенные типы пород ясно говорят о характере связей осадкообразования с вулканическими процессами. Практически во всех изученных нами разрезах диатомитоносных бассейнов они являются маркирующими горизонтами, а потому могут способствовать выявлению и

окопированию как диатомитов, так и собственно пемзовых и пепловых участков.

Статью просмотрел и рекомендовал к публикации докт. геол.-мин. наук Р. А. Мандалян.

ЛИТЕРАТУРА

- Авакян Т.А. О некоторых закономерностях формирования месторождений диатомитов на территории Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1999, т. LII, №1, с.27-34.
- Авакян Т.А., Мхитарян Р.Г. Монтмориллонит-диатомитовые глины как полезное ископаемое. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1985, т. XXXVIII, №3, с.66-68.
- Авакян Т.А., Князян Н.Б., Мартиросян Г.Г. Глинисто-диатомитовые породы вулканогенно-диатомитовой формации и возможность их использования в промышленности Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1998, т. LI, №2, с.95-100.
- Виноградов А.П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Геохимия, 1956, №1, с.5-52.
- Slaughter O.M., Early T.W. Mineralogy and geological significance of the Mowry bentonites Wyoming-Geol. Surv. America Spec. Papers, №3, 1965.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԴԻԱՏՈՄԻՏԱՔԵՐ ԱՎԱԶԱՆՆԵՐՈՒՄ ՀՐԱՔԻԱ-ԴԻԱՏՈՄԻՏԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՏԱՐԱՏԵՍԱԿՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Թ. Ա. Ավագյան, Ժ. Ն. Ստեփանյան

Ա ն փ ո փ ո լ ը

Հոդվածում նկարագրվում են մի քանի կարևոր հրաբխա-դիատոմիտային ապարների տարատեսակները, որոնց վրա առանձնապես ուշադրություն չի դարձվել դիատոմիտային հանքավայրերը ուսումնասիրելու ժամանակ: Վերջին 10 տարիների ընթացքում գիտական և գիտա-փորձարարական աշխատանքների արդյունքները ցույց տվեցին, որ դրանք կարևոր հումք են տարբեր տեսակի ապակիներ, սորբենտներ, շինարարական և թեթև ադյուսներ, մաքրող, հղկող և փայլեցնող փոշիներ ստանալու համար: Հրաբխա-դիատոմիտային ապարներից՝ հրաբխային մոխիրը, պեմզան և այլ տարատեսակները կարող են ծառայել որպես բնորոշիչ հորիզոնների որոնողաքարտեզագրական աշխատանքների, ինչպես նաև բուն դիատոմիտների, պեմզա և հրաբխային մոխիր պարունակող տեղամասերի հայտնաբերման համար:

ABOUT VARIETIES OF VOLCANOGENIC-DIATOMITE ROCKS IN ARMENIA'S DIATOMITE-BEARING BASINS

T. A. Avakian, Zh. O. Stepanian

Abstract

The article contains description of some varieties of volcanogenic-diatomite rocks that are the most widespread in diatomite-bearing basins and have a great practical value. The obtained research and experimental data allow their application as a basic raw material in glass, chemical and construction industries.

ГИДРОГЕОДЕФОРМАЦИОННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

© 2006 г. Р. А. Пашаян, А. З. Саргсян

Гарнийская геофизическая обсерватория НАН РА
375019, Ереван, пр Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: hakhleon@sci.am

Поступила в редакцию 10.03.2006 г.

В работе дана оценка напряженно-деформированному состоянию земной коры территории Армении за 2002-2004 годы по данным гидрогеодинамических и гидрогеохимических наблюдений и сейсмического режима. Выявлены гидрогеодинамические и гидрохимические эффекты, предшествующие землетрясениям. Приведены данные по GPS и их возможное сопоставление с сейсмическим режимом.

Гидрогеодинамический мониторинг земной коры, созданный в Гарнийской геофизической обсерватории с целью изучения геодинамических процессов земной коры, а также оценки напряженно-деформированного состояния во времени в разных участках сейсмоактивных зон включают данные по уровню вод гидрогеодинамических скважин региона, сейсмическому режиму, а также по геохимии подземных вод. Область исследований включает всю территорию Армении. Северная часть Армении характеризуется активной тектоникой и сильной сейсмической активностью (Спитак, 88).

Армянское нагорье, расположенное между Иранской и Анатолийской аналогичными структурами СЗ-ЮВ и СВ-ЮЗ простираний и разделенное Транскавказской зоной разломов, слагает вогнутую на север дугообразную, линзообразную структуру. Структурный план развития совре-

менных тектонических движений вырисовывается расположением эпицентров сильных землетрясений вдоль Раздан-Паракарского, Ереванского и Азатского разломов, слагающих Азатский палеотектонический узел. Здесь циклично повторяются олигоцен-миоценовые и современные тектонические движения (Туманян, 2004).

Изучение деформаций земной коры региона с использованием системы GPS проводилось в Армении (по данным НССЗ) на уровне локальной сети мониторинга. По данным мониторинга за 2002 год, скорости горизонтальных смещений земной коры имеют следующие средние значения: в северной части региона – 7.0 мм/год, в центральной – 9.0 мм/год, южной – 12 мм/год в направлении на СВ. Из этого следует, что скорость горизонтального смещения земной коры региона увеличивается с СВ на ЮВ. При сопоставлении этих данных с сейсмическим

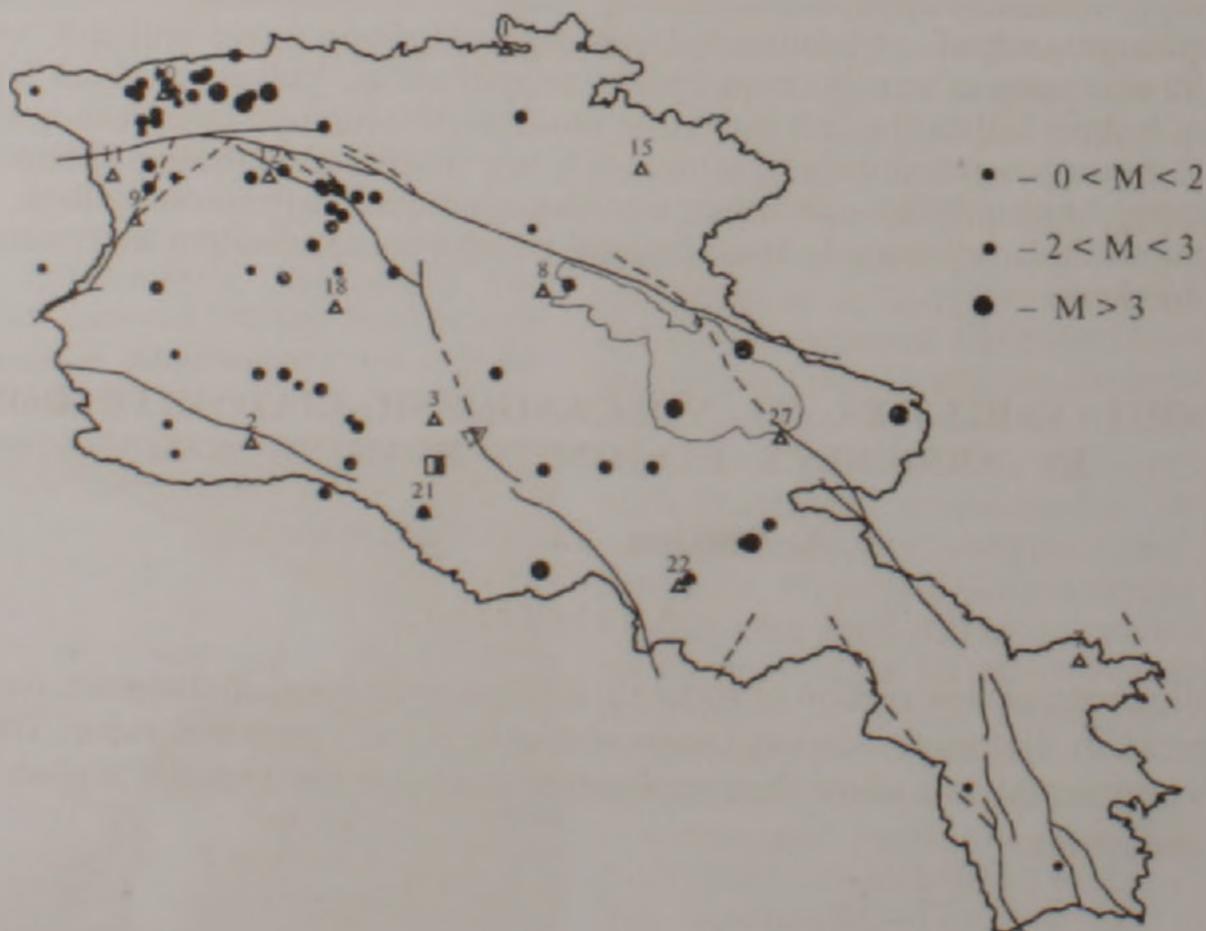


Рис 1. Карта эпицентров землетрясений за 2002-2004гг. Условные обозначения: --- – активные разломы (по данным Караханяна А. и др.), \bullet – эпицентры землетрясений, \blacktriangle – гидрогеодинамические станции, ∇ – пресные родники "Гоар" и "Анаит", \blacksquare – минеральный источник "Грав".

режимом региона, в частности, с количеством произошедших землетрясений за этот период (рис.1), наибольшее количество сейсмических событий имело место в северной и центральной частях региона, что, возможно, повлияло на разрядку напряжения и соответственно уменьшение скорости деформации на указанных участках региона. На юге региона, возможно, происходят накопление напряжения и увеличение деформации.

Гидрогеодинамические наблюдения ведутся по уровню подземных вод гидрогеодинамических скважин, расположенных в сейсмоактивных точках региона, гидрогеохимия приводится по режимным наблюдениям подземных вод Гарнийского полигона. Данные по уровню подземных вод и сейсмичности получены из НССЗ РА.

Сейсмический режим

Исходя из каталога землетрясений, за исследуемый период на территории Армении произошло 82 местных землетрясения.

Построена карта эпицентров землетрясений (рис.1), куда нанесены пункты наблюдений: гидрогеодинамические (скважины) и гидрогеохимические (пресные родники и минеральный источник), эпицентры очагов произошедших землетрясений и разломы. Из карты эпицентров землетрясений видно, что большинство землетрясений приурочено к активным разломам территории. По оценке количества землетрясений по годам, 2002-2003гг характеризуются сейсмическими событиями, имеющими место в каждом месяце года с $M=1.5 \div 4.0$, в 2004г. картина сейсмичности наиболее разряженная и в основном преобладают землетрясения с $M = 3.0$. Пространственно-временное распределение гипоцентров землетрясений по глубине (рис.2) показало, что наибольшее количество произошедших землетрясений располагалось на глубинах 8 и 33 км. Таким образом, сейсмический режим региона характеризуется сейсмическими событиями с наименьшей магнитудой $M = 1.5$ и максимальной $M = 4.0$ и глубиной (5-18 км).

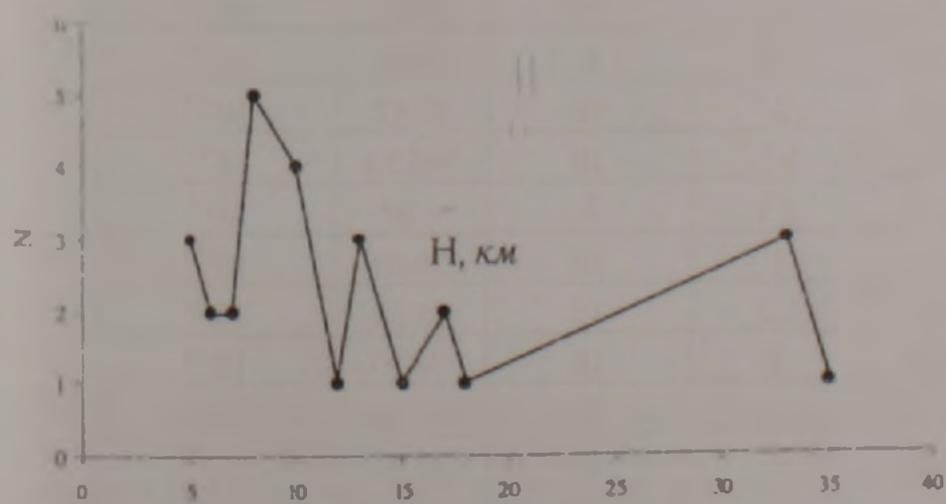


Рис.2. Распределение очагов землетрясений по глубине

Гидрогеодинамические и гидрогеохимические эффекты (ГГД и ГГХ), предшествующие землетрясениям

Опыт наблюдений за гидрогеодинамическими эффектами, предшествующими землетрясениям,

показывает, что они могут иметь разнообразную форму, а величина вариаций амплитуды определяется локальными гидрогеологическими условиями пункта наблюдения. Нарастающие сейсмотектонические напряжения, предвещающие землетрясения, создают определенное поле геохимических аномалий метана, углекислого газа, ионов хлора, карбонатов, сульфат-иона, в гидрогеохимической системе изменяют ее общие параметры – рН, температуру. Вариации происходят при изменении гидрогеодинамического режима. Наблюдения за вариациями уровня воды в скважинах и гидрогеохимических компонентов позволяют отслеживать сейсмотектонические процессы, связанные с возникновением и подготовкой землетрясений (Степанова, Уманова, 2004).

Рассмотрено 98 землетрясений, куда входит также ряд землетрясений близлежащих территорий: Грузии, Азербайджана, Турции и Ирана за 2002-2004гг. Как видно из карты (рис.1), эпицентры землетрясений распределены по всему региону. Гидродинамические эффекты выделены по уровню вод тех скважин, в окрестностях которых происходили сейсмические события. Для выделения гидрогеодинамических эффектов, предшествующих землетрясениям, рассчитывались деформации, которые должны развиваться на месте расположения наблюдательной гидрогеодинамической скважины в зависимости от ее расстояния до эпицентра землетрясения и магнитуды. Расчетные деформации определялись по формуле (Добровольский, 1980):

$$\Sigma \left(\frac{R}{10^{-0.413M-2.66}} \right)^{-3}$$

где R – эпицентрально расстояние, M – магнитуда произошедшего землетрясения.

Полученные результаты приведены в табл.1. В нее включены данные о землетрясениях, по которым зафиксированы гидрогеодинамические эффекты, исходя из указанных расчетных деформаций. Имеется в виду, что в процессе подготовки землетрясений могли быть зарегистрированы эффекты в том случае, если расчетная деформация имеет величину не менее 10^6 , т.е. превышает величину земно-приливной деформации. С учетом возможной высокой тензочувствительности скважины в таблицу были включены случаи, соответствующие деформациям порядка 10^9 и более.

При рассмотрении карты (рис.1) за прошедшие годы наблюдается следующее: наибольшее количество землетрясений произошло в северной и центральной частях региона Армении. Наибольшее количество гидрогеодинамических эффектов, приведенных в табл.1, выделено по уровню вод гидрогеодинамических скважин: Ноябрьян (скв.1), Ширакамут (скв.12), Ехегнадзор (скв.22). Выделенные гидрогеодинамические эффекты по форме, в основном, представлены в виде купола положительного и отрицательного знаков. Гидрогеодинамический эффект (каленообразное поднятие) с максимальной амплитудой колебания воды (14 см) выявлен по вариации уровня воды в скважине Ширакамут перед зем-

Таблица 1

NN, район скважин	Время аномалий (эффекта) 2002-2004гг.	Ампл. изм. уров. (см)	Тип изм. уровня	Знак аномалий	Дата зем-ия	Магнитуда зем-ия, М	Эпицентр. расст. Δ , (км)	Расчетная деформа- ция, Σ
1	2	3	4	5	6	7	8	9
N1 Носмберян	30.02-25.04.02	3	пониж купол.	-	25.04.02	4.3	50.06	10^{-8}
	7.08-14.08.03	3		+	14.08.03	2.8	20.47	10^{-9}
N10 Ашоцк	7.03.-02.05.04	3	повыш.	+	31.12.03	2.3	4.0	10^{-7}
N12 Ширакамут	12.04-23.05.02	14	кол. подн	+	23.05.02	2.5	21.35	10^{-9}
	20.10-04.12.02	13	пониж	-	04.12.02	2.6	5.55	10^{-7}
	3.03.04-20.30.04	9	кол. подн	+	19.06.04	2.5	4.96	10^{-7}
N21 Арташат	20.11-14.01.02	7	повыш	+	14.01.02	2.2	30.48	10^{-10}
N22 Ехегиадюр	20.12.03-04.01.04	3	купол	-	04.01.04	3.4	25.89	10^{-9}
	14.12.03-25.01.04	3	купол	+-	25.01.04	2.21	4.0	10^{-8}
N27 Карчапюр	23.10-27.11.02	7	кол. подн	-	27.11.02	3.2	28.86	10^{-9}

летрясением (23.05.02, $M = 2.5$, $\Delta = 5.5$ км).

Общая картина деформационно-напряженно-го состояния территории по годам определялась по вычисленным значениям деформации вокруг каждой гидрогеодинамической скважины, исходя

из количества сейсмических событий, произошедших за это время. Для сейсмических событий каждого года (2002÷2004гг.) составлялись таблицы значений расчетных деформаций. В качестве примера в статье приводится табл. 2 с коор-

Таблица 2

Номера скважин	Координаты скважин		Дата земле- трясения	Координаты землетрясений		Магни- туда, М	Глубина земл-я, Н	Δ , км	Расчетная деформация, ϵ
	ϕ	λ		ϕ	λ				
1	41.2	44.83	14.08.03	41.02	44.87	2.8	10	20.47	10^{-10}
			07.01.03*	41.4	44.13	3	10	80.81	10^{-10}
			10.03.03*	41.25	46.53	3.8	8	188.78	10^{-10}
2	40.13	44.13	19.11.03	40.32	44.15	2.1	10	21.21	10^{-10}
			25.04.03*	38.37	43.5	3.5	13	207.50	10^{-11}
			12.03.03*	40.25	42.4	3.3	10	192.49	10^{-11}
3	40.2	44.63	12.09.03	40.33	44.8	2.4	33	23.76	10^{-9}
7	39.57	46.38	23.11.03	39.02	46.32	1.4	33	61.41	10^{-12}
			18.08.03	40.28	46.93	3.5	8		10^{-10}
			20.10.03*	38.82	47.2	4.2	10	123.35	10^{-9}
8	40.55	44.93	15.10.03	40.57	45	2.2	10	8.08	10^{-8}
9	40.73	43.81	10.05.03	40.85	43.92	1.7	8	18.07	10^{-10}
			07.01.03*	41.4	44.13	3	10	82.42	10^{-10}
			12.03.03*	40.25	42.4	3.3	10	165.33	10^{-11}
10	41.07	43.89	15.11.03	41.00	43.87	2.3	6	8.08	10^{-8}
			07.01.03*	41.4	44.13	3	10	79.00	10^{-10}
11	40.85	43.75	17.11.03	41.08	43.53	1.7	15	35.33	10^{-10}
			07.01.03*	41.4	44.13	3	10	74.20	10^{-10}
			12.03.03*	40.25	42.4	3.3	10	163.98	10^{-11}
12	40.85	44.18	09.05.03	40.99	44.33	2	10	22.78	10^{-10}
15	40.88	45.2	14.08.03	41.02	44.87	2.2	10	39.79	10^{-10}
			10.03.03*	41.25	46.53	3.8	8	153.24	10^{-10}
18	40.5	44.36	27.11.03	40.28	44.32	2.3	10	24.82	10^{-10}
21	39.95	44.6	18.12.03	39.95	44.6	2.6	8	1.00	10^{-5}
22	39.76	45.3	13.03.03*	39.66	45.02	2.9	5	33.00	10^{-10}
27	40.16	45.58	10.03.03*	41.25	46.53	3.8	8	160.49	10^{-10}
			18.08.03*	40.28	46.93	3.5	8	150.44	10^{-11}

* - землетрясения близлежащих территорий

динатами наблюдательных скважин, параметрами землетрясений и расчетными значениями деформаций за 2003г., имеющими место вблизи гидрогеодинамических скважин в зависимости от эпицентрального расстояния.

На основании полученных значений расчетных деформаций с использованием весовых коэффициентов строились карты изолиний равных значений деформаций. Полученные карты напряженно-деформационного состояния земной коры Армении показаны на рисунках 3а, 3б и 3в по годам. Каждая карта в отдельности содержит информацию об изменении деформации во времени и в пространстве из-за воздействия сейсмической активности. Карты изолиний деформации отражают изменение деформационного поля напряжений во всем регионе, поскольку пункты наблюдений (ГГД-скважины) охватывают весь регион.

Напряженно-деформационное поле земной коры, по данным 2002 года, характеризуется усилением напряженного состояния земной коры в северной части региона (рис.3а). В 2003 году центральная часть региона наиболее напряженно-деформирована по отношению к другим участкам региона (рис.3б).

В 2004 году концентрация напряжений наблюдается в северной части региона и в ЮЗ части границы РА (рис 3в). На ЮЗ границе ре-

гиона в 2004 году произошло два землетрясения (02.05.04, $M=2.75$; 19.06.04, $M=3.28$), эпицентры которых находились в окрестностях скважин 3 и 21, что отождествляется с картиной напряженно-деформированного состояния этого участка, показанной на карте (рис 3в).

Построенные карты деформационного поля позволяют проследить изменения деформационного поля территории региона. По наблюдениям за период 2002 года, согласно карте (рис 3а), СЗ часть территории характеризуется структурой сжатия, а в центральной части в 2003 году формируется структура растяжения (рис 3б); структура сжатия наиболее интенсивна в центральной части региона в 2004 году (рис 3в). Интенсивная структура сжатия формируется вокруг скважины Ширакамут, растяжка в центральной части региона и менее интенсивная структура сжатия на ЮЗ региона. Таким образом, полученные результаты, предположительно, отражают пространственно-временные закономерности современной геодинамики региона Армении.

Режимные наблюдения за геохимией пресных вод (родники "Гоар" и "Анаит") и минерального источника "Грав" позволили выявить гидрогеохимические эффекты, предшествующие землетрясениям (Ананян, Пашаян, 2002, 2004). В частности, в связи с землетрясением в Веди выделены гидрогеохимические эффекты по водам пресных

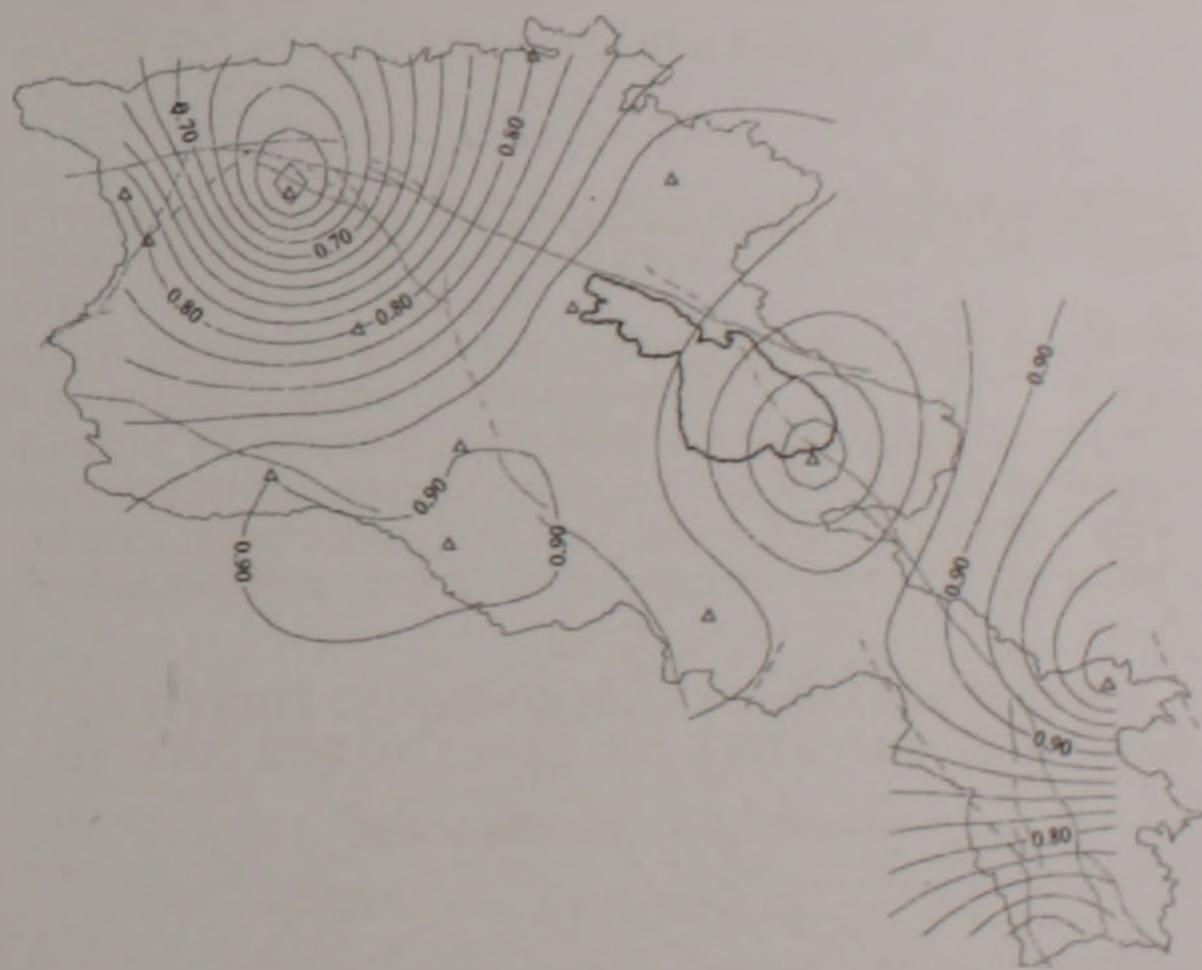


Рис 3а Гидродеформационное поле региона Армении (2002г.).

— активные разломы (по данным Караханяна А. и др). Δ — наблюдательные пункты ГГД. — линии равных деформаций: 0.9 и более-растяжение, 0.8 и менее-сжатие

родников и минерального источника участка Гарни. В частности отмечались изменения содержания иона хлора (Cl), углекислого газа (CO_2) и температуры воды (на 1°) минерального источника "Грав", расположенного на эпицентральной расстоянии 29км. При Паракарском землетрясении отмечены изменения сульфат-иона, кремниевой кислоты и температуры воды в

пресных водах родников "Анаит" и "Гоар", расположенных в Гарнийском полигоне на эпицентральной расстоянии — 40км (Пашаян, 2004). В прогностических проявлениях этих компонентов наблюдаются аномалии за 2-4 дня до сейсмического события. Далее аномалии стремятся к затуханию и к фону.

Для оценки корреляции землетрясений и

аномальной деформации были рассмотрены данные по расчетным деформациям и сейсмичности региона, полученные на локальных гидрогеодинамических точках наблюдений региона. Был получен коэффициент связи магнитуды и расстоя-

ния до эпицентра в регионе $A = 3,94$, для аномальных деформаций — 10^6 по известному соотношению (Добровольский, 1980):

$$M = A \cdot \log R,$$

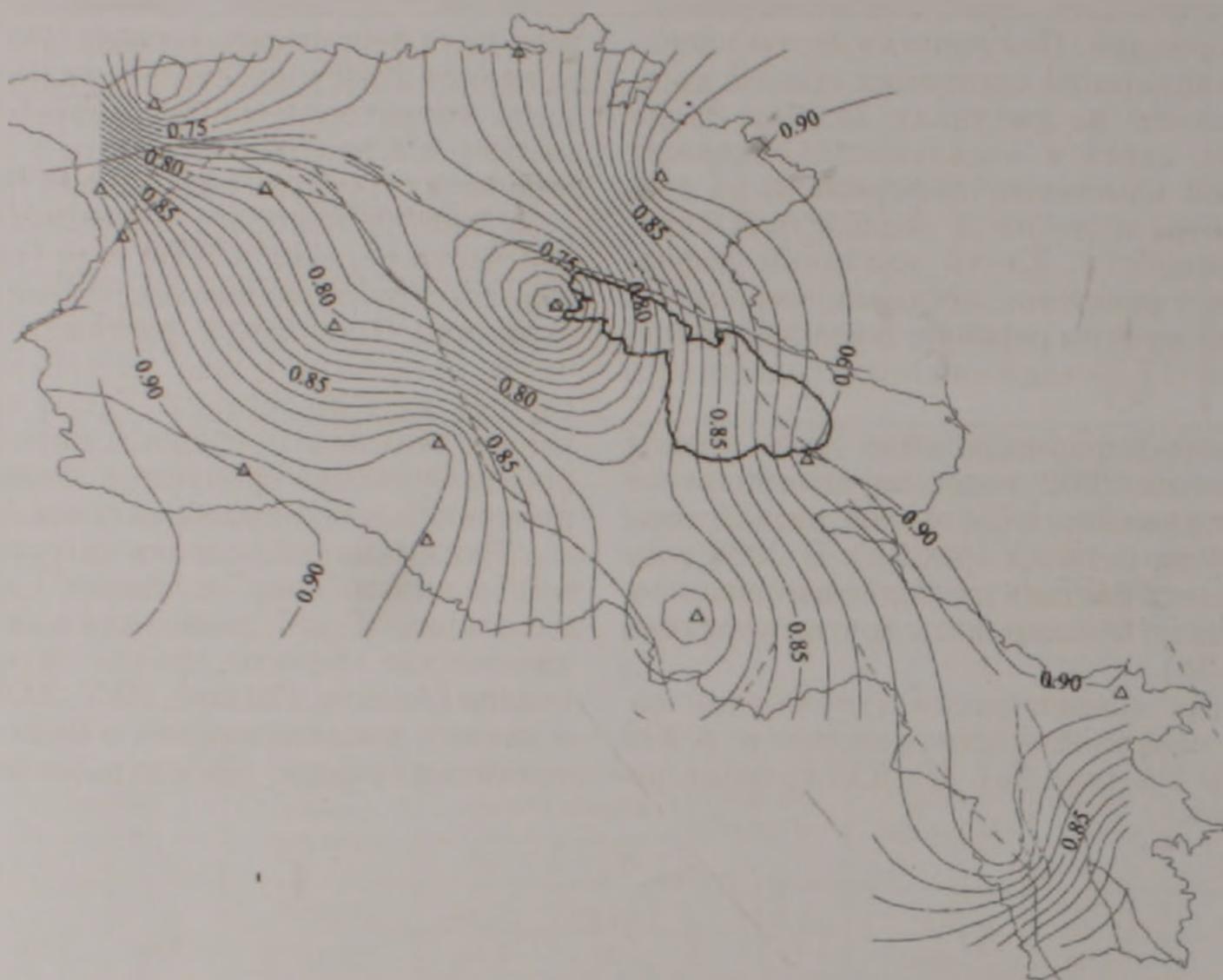


Рис 36 Гидродеформационное поле региона Армении (2003г.)

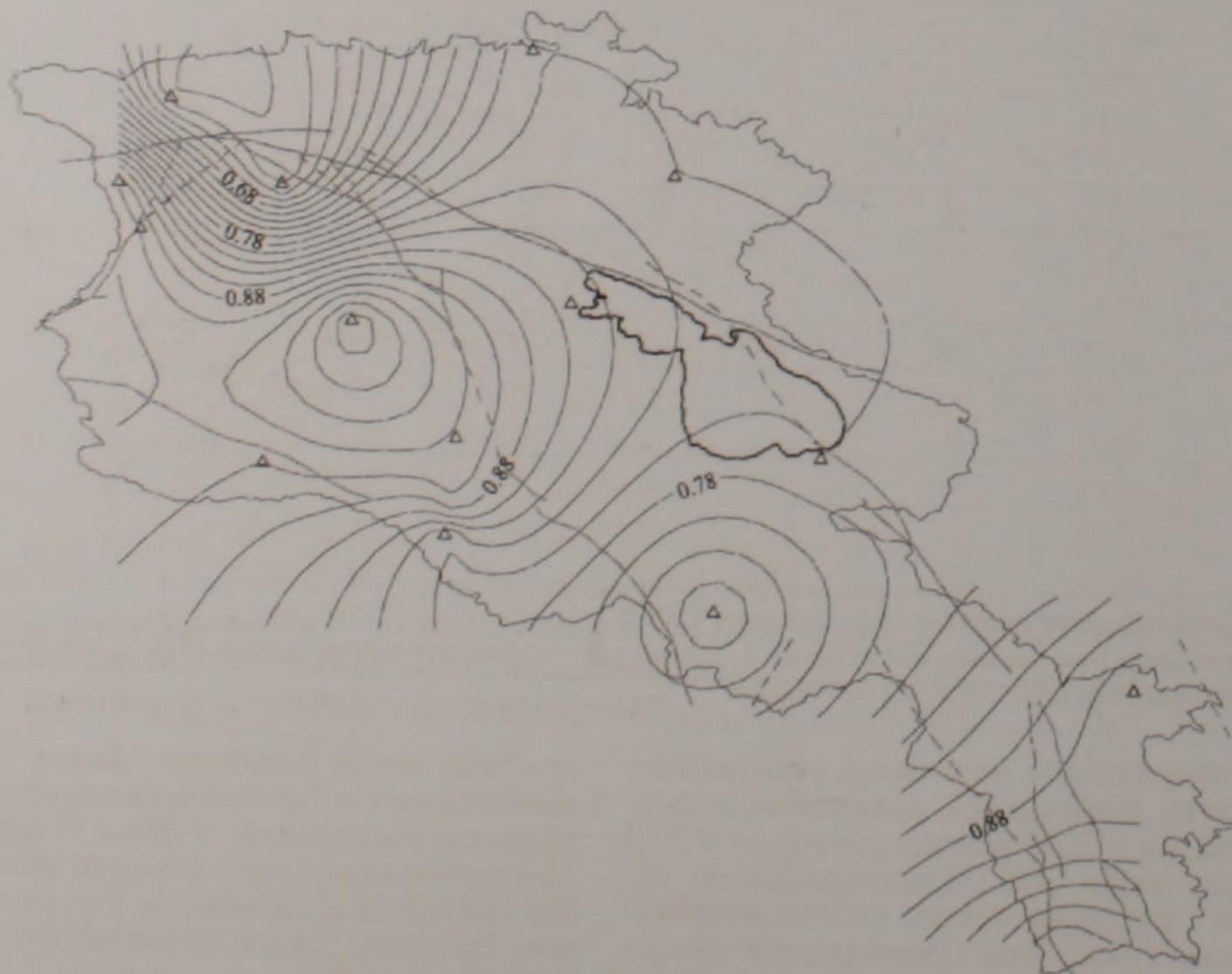


Рис 3в Гидродеформационное поле региона Армении (2004г.)

где M – магнитуда по Рихтеру, R – расстояние до эпицентра точки наблюдения в км, A – коэффициент региона. Аномальные значения деформаций (10^6) брались по данным землетрясения с $M=6.9$ (07.12.88 Спитак), произошедшего в северной части региона. Полученные результаты показали существование в регионе четкой зависимости магнитуды и расстояния до эпицентра от величины деформации.

Выводы

1. Оценка напряженно-деформированного состояния в разных участках сейсмоактивного региона Армении дана по результатам гидрогеодинамического мониторинга, вариациям сейсмического режима и современным движениям земной коры.

2. Построенные карты линий равных значений деформаций по данным уровней вод гидрогеодинамических скважин региона отражают геодинамические движения земной коры в виде локальных напряженных точек (сжатия или растяжения).

3. Среди изученных гидрогеохимических компонентов в качестве краткосрочных пред-

вестников землетрясений, предварительно, отмечаются углекислый газ, хлор, сульфат-ион и pH (карбонатное равновесие).

ЛИТЕРАТУРА

- Ананян А.Л., Пашаян Р.А. Продолжение гидрогеохимических исследований на Гарнийском сейсмополигоне. Сборник научных трудов конференции, посвященной 40-летию основания ИГИС им. А.Назарова НАН РА (9-12 октября 2001г., г.Гюмри). Гюмри: Изд. Гитутюн, 2002, с.162-167.
- Добровольский И.Г., Зубков С.И., Мячкин В.И. Об оценке размеров зоны проявления предвестников землетрясений. В сб.: "Моделирование предвестников землетрясений". М: Наука, 1980, с.7-43.
- Пашаян Р.А., Туманян Г.А., Мириджаниян Р.Т., Ананян А.Л. Гидрогеохимический мониторинг геодинамических процессов в Гарнийском полигоне. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2005, N3, с.25-29.
- Степанова А.Г., Ушакова В.Г. Краткий обзор гидродинамических и гидрохимических предвестников землетрясений. ВМУ, 2004, с.10-15.
- Туманян Г.А., Ахвердян Л.А. Сейсмотектоника Ереванского региона. Научная конференция, посвященная 60-летию НАН РА, Гюмри: Изд. Гитутюн, 2004, X, с.139-143.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՏԱՐԱԾՔԻ ԵՐԿՐԱԿԵՂԵՎԻ ՀԻՂՐՈՎԵՌԴԵՖՈՐՄԱՅԻՈՆ ԲՆՈՒԹԱԳԻՐԸ

Ռ.Ա.Փաշայան, Ա.Զ.Սարգսյան

Ա ն փ ո փ ո ւ մ

Հիդրոերկրադինամիկական, երկրաքիմիական և սեյսմիկ իրավիճակի տվյալներով տրված է Հայաստանի տարածքի երկրակեղևի լարվածա-դեֆորմացիոն իրավիճակի գնահատականը 2002-2004թ. համար:

Կազմված են հավասար արժեքների գծերով դեֆորմացիոն քարտեզներ, որոնց վրա անջատված են ձգման և սեղմման տեղամասերը:

Առանձնացված են տարածքի երկրակեղևի առավել լարվածադեֆորմացիոն տեղամասերը: Հաշվարկված է գործակից, կապված մագնիտուդի, էպիկենտրոնային հեռավորության և անոմալ դեֆորմացիաների հետ: Բերված են նաև GPS-ի տվյալները և նրանց հնարավոր համադրումները տարածքի հիդրոերկրադեֆորմացիոն դաշտի հետ:

A HYDRO-GEODEFORMATION CHARACTERISTIC OF THE EARTH CRUST OF ARMENIA'S TERRITORY

R.A. Pashayan, A.Z. Sargsian

Abstract

The article provides the assessment of tense deformed state of the earth crust of Armenia's territory for 2002-2004 based on data of hydro-geodynamic and hydro-geochemical surveys and seismic regime. Established are hydro-geodynamic and hydro-geochemical phenomena that occur prior to earthquakes. GPS data and their possible collation with seismic regime are also given in the article.

ЭФФЕКТИВНОСТЬ СТАТИСТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ПО МЕТОДУ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ НА АНКАДЗОРСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ МЕДИ

© 2006 г. А. А. Тамразян, К. А. Карапетян, А. З. Чилингарян

*Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА
377515, Гюмри, ул. В Саргсяна, 5, Республика Армения
iges@shirak.am*

Поступила в редакцию 18.07.2006 г.

Проблема обнаружения слабоконтрастных объектов актуальна при решении традиционных задач поиска и разведки месторождений минерального сырья. Развитая в 60–70-ые годы в геофизике теория статистических решений применима в основном для обнаружения слабых сигналов на фоне помех. Статья посвящена эффективности применения статистических методов при интерпретации данных, полученных на Анкадзорском месторождении меди по методу электрической корреляции (МЭК).

При обработке и интерпретации геофизической информации в настоящее время применяются практически все разделы современной математики. Однако наиболее перспективными являются вероятностно-статистические методы, которые все чаще используются при решении различных геолого- геофизических задач (Carle, 1997).

В данной статье рассматривается практическое использование автокорреляционной функции (АКФ) непосредственно в задачах фильтрации геофизических полей (Никитин, 2001; Дэвис, 1990).

АКФ определяется выражением:

$$R(m) = \frac{1}{n-m} \sum_{i=1}^{n-m} [f(x_i) - \bar{f}][f(x_{i+m}) - \bar{f}], \quad (1)$$

где $f(x_i)$ – наблюдаемые значения исходного поля ($x_i = i\Delta x$); n – число значений по профилю наблюдения; m – интервал, принимаемый последовательно $0, \pm\Delta x, \pm 2\Delta x, \dots$. При $m = 0$ АКФ совпадает с дисперсией процесса

$$R(0) = \frac{1}{2} \sum_i f_i^2 = D. \quad (2)$$

При $m = k\Delta x$ она выражает корреляционную связь значений поля для пикетов, отстоящих друг от друга на расстоянии $k\Delta x$.

Поскольку автокорреляционная функция при каждом значении смещения m оценивает ковариацию двух случайных величин, а нормированная АКФ – коэффициент корреляции, то по АКФ легко построить ковариационную матрицу, а по нормированной АКФ – корреляционную матрицу (Никитин, 1986). По АКФ мы определили интервал или радиус корреляции исходных данных – Γ , т.е. такое расстояние, начиная с которого значения поля f_i и $f_{i+\Gamma}$ можно

считать некоррелированными, а при нормальном распределении f_i – и независимыми друг от друга. Для определения интервала корреляции Γ используются различные оценки. Наиболее распространено оценивание Γ по заданному значению:

$$\varepsilon = 0,1 \div 0,3R(0). \quad (4)$$

Расчет весовой функции энергетического фильтра базируется на знании АКФ сигнала и помехи (Никитин, 1986). Их находят из матричного уравнения

$$[R_u(m-i) - \lambda R_n(m-i)] \times h(i) = \bar{0}, \quad (5)$$

которое имеет нулевое решение, если определитель матрицы, составленный по разности двух матриц R_u и R_n , равен нулю. В этом случае существует m собственных значений и соответствующих им собственных векторов, удовлетворяющих уравнению (5). Все собственные значения можно расположить в порядке убывания и выбрать среди них максимальное λ_{\max} , которое будет соответствовать максимальному отношению сигнал/помеха на выходе фильтра. Собственный вектор, связанный с этим λ_{\max} , выбирается в качестве искомой весовой функции. Следовательно, из всех m собственных значений λ_i , удовлетворяющих уравнению (5), решение задачи о максимизации ρ_{\max} обеспечивается вектором матрицы $(R_u - \lambda_{\max} R_n)$.

Из вышесказанного раскрывается физический смысл λ_{\max} : λ_{\max} – не что иное, как максимум энергетического отношения сигнал/помеха на выходе фильтра. Поэтому профильтрованный выходной сигнал

$$Y_i = \sum h_i f_i \quad (6)$$

с весовой функцией h_i , представленной собственным вектором, соответствующим λ_{\max} , явля-

ется первой главной компонентой в терминах метода главных компонент. Физический смысл λ_{\max} позволяет считать, что выходной сигнал Y_j , соответствующий λ_{\max} , обеспечивает выделение составляющей наблюдаемого поля, которая обладает наибольшей энергией. В модели поля

$$f_j = S_{reg,j} + S_{local,j} + n_j$$

такой составляющей оказывается региональный фон, а в модели $f_j = S_{local,j} + n_j$ — локальная аномалия (Гольцман, Калинина, 1983).

Оценка возможностей энергетического фильтра с целью выделения аномалий по описанной методике представлена в статье на примере обработки данных, полученных на Анкадзорском месторождении меди отделом рудной геофизики ИГИС в 1973 году.

В геологическом строении Анкадзорского рудного поля принимают участие вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования, представленные порфиритами, их туфами и туфобрекчиями, а также липарито-дацитами. В результате внедрения гранодиоритовой интрузии

в вулканогенную толщу порфириты и, в особенности, их туфы и туфобрекчии, как наиболее пористые породы, подверглись интенсивным гидротермальным изменениям.

Рудные тела Анкадзорского месторождения морфологически весьма разнообразны и в основном представлены кварц-сульфидными жилами, мелкими прожилками и вкрапленниками рудных минералов. Мощность рудных жил непостоянна как по простиранию, так и по падению.

По составу рудные жилы разделяются на два типа — кварц-серноколчеданный и брекчиевидный медноколчеданный.

В пределах рудного поля оруденение представлено медно-серноколчеданной и медногематитовой формациями.

Согласно измерениям по параметру удельного электрического сопротивления наблюдается четкая дифференциация между вмещающими породами — порфиритами (900-1400 Ом·м), липарито-дацитами ($\rho = 140-1300$ Ом·м) и колчеданной рудой ($\rho = 10-100$ Ом·м).

Поскольку для каждого смещения m величина $R_{11}(m)$ представляет эмпирический коэффициент корреляции, то погрешность оценки АКФ

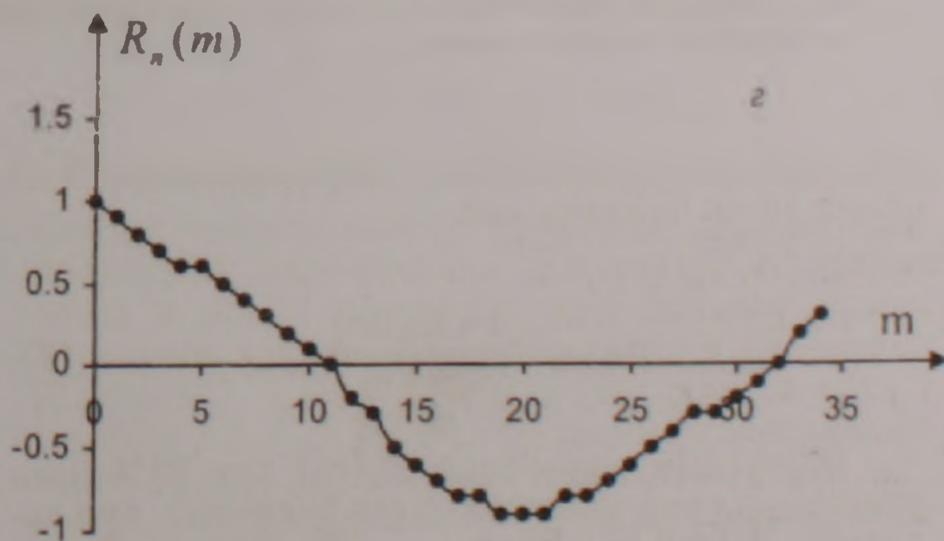
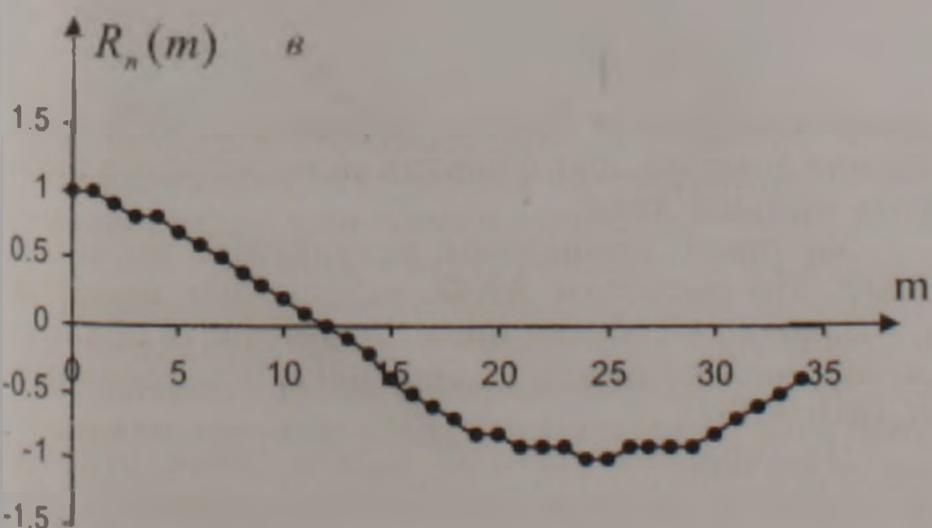
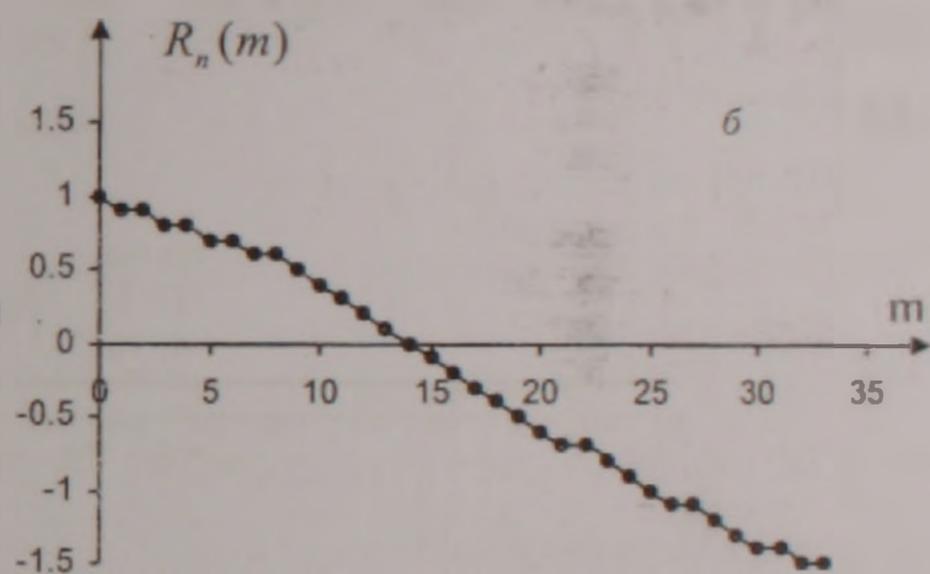
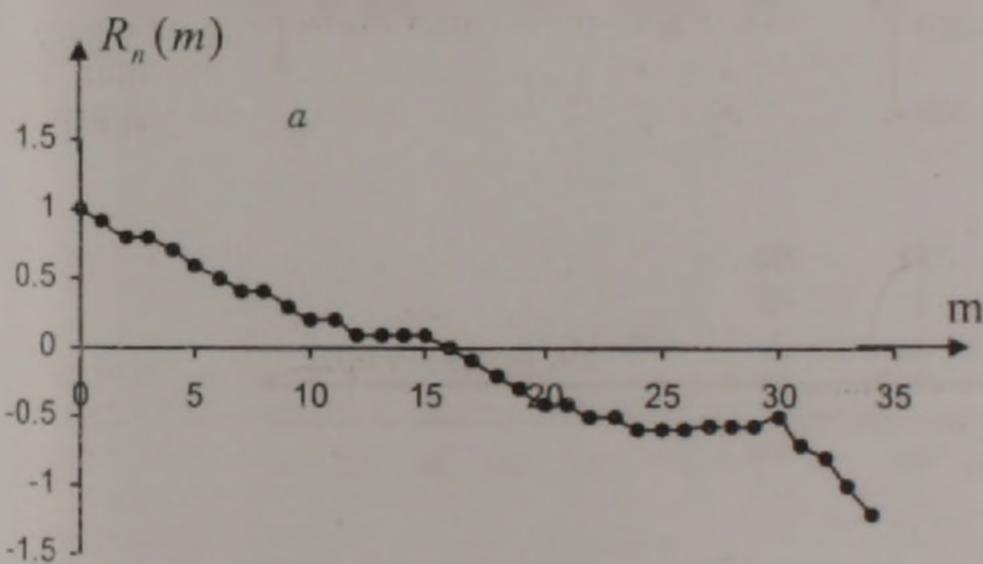


Рис 1 Кривые функции автокорреляции (АКФ) исходных значений потенциала метода электрической корреляции (Анкадзорское месторождение меди). а, б, в, г — кривые АКФ для исходных значений потенциала при A_3 , A_4 , A_5 , A_6 соответственно.

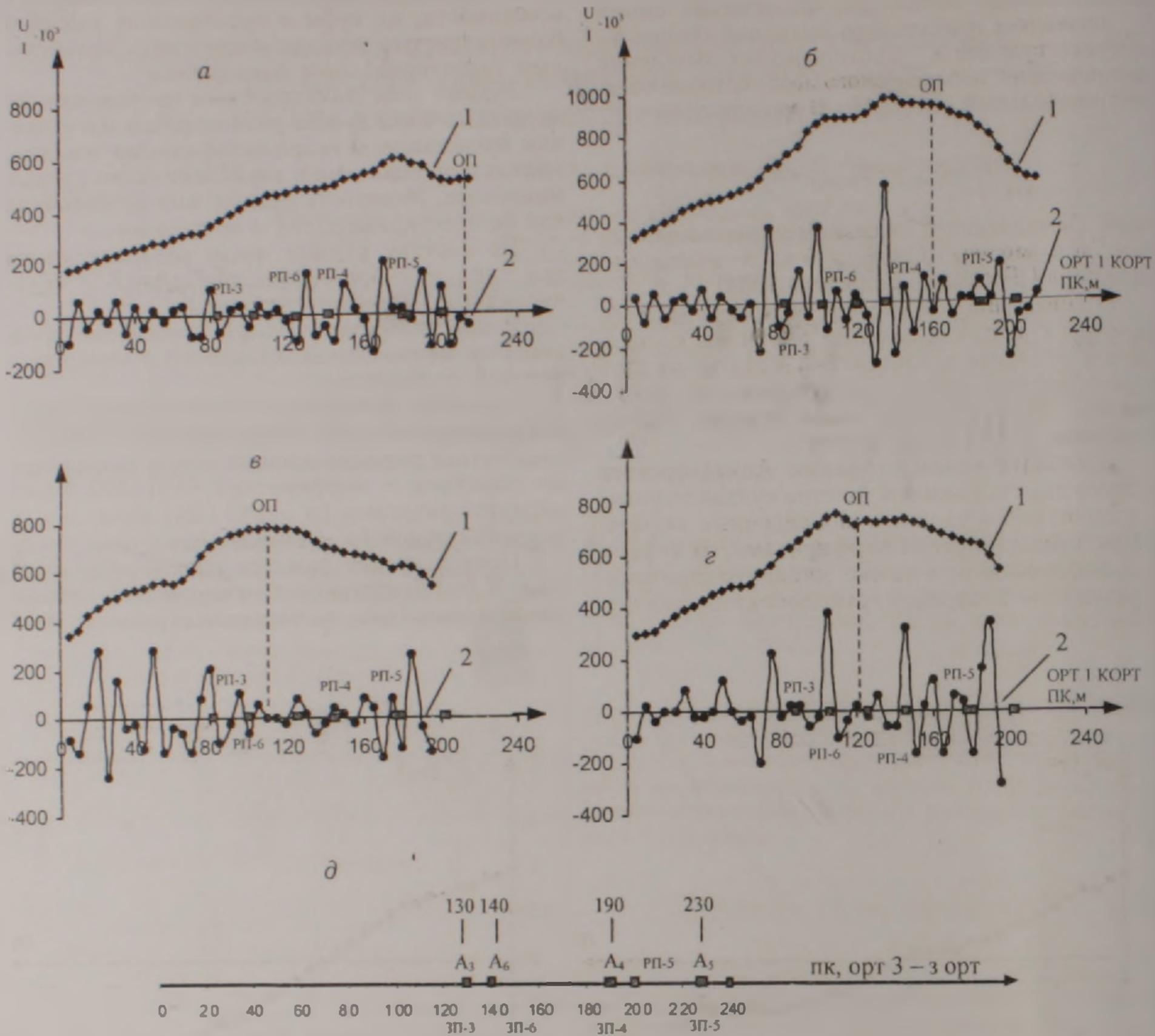


Рис 2 Результаты геофизических исследований методом электрической корреляции Анкадзорское месторождение меди, горизонт шт. 52, орты 1 и 3 а, б, в, г – корреляционные кривые при A_3, A_4, A_6, A_5 соответственно, д – зарядная выработка А – точка заряда на рудном пересечении. 1, 2 – кривые потенциала и градиента потенциала соответственно

при условии нормального распределения $f(x)$ может быть найдена как

$$\sigma_{R_H(m)} = \frac{1 - R_H^2(m)}{\sqrt{n - m}} \quad (7)$$

Надежным значением $R_H(m)$ для 95%-ного уровня доверия является такая величина, при которой $|R_H(m)| \geq 1.96 \sigma_{R_H(m)}$ (Дженкинс, Ваттс, 1971). По нашим исследованиям видно (рис. 1), что при обработке данных электроразведки с шагом фильтра $m > 3$ можно пропускать аномалии при характерно быстром изменении элек-

трических полей. Чтобы достигнуть 95%-ного уровня доверия, шаг фильтра целесообразно выбрать меньше пяти.

На рис. 1 приведены результаты расчетов АКФ. По расчетам АКФ выбран шаг фильтра $\tau = 3$, который обеспечивает надежность обнаружения аномалий для коэффициента корреляции $R_H(m) = 0,7$.

На горизонте шт. 52 задача связи рудных подсечений горными выработками решалась методом электрической корреляции (МЭК) (Родионов, 1971). Работы проводились в подземном варианте.

При интерпретации кривых корреляции ис-

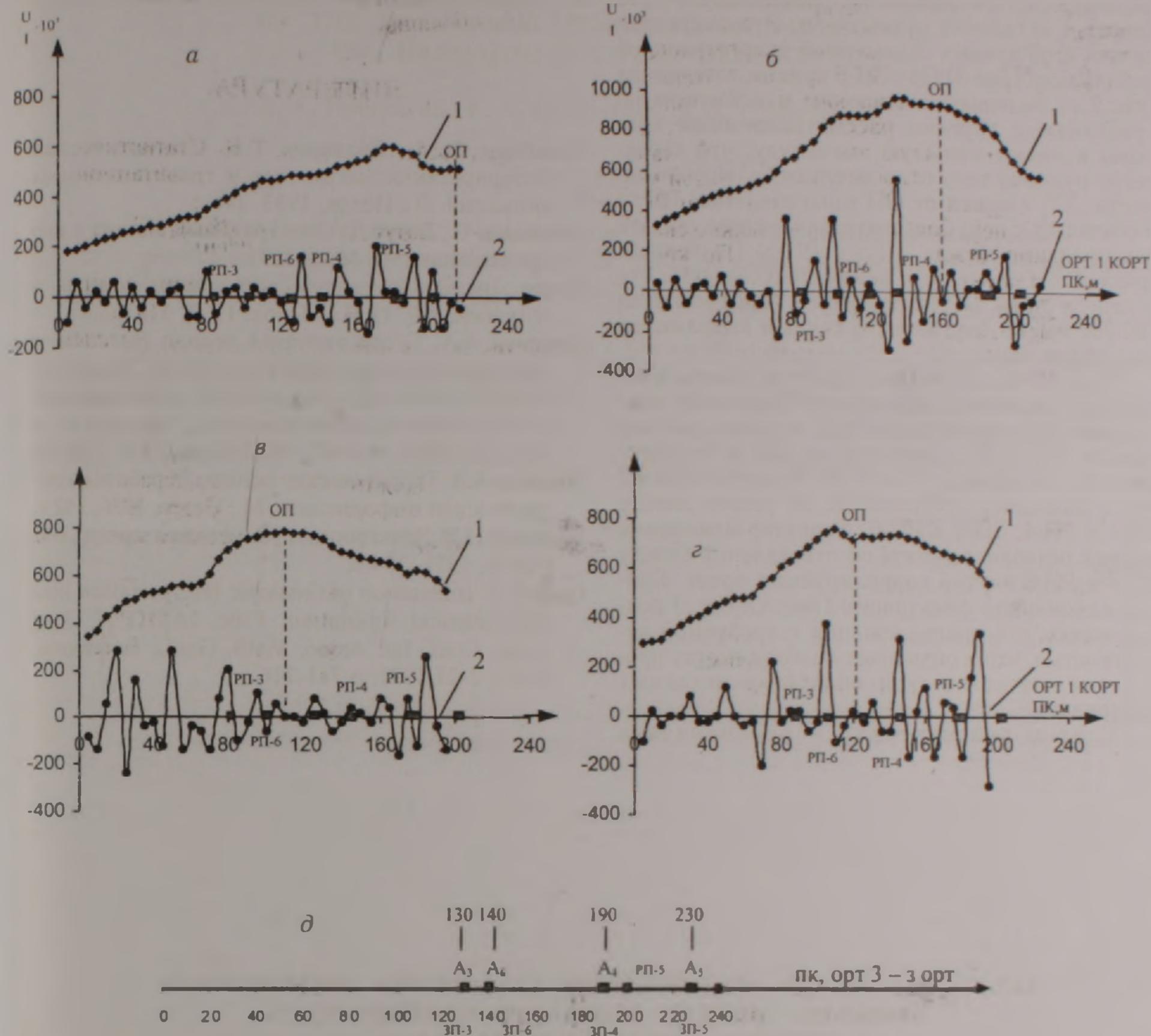


Рис 3 Результаты одномерной энергетической фильтрации кривых потенциала МЭК. Анкадзорское месторождение меди, горизонт шт 52, орты 1 и 3. а, б, в, г – фильтрационные кривые при A_3, A_4, A_6, A_5 соответственно, д – зарядная выработка А – точка заряда на рудном пересечении. 1, 2 – региональный фон и локальная составляющая исходного поля соответственно.

пользовалось сопоставление положения характерной точки (ХТ) – точки максимума на кривой потенциала, или точки перехода через нуль кривой градиента потенциала; ТМ – точка минимума на кривой потенциала и ОП (основание перпендикуляра, опущенного из точки заряда на линию наблюдения – зарядное пересечение, т.е. точка, в которую помещен питающий электрод), а также по отношению к РП (рудное пересечение в выработке). При анализе корреляционной увязки исходили из закономерностей формирования корреляционной кривой.

На горизонте шт 52 (рис. 2) корреляция осуществилась между ортами 1 и 3, которые проходили параллельно и пересекали рудные зоны и жилы примерно под прямым углом. Зарядный электрод А заземлялся в различных РП орта 3, а измерения проводились в орте 1 (кривые а, б, в, г). Рассматриваемые корреляционные кривые характеризуются множеством ХТ, которые территориально совпадают с известным рудным проявлением (РП) и широкой зоной общего максимума между ПК70 – ПК200, что показывает явную внутреннюю электрическую связь за счет заряжения соседних тел через

вкрапленность в районе корреляционного орта (корт) и ветвления рудных зон. Это подтверждается и на кривых одномерной энергетической фильтрации (рис 3). При ЗП-5 кривые потенциала (рис 2,а) выделяются широким максимумом по сравнению с другими рассматриваемыми кривыми и имеют меньшую амплитуду, что характерно рудному телу относительно большой мощности. ХТ₁ смещен от ОП в направлении РП-5 и совпадает с ней. Следовательно, можно сказать о корреляции между ЗП-5 и РП-5. По кривым градиента и потенциала можно предполагать, что в районе орта 3 РП-5 и рудное подсечение на ПК 200 имеют внутреннюю связь и выделяются как общая зона.

При ЗП-4 и ЗП-6 (рис 2,б,в) на общем фоне широкой аномалии выделяются локальные максимумы. На рассматриваемых корреляционных кривых ХТ₂ и ХТ₃ смещены от ОП и территориально совпадают с РП-4 и РП-6 соответственно, что и позволяет предполагать об увязке между ЗП-4 и РП-4, ЗП-6 и РП-6. Характер изменения кривых позволяет думать об ответвлении между РП-4 и РП-6 внутри коррелируемых ортов. Кривые одномерной фильтрации (рис 3,а,б,в,г) подтверждают эти предположения с требуемой вероятностью, что и объясняет необходимость проведения статистической обработки исходных материалов.

Статью рецензировал и рекомендовал

к опубликованию канд. геол.-мин. наук Р.Т. Мириджанян.

ЛИТЕРАТУРА

- Гольцман Ф.М., Калинина Т.Б. Статистическая интерпретация магнитных и гравитационных аномалий. Л.: Недра, 1983, 248 с.
- Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложение. М.: Мир, 1971.
- Дэвис Дж. С. Статистический анализ данных в геологии. Кн. 1, М.: Недра, 1990, 319 с.
- Никитин А.А. Статистическая теория выделения слабоконтрастных объектов. В сб. "Вопросы теории и практики комплексной геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей", М.: Недра, 2001, с.48-63
- Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации., М.: Недра, 1986, 342 с.
- Родионов П.В. Электроразведка методом заряда., М.: Наука, 1971, 264 с.
- Carle S.F. Integration of Geologic Interpretation into Geostatistical simulation. Proc. IAMG'97: 3-rd Annu. Conf. Int. Assoc. Math. Geol., Barcelona, Sept. 22-27, 1997, p.711-716.

ՀԱՆՔԱԶՈՐԻ ՊՂՆՉԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐՈՒՄ ԷԼԵԿՏՐԱԿԱՆ ԿՈՐԵԼՅԱՑԻԱՅԻ ՄԵԹՈԴՈՎ ՍՏԱՅՎԱԾ ՏՎՅԱԼՆԵՐԻ ՎԻՃԱԿԱԳՐԱԿԱՆ ՄՇԱԿՄԱՆ ԱՐԴՅՈՒՆԱՎԵՏՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ա. Ա. Թամրազյան, Կ. Ա. Կարապետյան, Ա. Չ. Չիլինգարյան

Ա մ փ ո փ ո մ

Հանքային պաշարների որոնման և հետախուզման ավանդական խնդիրը լուծելիս այժմեական է մնում թույլ տարբերակվող օբյեկտների հայտնաբերման հարցը: Երկրաֆիզիկայում 60-70-ական թվականներին զարգացած վիճակագրական լուծումների տեսությունը հիմնականում օգտագործվում է ստացիոնար պատահական խանգարիչների ֆոնի վրա թույլ անոմալիաները հայտնաբերելու նպատակով:

Հոդվածը նվիրված է Հանքածորի պղնձի հանքավայրում էլեկտրական կորելյացիայի մեթոդով ստացված տվյալները մեկնաբանելիս վիճակագրական մեթոդների կիրառման արդյունավետությանը:

**THE RESULTS OF STATISTICAL DATA PROCESSING ACCORDING
TO THE ELECTRICAL CORRELATION METHOD
ON HANQADZOR COPPER DEPOSIT**

A. A. Tamrazyan, K. A. Karapetyan, A. Z. Chilingaryan

Abstract

The problem of soft-contrasting subjects detection is urgent in case of solution the traditional tasks in search and exploration mineral deposits. The theory of statistical solutions developed in geophysics in 1960-70 years is mainly applied to detecting sift signals in case of stationary random noise.

Interpretation of electrical correlation method's data obtained on Hankadzor copper deposit proves on effective use of statistical methods.

СОПРОТИВЛЕНИЕ СДВИГУ НАБУХАЮЩИХ ГЛИН ПРИ ИЗМЕНЯЕМОСТИ ИХ ПЛОТНОСТИ

© 2006 г. С. Г. Айроян

Ереванский государственный университет, Геологический факультет
375025, Ереван, Ал. Манукяна, 1, Республика Армения
hairoyan_sr@rambler.ru

Поступила в редакцию 14.07.2006 г.

В статье рассмотрены изменения сопротивления сдвигу набухающих глин при замачивании в широких пределах изменяемости начальной влажности и уплотняющих давлений.

Экспериментальными исследованиями установлено, что при замачивании диаграмма сопротивления набухающих глин представляет собой две параллельные линии, соответствующие интервалам уплотняющих давлений, больше и меньше давления набухания.

Установлено, что когда начальная влажность больше предела пластичности, одновременно уплотняющие давления больше давления набухания, замачивание практически не приводит к снижению сопротивления сдвигу.

Количественная оценка сопротивления сдвигу глинистых грунтов и его изменения являются наиболее важными проблемами геотехники.

Оценка сопротивления сдвигу набухающих глин при замачивании особенно сложна, поскольку снижение их прочности обусловлено в основном фактором разуплотнения. Проблемой оценки сопротивления сдвигу набухающих глин при замачивании в широких пределах изменяемости влажности и уплотняющих давлений $\sigma_z \geq \sigma_{sw,0}$ занимались многие специалисты (Аленина, 1976; Иванов, 1987; Сорочан, 1986). Результаты их исследований изложены в (Месчян, 1992; Месчян, Малакян, 1976).

Исследованиями прочности набухающих грунтов, выполненными по ветви уплотнения компрессионной кривой, установлено, что при $w_0 > w_p$ сопротивление их сдвигу при замачивании в пределах изменяемости уплотняющих давлений $\sigma_z \geq \sigma_{sw,0}$ представляет собой билинейную диаграмму, точка перелома которой соответствует давлению свободного набухания $\sigma_{sw,0}$. В интервале $\sigma_z > \sigma_{sw,0}$, при замачивании грунта, практически не происходит снижения прочности. При $w_0 < w_p$ дополнительное увлажнение приводит к снижению прочности в широких пределах изменяемости уплотняющих давлений.

В настоящей статье предпринята попытка выяснить характер изменения сопротивления сдвигу набухающих глин при замачивании в условиях практически одинаковой плотности-влажности.

Материалом для исследования послужили три различные глины нарушенного сложения, которые использовались при возведении плотины Лернакертского водохранилища (Республика Армения). Основные показатели физических свойств этих грунтов приведены в табл.1.

Таблица 1

Таблица водно-физических свойств грунтов

Лаб N грунта	ρ_s , г/см ³	Пределы пластичности			$\sigma_{sw,0}$ МПа
		w_L	w_p	I_p	
240	2.66	0.417	0.233	0.184	0.325
242	2.65	0.397	0.224	0.173	0.270
254	2.68	0.437	0.245	0.192	0.415

Образцы-близнецы испытывались на прочность на приборах одноплоскостного среза "Гидропроект"-а. Повторность опытов трехкратная. Все разновидности образцов глин испытаны на прочность по одинаковой методике. Образцы-близнецы грунта N240 в количестве 30 штук подвергнуты предварительному уплотнению при начальной влажности под действием $\sigma_z = 0,6$ МПа, грунта N242 – под действием $\sigma_z = 0,4$ МПа, а образцы грунта N254 – под действием $\sigma_z = 0,8$ МПа.

Чтобы определить прочностные свойства набухающих грунтов при примерно одинаковых значениях плотности, образцы на сдвиг испытаны по восходящей ветви компрессионной кривой. Поэтому они после стабилизации деформации уплотнения арретирования полностью разгружены и выдержаны в таком состоянии в течение 15 суток. Таким образом, были получены образцы-близнецы трех различных глин, обладающие практически одинаковой плотностью. Были определены давления их свободного набухания $\sigma_{sw,0}$ (табл.1).

Полученные отмеченным выше методом серии образцов-близнецов трех глин, в каждой по 30 штук, были разделены на две части и подвергнуты испытанию на сдвиг под действием нормальных напряжений с соблюдением условия $\sigma_z \geq \sigma_{sw,0}$, как при начальной влажности, так и после водонасыщения.

В табл.2 приведены средние значения плотности ρ , плотности скелета ρ_s , влажности w_0 , давления свободного набухания $\sigma_{sw,0}$, деформации набухания ϵ_{sw} под действием различных σ_z и показатели прочности (сопротивления сдвигу) испытанных трех глин.

На рис.1а приведена кривая зависимости деформации набухания – уплотняющее давление, на рис.1б – диаграмма сопротивления сдвигу грунтов N240.

На рис.1б видно, что в интервалах $\sigma_z > \sigma_{sw,0}$ и $\sigma_z < \sigma_{sw,0}$ диаграммы сопротивления сдвигу замоченных образцов представлены двумя практически параллельными линиями. Причем, $w_0 > w_p$ и $\sigma_z > \sigma_{sw,0}$, сопротивления сдвигу грунта, определенные при начальной влажности и после замачивания, практически совпадают, что обусловлено изменяемостью плотности образцов под дейст-

Результаты определения сопротивления сдвигу грунтов

$\sigma_{sw,0}$ МПа	σ_z МПа	Грунт с начальной влажностью						Грунт после замачивания						
		$\tau_{1,sl}$ МПа	$tg\varphi$	C_s МПа	w_0	ρ_s г/см ³	ρ_d г/см ³	$\tau_{1,sl}$ МПа	$tg\varphi$	C_s МПа	w_{sl}	ρ_s г/см ³	ρ_d г/см ³	ϵ_{sw}
0.325	0.1	0.121	0.313	0.094	0.247	1.91	1.53	0.026	0.258	0.005	0.338	1.87	1.40	0.093
	0.2	0.162						0.053			0.319	1.91	1.44	0.064
	0.3	0.187						0.077			0.309	1.91	1.46	0.025
	0.4	0.222						0.201			0.278	1.96	1.53	—
	0.6	0.280						0.262			0.278	1.96	1.53	—
0.270	0.05	0.098	0.285	0.087	0.234	1.89	1.53	0.021	0.325	0.004	0.332	1.88	1.41	0.085
	0.1	0.122						0.035			0.317	1.90	1.44	0.061
	0.2	0.143						0.069			0.289	1.93	1.50	0.022
	0.3	0.167						0.158			0.276	1.96	1.53	—
	0.4	0.200						0.181			0.277	1.95	1.53	—
0.415	0.1	0.138	0.295	0.110	0.184	1.91	1.61	0.012	0.233	0.083	0.326	1.90	1.43	0.126
	0.25	0.183						0.040			0.302	1.91	1.47	0.054
	0.35	0.225						0.100			0.260	1.92	1.52	0.020
	0.5	0.262						0.205			0.225	1.96	1.60	—
	0.65	0.299						0.240			0.230	1.98	1.61	—
	0.8	0.346						0.275			0.227	1.96	1.60	—

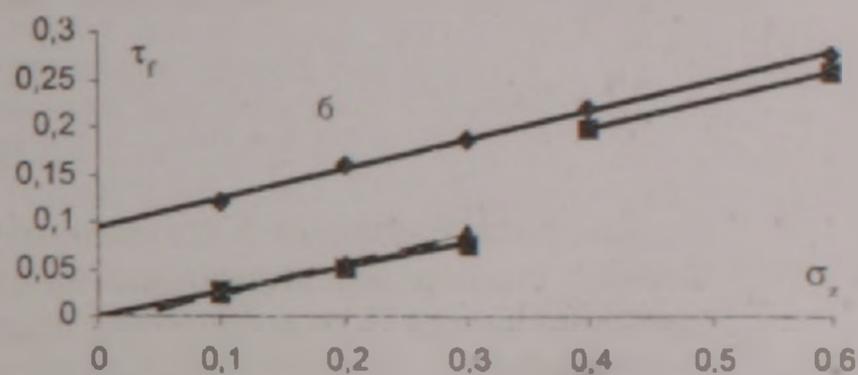
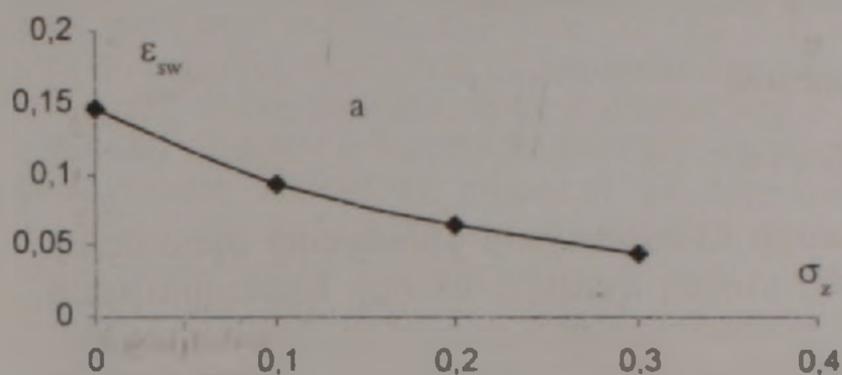


Рис. 1. а – зависимость деформации набухания грунта N 240 от величины нормального напряжения σ_z ; б – диаграмма сопротивления грунта N 240 сдвигу. 1 – при $w=w_0$; 2 – при $w = w_p$; 3 – по выражению (1)

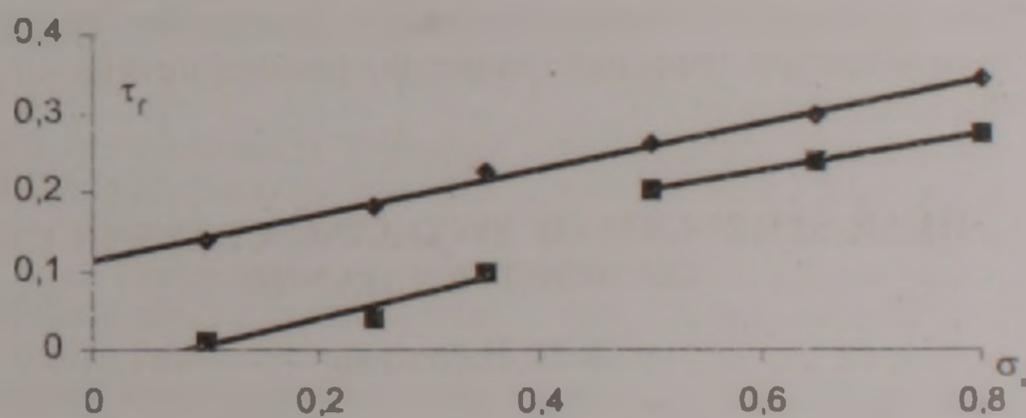


Рис. 2. Диаграмма сопротивления грунта N 240 сдвигу. 1 – при $w = w_0$; 2 – при $w = w_p$

внем нормальных напряжений, выше давления набухания. При $\sigma_z < \sigma_{sw,0}$ когда давление набухания приводит к снижению плотности скелета образцов грунта ρ_d , сопротивление сдвигу замоченных образцов резко снижается.

При изменчивости уплотняющих давлений в интервале $\sigma_z < \sigma_{sw,0}$, вследствие различных деформаций набухания под действием различных σ_z , образцы обладают различной плотностью скелета. Из этого следует, что определяемые из зависимости $\tau_{1,sl} = f(\sigma_{sw,0}, \sigma_z)$ параметры сопротивления сдвигу $tg\varphi$ и C нельзя считать действительными.

Сопоставление результатов прочности грунтов, определенных в условиях $\sigma_z < \sigma_{sw,0}$ и $w_0 > w_p$, показало, что после замачивания сопротивление сдвигу выражается следующей зависимостью:

$$\tau_{1,sl} = (\sigma_z - \sigma_{sw,0})tg\varphi + C \quad (1)$$

Например, для грунта под лабораторным номером 240 получено:

$$\tau_{1,sl} = (\sigma_z - 0.325)0.313 + 0.0944 \quad (2)$$

При влажности $w_0 < w_p$ (грунт N254) дополнительное увлажнение грунта приводит к снижению сопротивления сдвигу во всем диапазоне изменчивости нормального напряжения. При $\sigma_z > \sigma_{sw,0}$ процесс замачивания образцов происходит без возможности разуплотнения, т.е. в условиях $\rho_d = \text{const}$ (табл.2). Изменение сопротивления сдвигу в этом случае обусловлено адсорбционным снижением прочности грунта (Месчан, Айроян, 1988) (рис.2). В интервале $\sigma_z < \sigma_{sw,0}$ замачивание приводит к резкому сни-

жению $\tau_{\text{св}}$, которое обусловлено рядом факторов, в первую очередь разуплотнением – уменьшением ρ_d и адсорбционным понижением прочности грунта. В случае, когда $w_0 < w_p$, в интервале $\sigma_z < \sigma_{\text{св}0}$ зависимость $f(\sigma_z < \sigma_{\text{св}0})$ не описывается выражением (1).

Поскольку при $\sigma_z > \sigma_{\text{св}0}$ все испытанные образцы обладали одинаковой плотностью, диаграмма сопротивления сдвигу набухших грунтов не представляется ломанными линиями. Сопротивление сдвигу при $\sigma_z = \sigma_{\text{св}0}$ не определено, поэтому переход от $\sigma_z < \sigma_{\text{св}0}$ к $\sigma_z > \sigma_{\text{св}0}$ не выявлен.

ЛИТЕРАТУРА

Аленина М.Д. Разупрочнение набухающих глин под нагрузкой, превышающей давление набухания. Грунтоведение и инженерная геология. Л., 1976, с.81-85.

Гольдштейн М.Н. Механические свойства грунтов. Л.: Стройиздат, 1973, 375 с.

Иванов И.П. Инженерно-геологические исследования в горном деле. Л.: Недра, 1987, 385 с.

Месчян С.Р. Реологические процессы в глинистых грунтах. Ереван: "Айастан", 1992, 389 с.

Месчян С.Р., Малакян Р.П. Сопротивление набухающего грунта сдвигу. Тезисы докл. Третьего Межведомственного совещ. по вопросам прогнозирования гидрогеологических, инженерно-геологических и почвенно-мелиоративных условий. Вып.4, М., 1976, с.108-117.

Месчян С.Р., Айроян С.Г. Сопротивление сдвигу набухающего грунта при изменемости нормального напряжения и начальной влажности. Основания, фундаменты и механика грунтов. 1988, N5, с.24-25.

Сорочан Е.А. Строительство сооружений на набухающих грунтах. М.: Стройиздат, 1986, 312 с.

ՈՒՌՉՈՂ ԿԱՎԵՐԻ ՍԱՀՔԻ ԴԻՄԱԴՐՈՒԹՅՈՒՆԸ ԽՏՈՒԹՅԱՆ ՓՈՓՈԽՈՒԹՅԱՆ ԴԵՊԵՆԴԵՆՍ

Ս. Հ. Հայրոյան

Ա մ փ ո փ ո մ

Հոդվածում բերված է Հայաստանի տարածքի Լեռնակերտի ջրամբարի պատվարի մարմնի համար օգտագործված երեք տարբեր ուղղող կավերի սահքի դիմադրության ուսումնասիրության արդյունքները սկզբնական խոնավության և լրացուցիչ խոնավացման պայմաններում: Ուսումնասիրության արդյունքում պարզվել է, որ սահքի դիմադրության դիագրամման իրենից ներկայացնում է գործնականում երկու միմյանց զուգահեռ ուղիղ գծեր, որոնք համապատասխանում են խտացնող բեռնվածքների ուղելու ճնշումից բարձր և ցածր միջակայքերին: Պարզվել է նաև, որ երբ սկզբնական խոնավությունը մեծ է խոնավության պլաստիկության ստորին սահմանից, խտացնող բեռնվածքների ուղչման ճնշումից բարձր արժեքների դեպքում լրացուցիչ խոնավացումը չի բերում ամրության էական իջեցման:

SHEAR STRENGTH OF SWELLING CLAYS IN CASE OF DENSITY CHANGE

S. H. Hayroyan

Abstract

In the article are given test results of shear strength of three different swelling clays which have been used for the dam of Lernakert's water reservoir in the territory of Armenia in the conditions of initial and additional moistening. As a result of the conducted investigation it turned out that in the case of moistening the shear strength diagram represents two parallel actually straight lines, which correspond to the interval of thickening practically doesn't bring to stability reduction in the interval, the additional moistening brings to decrease of stability. When the additional moistening brings to decrease of stability in the case of all the values of thickening loadings, by the way for the interval to determine the shear strength it is not applicable.

ВЛИЯНИЕ ДИНАМИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ И ДИНАМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ НА УСТОЙЧИВОСТЬ СКЛОНА НА ПРИМЕРЕ НУБАРАШЕНСКОГО ОПОЛЗНЯ

© 2006 г. К. А. Таслагян

*Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 27 02 2006 г.*

В статье рассматривается сопоставительный расчет устойчивости склона Нубарашенского оползня по данным остаточной прочности грунта с учетом и без учета динамического воздействия, а также по данным его динамической (вибрационной) остаточной прочности. Обосновывается важность учета последней при расчете устойчивости природных склонов и откосов сооружений из грунтовых материалов в районах распространения динамических воздействий.

Важнейшей проблемой геотехники вообще, инженерной геологии и механики грунтов в частности является вопрос устойчивости природных склонов и откосов сооружений из грунтовых материалов. Результатом потери устойчивости последних является образование оползней и обвалов, часто приводящих к большому материальному ущербу и многочисленным человеческим жертвам. Наиболее широкое распространение оползней наблюдается на крутых склонах горных областей, в частности Армении. Следует отметить, что оползни происходят исключительно в местах, сложенных глинистыми грунтами в виде сплошного массива, слоев и прослоев или заполнения трещин полускальных и скальных горных пород этими грунтами. Поэтому при оценке устойчивости оползневого массива важной задачей является определение прочностных показателей слагающих данные оползневые массивы глинистых грунтов.

Природа нарушения устойчивости природных склонов и откосов исключительно сложна. При всех других равных условиях она обусловлена множеством внешних природных и искусственных факторов, которые могут стать причиной как снижения прочности глинистых грунтов, так и изменения их напряженно-деформированного состояния. К ряду отмеченных факторов относятся выветривание, выщелачивание солей, увлажнение дождевыми водами и водами из различных источников, температурные, динамические воздействия, подрезка склонов, возведение на них различных сооружений и т.д.

Особый интерес представляет собой вопрос устойчивости природных склонов и откосов сооружений из грунтовых материалов при наличии динамических воздействий. Последние, в зависимости от величины значения ускорения колебаний, могут стать причиной значительного снижения прочности глинистых грунтов, полностью или частично слагающих оползневые и оползнеопасные склоны, тем самым приводя к потере их устойчивости. Однако это не учитывается при расчетах устойчивости природных склонов и откосов сооружений из грунтовых материалов. Расчет их устойчивости производится по данным

стандартной (остаточной) прочности грунтов, с учетом воздействия добавочной силы, создаваемой динамическим воздействием.

С целью сравнения расчета устойчивости склона по данным остаточной (статической) прочности глинистых грунтов с учетом динамического воздействия с расчетом по данным их виброостаточной прочности без учета указанных воздействий, нами был произведен расчет устойчивости склона Нубарашенского оползня. Расчет производился с применением модуля SLOPE/W компьютерной программы GEO-SLOPE:

1) при учете остаточной прочности грунта и отсутствии динамического воздействия;

2) при учете остаточной прочности грунта и динамического воздействия;

3) при учете виброостаточной прочности грунта без учета динамических воздействий (метод проф. С.Р. Месчяна).

В строении данного склона принимают участие породы нижнеолигоценного возраста так называемой "шорахпюрской свиты". С юга на север и восток мощность свиты сокращается, разделяясь на две подсвиты: нижнюю – суглинистую и верхнюю – глинистую. Выделяются также небольшая толща рифовых известняков, мощностью 10 м с простиранием 500 м. Основными породами отмеченной подсвиты являются глины, песчаники, алевроиты. Они принадлежат морской (нижней) молассовой формации, их мощность составляет 1000 м. Горизонты данной свиты в пределах исследуемой территории имеют падение в северо-восточном направлении, угол падения составляет 18-20°.

Отмеченная толща на восточной стороне автодороги Ереван-Нубарашен перекрывается осадочной толщей "ацаванской свиты" возраста верхний олигоцен – нижний миоцен.

Инженерно-геологический разрез Нубарашенского оползневого участка представлен тремя разновидностями грунтов (рис. 1). В верхней части оползневого массива залегает крупнообломочный галечно-гравелистый грунт, который подстилается слоем светло-коричневых глин (шорахпюрская свита), под которыми залегает слой плотных голубоватых глин твердой консистенции.

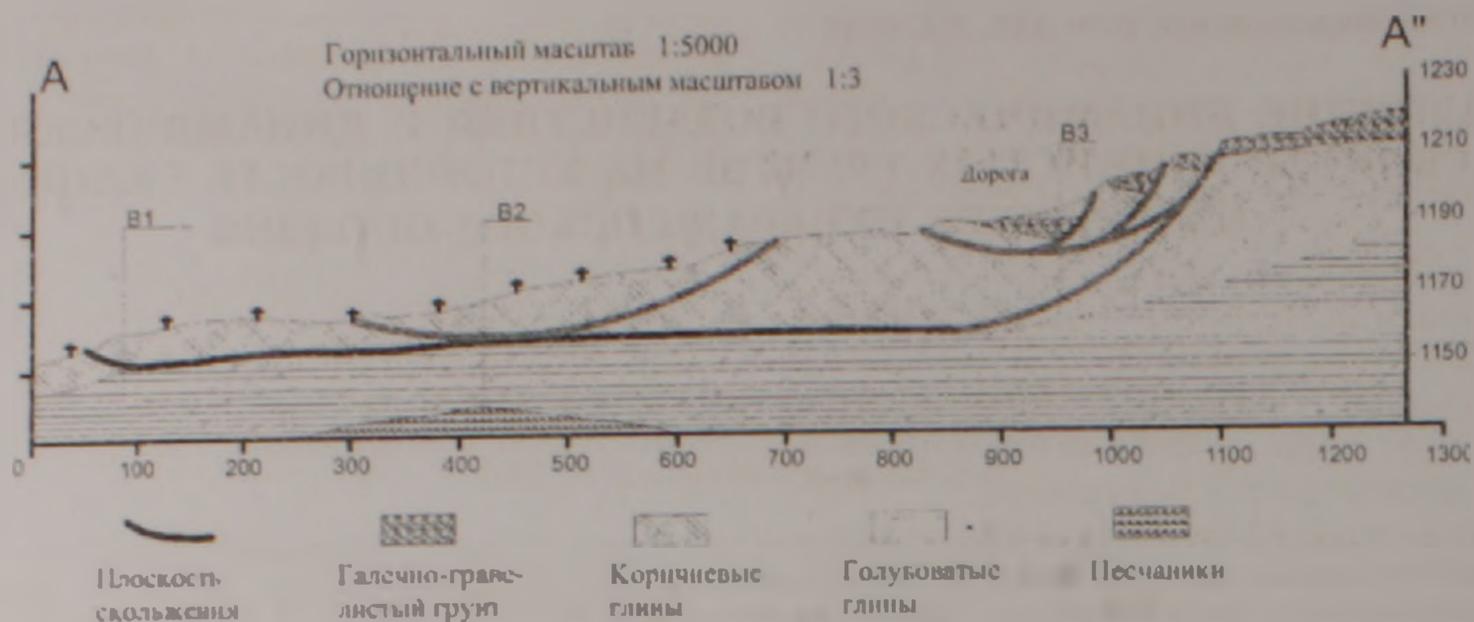


Рис. 1 Инженерно-геологический разрез Нубарашенского оползневого участка

Буровыми работами, проведенными фирмой GEORISK, выявлено, что плоскость скольжения оползня проходит по контакту светло-коричневых глин шорахпюрской свиты и подстилающих их голубоватых глин, т.е. имеет место скольжение слоя светло-коричневых глин по подстилающему слою. Следовательно, при оценке устойчивости склона представляет интерес слой светло-коричневых глин шорахпюрской свиты.

С целью определения прочностных и вибропрочностных характеристик грунта отмеченного выше слоя были проведены лабораторные исследования на образцах этого грунта ненарушенной структуры, отобранного в виде монолита из буровой скважины, пробуренной в теле Нубарашенского оползня. Данные физических свойств и пластичности грунта приведены в табл. 1

Исследования проводились по методу закру-

Таблица 1

Показатели физических свойств и пластичности грунта Нубарашенского оползня

№ скважины	h м	ρ_s г/см ³	ρ_0 г/см ³	W_d	ρ_d г/см ³	e	W_L	W_P	I_p	I_L
2	12.1-12.3	2.73	1.85	0.303	1.420	0.922	0.630	0.306	0.324	0.00

чивания образцов грунта диаметром $d=101$ мм, высотой $h = 24$ мм на устройстве М-12 (Месчан, Таслагян, 2005) в кинематическом режиме – в режиме контроля крутящих моментов $M_{\text{кр}}$ (касательных напряжений τ), под действием нор-

мальных напряжений $s = 0.1, 0.2$ и 0.3 МПа по АСТ 178-99. Вначале определялась остаточная прочность образца τ_r , а после стабилизации крутящего момента (касательного напряжения) он, без прекращения закручивания, подвергался воздействию крутильных колебаний с ускорением $0.325g$, создаваемых кривошипно-шатунным вибратором (Месчан, Таслагян, 2005; Таслагян, 2004)

Таблица 2

Показатели остаточной и виброостаточной прочностей грунта Нубарашенского оползня

Статика		Вибрация	
σ	τ_r	σ	$\tau_{r,vib}$
0.1	0.03704	–	–
0.1	0.04905	0.1	0.02196
0.2	0.08005	0.2	0.02605
0.2	0.06265	0.2	0.02605
0.3	0.09035	0.3	0.04809
0.3	0.09235	0.3	0.03980
$tg\varphi$	0.241525	$tg\varphi_{vib}$	0.119786
φ	13.57832	φ_{vib}	6.83067
c	0.020277	c_{vib}	0.006037

В результате испытаний образцов грунта по отмеченному методу были получены показатели остаточной τ_r и виброостаточной $\tau_{r,vib}$ прочностей.

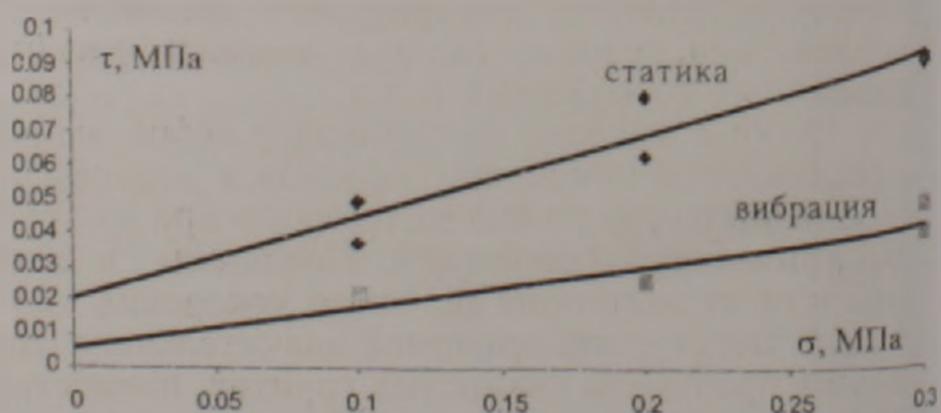


Рис. 2. Диаграммы остаточной и виброостаточной прочностей грунта Нубарашенского оползня

данные которых приведены в табл. 2 и на рис. 2. Были произведены расчеты устойчивости склона Нубарашенского оползневого участка по

данным остаточной прочности грунта, с учетом и без учета динамического воздействия с ускорением колебаний $0.325g$, а также по данным виброостаточной прочности грунта, испытанного при том же ускорении колебаний ($0.325g$). Результаты отмеченных расчетов приведены на рис. 3, 4 и 5.

Примечание: k_1 – коэффициент устойчивости склона при учете остаточной прочности грунта и отсутствии динамического воздействия, k_2 – коэффициент устойчивости склона при учете остаточной прочности грунта и динамического воз-

действия, k_3 – коэффициент устойчивости склона при учете динамической (вибрационной) остаточной прочности грунта без учета динамических воздействий.

Ниже, на рис. 6, приводятся результаты коэффициентов устойчивости склона Нубарашенского оползневого участка, рассчитанных по данным остаточной прочности грунта, с учетом (k_2) и без учета (k_1) динамического воздействия с ускорением колебаний $0.325g$, а также по данным виброостаточной прочности грунта, испытанного

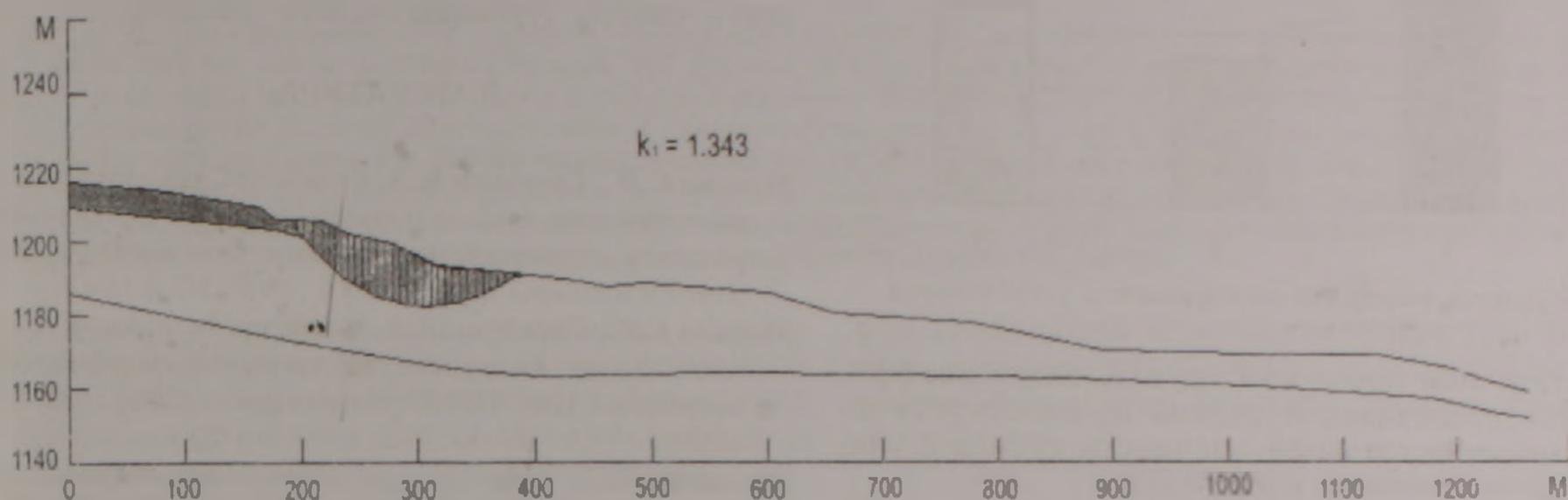


Рис 3 Поперечный разрез Нубарашенского оползневого склона с результатом расчета его устойчивости по данным остаточной прочности грунта

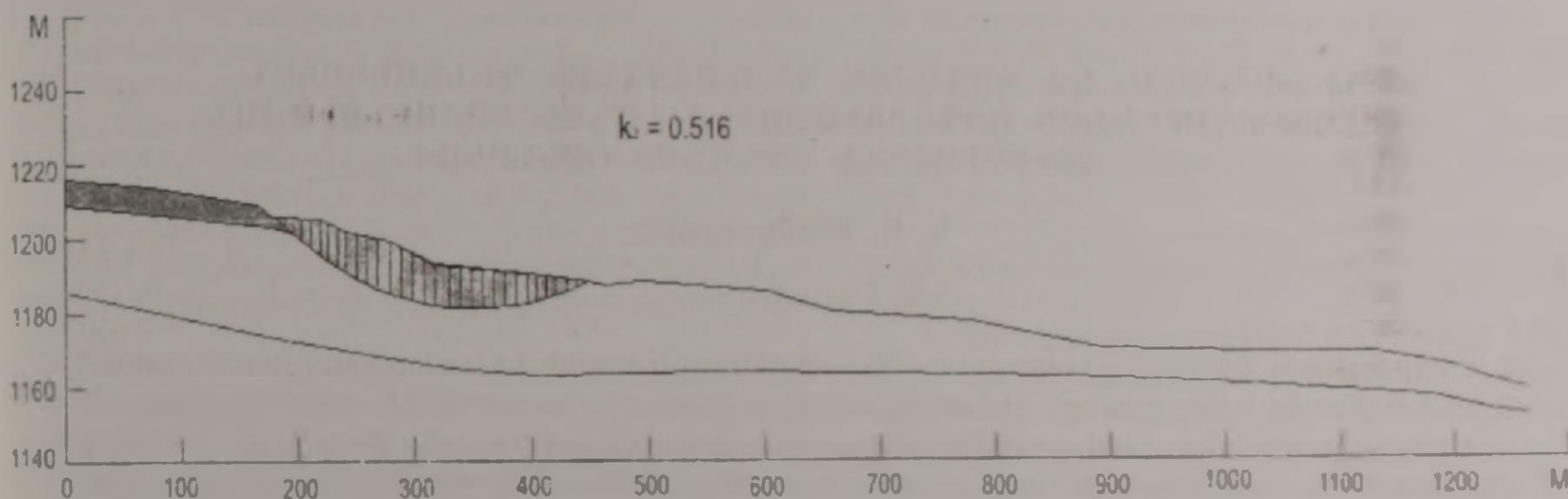


Рис 4 Поперечный разрез Нубарашенского оползневого склона с результатом расчета его устойчивости по данным остаточной прочности грунта с учетом динамического воздействия

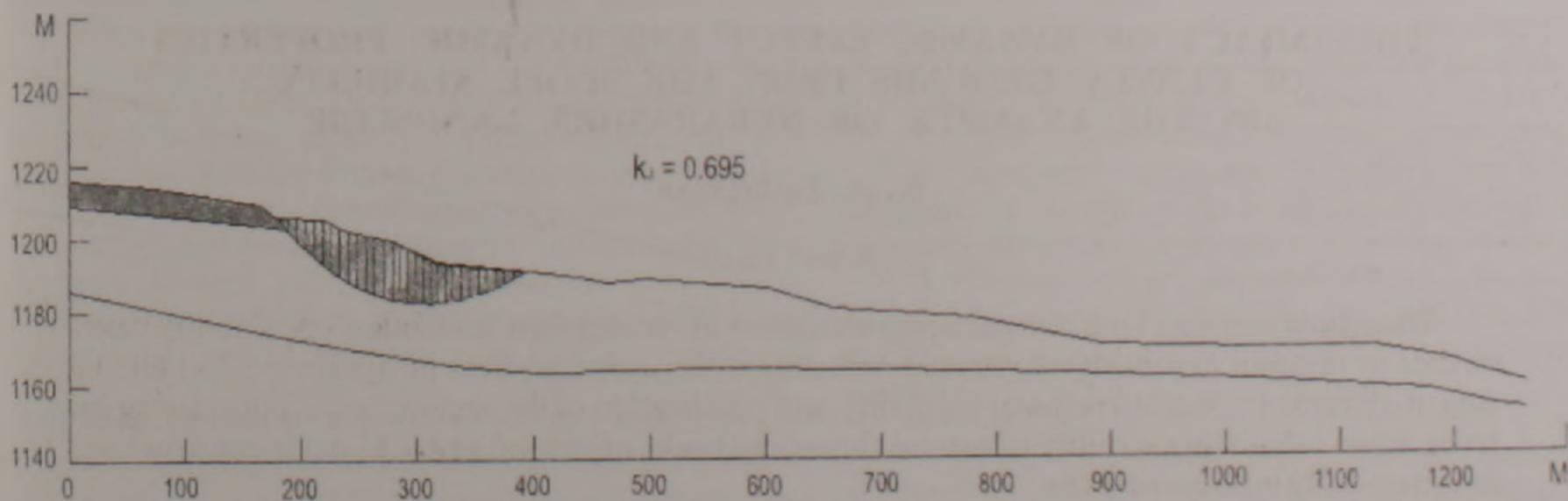


Рис 5 Поперечный разрез Нубарашенского оползневого склона с результатом расчета его устойчивости по данным виброостаточной прочности грунта

при том же ускорении колебаний (k_3).

Как видно из рис 3.4.5, коэффициент устойчивости склона k_3 , рассчитанный по данным виб-

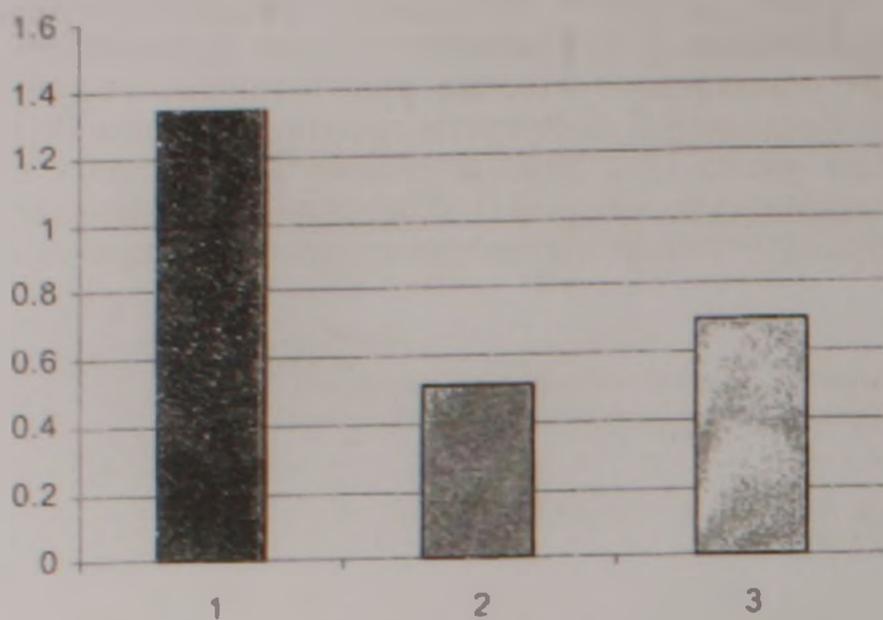


Рис 6 Данные изменения коэффициента устойчивости

роостаточной прочности грунта, выше коэффициента устойчивости склона k_2 , рассчитанного по данным остаточной прочности грунта с учетом динамического воздействия.

Мы считаем, что вопрос о целесообразности статического расчета устойчивости склонов и

откосов сооружений из грунтовых материалов по данным динамической (вибрационной) остаточной прочности грунтов – по методу проф. С.Р.Месчяна нуждается в дальнейшем детальном исследовании.

Автор выражает благодарность доктору технических наук, профессору С.Р.Месчяну за оказанную помощь, доктору геологических наук А.С.Караханяну за предоставление данных по Нубарашенскому оползню, а также доктору технических наук С.Ш.Нуридджаняну и инженеру Г.С.Адамяну за содействие в расчетах устойчивости склона Нубарашенского оползня.

ЛИТЕРАТУРА

- Месчян С.Р., Таслагян К.А. Устройства для определения реологических свойств грунтов методом кручения образцов в кинематическом режиме. Основания, фундаменты и механика грунтов. 2005, LVIII, N3, с 16-17.
- Месчян С.Р., Таслагян К.А. Поведение остаточной прочности глинистых грунтов при повторном вибрационном воздействии. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2005, LVIII, N3, с.58-61.
- Таслагян К.А. Вибратор для определения прочностных свойств глинистых грунтов в условиях динамического воздействия. Вестник строителей Армении. Ереван, 2004, 4', спец выпуск, с 11-13.

ԳԻՆԱՄԻԿԱՅԻ ԵՎ ԿԱՎԱՅԻՆ ՓԵՏՆԱՀՈՂԵՐԻ ԳԻՆԱՄԻԿԱԿԱՆ ՀԱՏՎՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԵՑՈՒԹՅՈՒՆԸ ԼԱՆՁԻ ԿԱՅՈՒՆՈՒԹՅԱՆ ՎՐԱ ՆՈՒՔԱՐԱՇԵՆԻ ՍՈՂԱՆՔԻ ՕՐԻՆԱԿՈՎ

Կ. Ա. Թասլաղյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում բերվում է Նուբարաշենի սողանքային լանջի կայունության համեմատական հաշվարկը կատարված դինամիկ ազդեցության առկայության և բացակայության դեպքում գետնահողի մնացորդային ամրության տվյալներով, ինչպես նաև նրա դինամիկ (վիբրացիոն) մնացորդային ամրության տվյալներով: Հիմնավորվում է դինամիկ ազդեցությունների տարածման շրջաններում վերջինիս հաշվառման կարևորությունը բնական լանջերի և գետնահողե նյութերից պատրաստված շինությունների թերությունների կայունության հաշվարկի դեպքում:

THE IMPACT OF DYNAMIC EFFECT AND DYNAMIC PROPERTIES OF CLAYEY GROUNDS UPON THE SLOPE STABILITY ON THE EXAMPLE OF NUBARASHEN LANDSLIDE

K. A. Taslaghian

Abstract

The article contains both comparative calculation of Nubarashen landslide slope stability based on data of residual capability of grounds with regard for and regardless of dynamic effect and on data of dynamic (vibration) residual capability, and justification of the importance of considering the latter, when calculating stability of natural slopes and banks of ground material-made constructions in dynamically influenced areas.

КОМПЛЕКСНАЯ ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИХ ОКИСЛЕННЫХ РУД

© 2006 г. Ю. А. Агабальян, Л. М. Багдасарян,
А. Т. Багдасарян, Р. С. Егиазарян

Государственный инженерный университет Армении
375009, Ереван, ул. Терьяна, 105, Республика Армения

E-mail: aghabalyan@mail.ru

Поступила в редакцию 20.01.2006 г.

В статье рассматриваются вопросы оценки золотосодержащих кварцитов, залежи которых морфологически представляют собой «железные шляпы». На примере детально разведанной золотосодержащей зоны окисления – «железной шляпы» Тандзутского серноколчеданного месторождения показана высокая эффективность использования золотоносных кварцитов в качестве флюсового сырья. При этом предусмотрено окомкование значительного количества (58%) мелких фракций (до 10 мм). С целью комплексного использования руд рассмотрена целесообразность извлечения благородных металлов с помощью цианирования. Однако из-за малого количества запасов руды такое производство оказалось бы убыточным. В этой связи с использованием выявленных зависимостей выведена формула определения минимального количества запасов.

В металлургическом производстве важная роль принадлежит типу и качеству флюсового сырья, которое применяется с целью образования легкоплавких шлаков для облегчения удаления посторонних примесей. При производстве черновой меди на Алавердском медеплавильном заводе применяются кварциты, качество которых предопределяется содержаниями кремнезема, а также вредных примесей – глинозема, мышьяка и сурьмы (Методическое руководство..., 1999; Сборник руководящих материалов..., 1985). Расход флюсового сырья на 1 т производимого металла, при прочих равных условиях, зависит от содержания окиси кремния в кварцитах. Наличие в последних благородных металлов позволяет использовать флюсы с более низким содержанием кремния с одновременным повышением экономической эффективности металлургического производства.

В качестве такого сырья могут рассматриваться золотоносные кварциты Тандзутского месторождения. Потребность Алавердского медеплавильного завода в кварцитах Тандзутского месторождения при конверторной плавке (крупность фракций 10-50 мм) составляет 7,0 тыс. т/год. Необходимость применения мелких фракций (0-10 мм) тандзутских золотоносных кварцевых флюсовых руд при отражательной плавке в настоящее время отпала, благодаря довольно высокому содержанию кремния в концентратах Дрмбонского ГОКа. Поскольку значительное количество мелких фракций практически не используется, очевидна необходимость утилизации большей части разведанных окисленных руд. Как показали технологические испытания, это успешно может быть осуществлено или с помощью цианирования рудной мелочи, или производством гранул крупностью 10-50 мм с дальнейшим их использованием в качестве флюсов.

Таким образом, выделяются два возможных направления использования золотосодержащих кварцитов: 1) в качестве флюса на Алавердском медеплавильном заводе; 2) в качестве руд для извлечения благородных металлов.

Для каждого из направлений использования

руд необходимо обосновать параметры кондиций; для рассматриваемого месторождения основным параметром, бесспорно, является бортовое содержание.

Анализ материалов геологоразведочных работ позволил установить:

– зона золотосодержащих кварцитов представляет собой залежь «железной шляпы» мощностью 10-12 м, расположенную непосредственно под элювиально-делювиальными наносами и почвенно-растительным слоем небольшой мощности (в среднем порядка 0,8 м);

– по мощности верхняя часть «железной шляпы» представлена сравнительно более высоким содержанием золота, чем нижняя;

– по степени сложности геологического строения месторождение отнесено к третьей группе;

– окисленные руды «железной шляпы» представляют собой выветрелую, раздробленную массу и, как показали опытно-эксплуатационные работы, их выемка может осуществляться с частичным (порядка 20% от общего объема) применением буро-взрывных работ.

Таким образом, приведенные выше сравнительно простые горно-геологические условия открытой разработки и степень сложности геологического строения месторождения с учетом направлений использования руд позволяют ограничиться следующим необходимым и достаточным составом параметров кондиций:

1. Предельное качество кварцевых флюсов.

2. Бортное содержание золота для оконтуривания и подсчета запасов золотоносных кварцевых руд, используемых в качестве флюсов.

3. Бортное содержание золота для оконтуривания и подсчета запасов золотоносных кварцевых руд, подлежащих переработке с целью извлечения благородных металлов.

4. Минимальная длина интервалов различных сортов полезного ископаемого (флюсовые и золотоносные руды) и некондиционных руд, подлежащих отдельной выемке.

Качество кварцевых флюсов регламентируется Техническими условиями, в которых по сор-

там лимитируются содержания SiO_2 , Al_2O_3 , мышьяка и сурьмы. Интересно отметить, что в советский период в золотосодержащей кварцевой руде лимитировалось также и содержание золота (Сборник руководящих материалов..., 1985), что, однако, отсутствует в новых требованиях (Методическое руководство..., 1999). Что касается бортовых содержаний золота, то они для каждого из направлений использования определяются технико-экономическими расчетами.

Бортовое содержание условного золота во флюсовых рудах определяется с использованием следующих очевидных положений:

1. При прочих равных условиях расход кварцевых флюсов с ростом содержания SiO_2 убывает.

2. Затраты на единицу выплавленной меди зависят от стоимости (цены) фракционированных кварцевых флюсов и содержания SiO_2 в последних.

3. Повышенные затраты на флюсовое сырье с более низким содержанием SiO_2 в расчете на единицу металла могут быть компенсированы стоимостью извлекаемых в черновую медь благородных металлов, содержащихся в золотоносных кварцитах.

Рассмотрим закономерность изменения расхода кварцевых флюсов от содержания в них SiO_2 . Среднемесячный расход кварцевых флюсов на Алавердском медеплавильном заводе составляет (с учетом использования и мелких фракций): при содержании SiO_2 60% – 982 т; при 65% – 891 т; при 70% – 815 т. Обработка этих данных позволила выявить следующую зависимость месячного расхода кварцевых флюсов (P) от содержания в них SiO_2 (C):

$$P = \frac{70140}{C} - 187. \quad (1)$$

В качестве альтернативной сырьевой базы флюсов рассмотрим Шагалинское месторождение кварцитов, расположенное примерно в 20 км от Алавердского медеплавильного завода. В утвержденных запасах кварцитов этого месторождения содержание SiO_2 составляет 95%. По выражению (1) определим среднемесячный расход P: $P = 70140 / 95 - 187 = 551$ т/мес. Следовательно, понижающие расходные коэффициенты шагалинских кварцитов относительно тандзутских в зависимости от содержаний в последних SiO_2 будут: 0,56 (при содержании SiO_2 в тандзутских кварцитах 60%); 0,62 (при 65%); 0,68 (при 70%). В рудах Тандзутского месторождения среднее содержание SiO_2 составляет не менее 60%, то есть понижающий расходный коэффициент составит 0,56. Другими словами, если годовой расход тандзутских кварцевых флюсов составляет 7 тыс. т, то шагалинских будет 3,9 тыс. т. Учитывая высокую прочность последних и небольшие объемы производства в единицу времени, расчетная себестоимость добычи, дробления, фракционирования и перевозки 1 т кварцитов в Алаверди составит не менее 6-8 долл/т. В расчетах примем 6 долл/т.

Себестоимость добычи, грохочения, транс-

портирования, дробления негабарита и окомкования рудной мелочи в расчете на 1 т руды определяется по формуле:

$$Z_{\phi} = Z_{\text{дг}} + Z_{\text{тр}} + \frac{V_n Z_{\text{др}}}{\gamma} + \left[(1 - V_n)(1 - V_{\text{кф}}) + V_n(1 - V_{\text{кн}}) \right] Z_{\text{ок}}, \quad (2)$$

где $Z_{\text{дг}}$ – себестоимость добычи и грохочения 1 т руды (2,4 долл/т); $Z_{\text{тр}}$ – себестоимость транспортирования 1 т руды в Алаверди (4,6 долл/т); V_n – выход негабарита (20%); $V_{\text{кф}}$ – выход кондиционной фракции из негабарита (90%); $Z_{\text{др}}$ – себестоимость дробления негабарита (5 долл/м³); γ – объемная масса кварцитов (2,35 т/м³); $V_{\text{кн}}$ – выход из массива (без негабарита) кондиционных фракций (30%); $Z_{\text{ок}}$ – себестоимость окомкования (гранулирования) мелких фракций (2,5 долл/т).

Подставив соответствующие значения величин в формулу (2), получим: $Z_{\phi} = 8,9$ долл/т.

Следовательно, использование шагалинских кварцитов позволяет сократить затраты на 1 т флюса на $8,9 - 0,56 \times 6 = 5,5$ долл/т.

Поскольку окисленные руды Тандзутского месторождения содержат благородные металлы, то можно определить наименьшее (бортовое) содержание условного золота, которое при извлечении в черновую медь покроет дополнительные затраты 5,5 долл/т. Бортовое содержание условного золота во флюсовых рудах $\alpha_{\text{бф}}$ определяется по следующей формуле:

$$\alpha_{\text{бф}} = \frac{Z_{\text{доп}}}{C_{\text{Au}} \epsilon}, \quad (3)$$

где $Z_{\text{доп}}$ – дополнительные затраты на флюс с более низким содержанием SiO_2 (5,5 долл/т); C_{Au} – цена 1 г золота (13,5 долл./г); ϵ – коэффициент извлечения золота из кварцевых флюсов в черновую медь (0,97).

Подставив соответствующие значения в формулу (3), получим: $\alpha_{\text{бф}} = 0,42$ г/т. Принимаем $\alpha_{\text{бф}} = 0,5$ г/т.

Как было отмечено выше, верхняя часть “железной шляпы” характеризуется более высокими содержаниями благородных металлов, чем нижняя. В этой связи, очевидно, целесообразна их первоочередная отработка. Помимо этого необходимо определить бортовое содержание для руд, подлежащих цианированию.

Бортовое содержание $\alpha_{\text{бу}}$ для оконтуривания этих руд можно также определить по формуле вида (3), где вместо величины $Z_{\text{доп}}$ нужно подставить стоимостное выражение бортового содержания $D_{\text{бу}}$, представляющего собой разность между полной себестоимостью добычи и переработки 1 т руды и амортизацией капиталовложений (Агабалян, 1994), то есть сумму эксплуатационных затрат на добычу, дробление, измельчение и цианирование руд $Z_{\text{ли}}$. В соответствии с расчетами $D_{\text{бу}} = 11,5$ долл/т, а $\epsilon = 0,9$. Подставив эти данные в формулу (3), получим $\alpha_{\text{бу}} = 0,95$ г/т. Принимаем $\alpha_{\text{бу}} = 1$ г/т.

Таким образом, для оконтуривания и подсчета

запасов золотосодержащих кварцитов предлагается использовать следующие параметры кондиций:

1. Бортовое содержание условного золота: для оконтуривания и подсчета запасов "богатых" руд – 1,0 г/т; для «бедных» руд – 0,5 г/т.

2. Коэффициент перевода содержаний серебра в условное золото – 0,015.

3. При подсчете запасов исключать некондиционные для соответствующего сорта интервалы протяженностью 3 м и более.

4. Подсчет запасов осуществлять статистическим способом.

С использованием приведенных выше параметров кондиций оконтурены и подсчитаны запасы руды методом геологических блоков. К категории C_1 отнесены подсчетные блоки, изученные на поверхности канавами, а на глубине – шурфами и скважинами; к категории C_2 отнесены подсчетные блоки, изученные на поверхности канавами (с меньшей плотностью, чем в блоках категории C_1) и короткометражными шурфами, которые, однако, остались "висячими". В результате были оконтурены и подсчитаны запасы руд и металлов по четырем подсчетным блокам.

Рассмотрим два варианта использования сырья:

I. Использование золотоносных руд в качестве флюсового сырья при гранулировании мелких фракций (табл.1).

II. Последовательная отработка "богатых" и «бедных» флюсовых руд с цианированием остатков рудной мелочи (табл.2).

Таким образом, подсчитанные запасы золо-

тоносных кварцитов позволяют обеспечить Алавердский медеплавильный завод качественными флюсами для конверторной плавки (при современной производительности завода) на 50 лет, в том числе "богатыми" – на 20 лет. При этом важно отметить, что их использование (в том числе и "бедных" руд) является прибыльным, хотя такого требования к флюсовому сырью не предъявляется.

Перейдем к рассмотрению II варианта.

В этом варианте, в отличие от I, все затраты по добыче рудной массы и ее грохочению необходимо отнести на крупные (10-50 мм) фракции (с учетом 20% дробленого негабарита). Следовательно, полную себестоимость 1 т флюсового сырья можно определить по следующей формуле:

$$Z_{\phi} = \frac{Z_{дг}}{B_{\phi}} + Z_{тр} + \frac{B_n Z_{др}}{\gamma}, \quad (4)$$

где B_{ϕ} – общий выход флюсовых фракций (с учетом дробления негабарита).

Величина B_{ϕ} (в долях единицы) определяется по формуле:

$$B_{\phi} = B_n B_{кн} + (1 - B_n) B_{кф}, \quad (5)$$

где $B_{кн}$ – выход кондиционных фракций (10-50мм) при дроблении негабарита.

Подставив значения соответствующих величин в формулу (5), получим:

$$B_{\phi} = 0,2 \times 0,9 + (1 - 0,2) \times 0,3 = 0,42 \text{ или } 42\%.$$

Таблица 1

Использование золотоносных руд в качестве флюсового сырья при гранулировании мелких фракций

Наименования показателей	Значения показателей	
	«Богатые» руды	«Бедные» руды
1	2	3
Эксплуатационные запасы руды, тыс. т	142	213
Годовая добыча руд, тыс. т/год	7,0	7,0
Содержание в добытой руде:		
– Au, г/т	2,11	0,72
– Ag, г/т	16,04	9,2
Цена:		
– Au, долл/г	13,5	13,5
– Ag, долл/г	0,22	0,22
Извлечение в черновую мель:		
– Au, %	97	97
– Ag, %	95	95
Удельные затраты на добычу, перевозку в Алаверди, грохочение, дробление и гранулирование рудной мелочи, долл/т	8,9	8,9
Извлекаемая ценность 1 т руды, долл	31,0	11,4
Годовая прибыль от оплаты Au и Ag в черновой меди, тыс. долл	154,5	17,1
Плата за пользование недрами, тыс. долл/год	3,4	1,2
Прибыль до налогообложения, тыс. долл/год	151,1	15,9
Налог на прибыль, тыс. долл/год	30,2	3,2
Чистая прибыль, тыс. долл/год	120,9	12,7
Чистая прибыль по отработке всех запасов, тыс. долл	2456,3	386,6
Срок отработки запасов, лет	20,3	30,5

Остатки мелких фракций (58%) в рассматриваемом варианте подлежат цианированию. Поскольку затраты на добычу и грохочение полностью отнесены на флюсовые руды, то при расчете себестоимости извлечения благородных металлов учтем лишь затраты на цианирование руд с получением сплава Доре. В связи с малым количеством руд, подлежащих цианированию, амортизацию основных фондов на 1 т руды определим отношением капиталовложений к извлекаемым запасам руды.

Полную себестоимость переработки (цианирования) 1 т руды определим по формуле:

$$Z_u = Z'_u + \frac{Z''_u}{A_u} + \frac{K}{Q(1-B_\phi)}, \quad (6)$$

где Z'_u и Z''_u – соответственно, пропорциональные на 1 т руды (примерно 6,5 долл.) и постоянные за один год (порядка 50 тыс. долл.) затраты на переработку руды, долл.; A_u – годовая производительность предприятия по переработке руды ($A_u = 10$ тыс. т); K – капиталовложения в создание цеха цианирования руды, тыс. долл.

Анализ размеров капиталовложений K в строительство золотоизвлекательных фабрик при цианировании руд позволяет рекомендовать следующее уравнение зависимости K от годовой производительности A :

$$K = 5,6A + 2500$$

При этом следует отметить, что стационарные фабрики, как правило, строятся с годовой производительностью не менее 150 тыс. т. Для переработки 50-60 тыс. т руды в год могут быть использованы специальные модули, стоимость которых ориентировочно составляет 1,5-2,0 млн долл.

В табл. 2 приведены результаты технико-экономических расчетов по II варианту.

Данные табл. 2 свидетельствуют о том, что из-за малого количества запасов руды и низкой годовой производительности цианирование руд на Гандзутском месторождении производить нецелесообразно. Таким образом, рациональным вариантом использования руд является их использование в качестве флюсового сырья.

В то же время анализом установлено, что при определенных запасах руды и ее качестве экономически целесообразно извлечение благородных металлов цианированием. В этой связи большой интерес представляет решение задачи по определению минимального количества запасов руды (при том или ином содержании условного золота), обеспечивающих окупаемость капиталовложений в приемлемые сроки. Решение этой задачи будет способствовать целенаправленному ведению поисковых работ.

Для решения подобной задачи приравняем приведенные затраты $Z_{пр}$ к извлекаемой ценности 1 т руды I_u (Агабалян, 1994).

Приведенные затраты представляют собой сумму эксплуатационных затрат $Z_{эк}$, амортизации капиталовложений (основных фондов) a_0 и нормативной прибыли на 1 т руды.

Эксплуатационные затраты на добычу и переработку 1 т руды связаны с годовой произ-

водительностью предприятия A следующим уравнением (Агабалян, 1994; Агошков, 1948):

$$Z_{э} = Z'_{ан} + \frac{Z''_{ан}}{A}, \quad (7)$$

где $Z'_{ан}$ и $Z''_{ан}$ – численные коэффициенты, аналогичные Z'_u и Z''_u в формуле (6).

Амортизацию основных фондов в расчете на 1 т руды определим путем деления капитальных вложений K на запасы руды Q . Величину K при годовой производительности предприятия до 60 тыс. т примем по приведенной выше стоимости модуля (до 2000 тыс. долл.), а для более высоких значений A – на основе приведенного выше уравнения – $K = K'A + K''$.

На основе изложенного приведенные затраты на добычу и переработку 1 т руды определим по следующим выражениям:

– при $A > 60$ тыс. т/год

$$Z_{пр} = Z'_{ан} + \frac{Z''_{ан}}{A} + \frac{(K'A + K'')}{Q} + \frac{E_n(K'A + K'')}{A}, \quad (8)$$

где E_n – величина, обратная приемлемому сроку окупаемости ($T_{ок}$) капиталовложений ($E_n = 1/T_{ок}$);

– при $A < 60$ тыс. т/год

$$Z_{пр} = Z'_{ан} + \frac{Z''_{ан}}{A} + \frac{K}{Q} + \frac{E_n K}{A}, \quad (9)$$

Извлекаемую ценность определим по формуле:

$$I_u = \alpha \varepsilon C, \quad (10)$$

где α – содержание золота в руде, г/т; ε – извлечение золота в сплав Доре, % (доли единицы).

Величина ε определяется по выражению (Агабалян, 1994): $\varepsilon = \alpha - (0,05\alpha + 0,05)/\alpha$.

Приравняв правые части выражений (8) и (10), определим искомое количество минимальных запасов руды, обеспечивающих при том или ином значении α приемлемый срок окупаемости капиталовложений $T_{ок}$:

$$Q_{мин} = \frac{T(Z'_{ан} + E_n K') + K''}{\alpha \varepsilon C - \left[Z'_{ан} + K' \left(\frac{1}{T} + E_n \right) \right]}, \quad (11)$$

В формуле (11) срок службы рудника T можно определять по простой формуле Тейлора (Капутин, 2004):

$$T = 6,5 \sqrt[4]{Q}. \quad (12)$$

Поскольку T является функцией $Q_{мин}$, то совместное определение величин T и $Q_{мин}$ удобно определять методом последовательных приближений с использованием компьютерной программы Excel; при этом $A = Q_{мин}/T$. В табл. 3 приводятся результаты определения величины $Q_{мин}$ для руд с различным содержанием условного золота, а также расчетные значения основных технико-экономических показателей.

Данные табл. 3 позволяют убедиться в корректности выполненных расчетов: при любом со-

Технико-экономические показатели при последовательной отработке "богатых" и "бедных" флюсовых руд с цианированием остатков рудной мелочи

Наименования показателей	Значения показателей	
	«Богатые» руды	«Бедные» руды
1	2	3
Флюсовые руды		
Эксплуатационные запасы руды, тыс. т	142	213
Выход флюсовых фракций, %	42	42
Годовая добыча руд, тыс. т/год	17*	17*
Содержание в добытой руде:		
– Au, г/т	2,11	0,72
– Ag, г/т	16,04	9,2
Цена:		
– Au, долл/г	13,5	13,5
– Ag, долл/г	0,22	0,22
Извлечение в черновую медь:		
– Au, %	97	97
– Ag, %	95	95
Удельные затраты на добычу, дробление, грохочение и перевозку в Алаверди, долл/т	10,7	10,7
Извлекаемая ценность 1 т руды, долл.	31,0	11,4
Годовая прибыль от оплаты Au и Ag в черновой меди, тыс. долл.	144,5	4,37
Плата за пользование недрами, тыс. долл/год	3,4	1,3
Прибыль до налогообложения, тыс. долл/год	141,1	3,11
Налог на прибыль, тыс. долл/год	28,2	0,62
Чистая годовая прибыль, тыс. долл/год	112,9	2,49
Срок отработки запасов, лет	8,4	12,6
Чистая прибыль по отработке всех запасов, тыс. долл.	944,3	157,6
Цианируемые руды		
Остаток мелких фракций для цианирования, тыс. т	82,5	123,8
Годовая производительность по цианированию руд, тыс. т/год	10,0	10,0
Содержания в руде, г/т:		
– Au	2,11	0,72
– Ag	16,04	9,20
Извлечение, %:		
– Au	90	85
– Ag	85	75
Извлекаемая ценность 1 т руды, долл/т	28,6	9,78
Капиталовложения, тыс. долл.	2000	-
Себестоимость, долл/т	35,7	11,5
Прибыль годовая, тыс. долл.	-71,0	-17,2

* В том числе 7,0 тыс. т/год – флюсовые руды.

держании золота в руде α освоение минимального количества запасов Q_{\min} обеспечивает равенство извлекаемой ценности I с приведенными затратами на добычу и переработку 1 т руды $Z_{\text{пр}}$, то есть принятое значение $T_{\text{ок}} = 5$ лет.

Нетрудно убедиться, что с уменьшением α минимальное количество запасов Q_{\min} прогрессивно возрастает. Так, при уменьшении α с 2,5 г/т до 1,5 г/т (в 1,7 раза) значение Q_{\min} возрастает с 200 тыс. т до 850 тыс. т (в 4,2 раза). Большое влияние на расчетное значение Q_{\min} оказывает цена 1 г золота. Так при $\alpha = 1,0$ г/т и $C = 13,5$ долл/г минимальное количество запасов руды составляет 7246,0 тыс. т, а при $C = 15,5$ долл/г – 2623,0 тыс. т, то есть значительно меньше.

Приведенные в табл. 3 технико-экономические показатели свидетельствуют о высокой эффективности освоения золотоносных кварцитов, представленных в виде "железных шляп". По-

этому проведение широких поисковых работ на выявление таких ресурсов весьма перспективно и актуально.

Анализ материалов геологического изучения района месторождения позволяет рекомендовать проведение поисково-оценочных работ в полосе развития гидротермально измененных золотоносных кварцитов и пропилитов, протягивающихся в близширотном направлении от собственно Тандзутского серноколчеданного месторождения до участка Андраники-джур (Магакьян, Амирян, 1967). Длина отмеченной полосы 3,0–3,5 км, средняя ширина – 400 м, а вертикальная мощность – порядка 5–10 м.

Учитывая сильную расчлененность рельефа и интенсивный снос рыхлых отложений поверхностными стоками, ожидать в зоне окисления обширных площадей "железных шляп" не следует. Поисковые работы следует сосредоточить

Результаты расчетов технико-экономических показателей

Показатели	Единица измерения	Значения показателей						
		50	50	50	50	50	50	50
$Z_{дп}$	тыс долл/год	50	50	50	50	50	50	50
K^0	тыс долл	2600	2600	2600	2600	2600	2100	2100
α	г/т	0,95	1,0	1,2	1,5	2,0	2,4	2,5
ϵ	%	89,7%	90,0%	90,8%	91,7%	92,5%	92,9%	93,0%
$Z_{дп}$	долл/т	8,9	8,9	8,9	8,9	8,9	8,9	8,9
$E_{г}$	долл/ед	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
K^1	долл/год/т	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	1,4	1,4
ψ	долл/г	13,5	13,5	13,5	13,5	13,5	13,5	13,5
$Q_{ггг}$	тыс т	14951,5	7246,0	1993,5	854,1	417,4	220,0	202,9
Λ	тыс т/год	1168,1	696,7	258,9	140,0	80,3	42,3	40,6
K	тыс долл	10776,6	7477,1	4412,3	3580,1	3161,9	2159,2	2156,8
$H_{г}$	долл/т	11,51	12,15	14,72	18,56	24,98	30,11	31,39
$Z_{дп}$	долл/т	9,66	10,00	11,31	13,45	17,10	19,90	20,76
$Z_{дп}$	долл/т	11,51	12,15	14,72	18,56	24,98	30,11	31,39
$\Pi_{год}$	тыс долл/год	2155,3	1495,4	882,5	716,0	632,4	431,8	431,4
$\Pi_{год}$	тыс долл/год	27588,0	15552,4	6794,9	4367,8	3288,4	2245,6	2156,8
$T_{ок}$	лет	5	5	5	5	5	5	5
T	лет	12,8	10,4	7,7	6,1	5,2	5,2	5,0
Значения $Q_{ггг}$ и $\Pi_{год}$ при цене 1 г золота 15,5 доллара								
$Q_{ггг}$	тыс т	3619,0	2623,0	1163,6	597,8	321,1	177,3	167,4
$\Pi_{год}$	тыс долл/год	1082,9	957,2	759,6	666,8	609,9	429,9	429,4

в узкой полосе подножья северного склона Памбакского хребта, где, благодаря наличию растительного покрова, наносов, длительного задерживания снежного покрова и его медленного таяния, создаются условия для просачивания грунтовых вод на глубину и развития процессов окисления.

Другими локальными площадями могут служить седловинные геоморфологические структуры рельефа, тектонические зоны дробления, полосы со стороны висячих боков жильных зон вторичных кварцитов и пропилитов, где зона окисления проникает более глубоко.

При протяженности отмеченной перспективной площади 3000 м, ширине – 400 м, мощности 5–10 м, объемной массе 2,35 т/м³ и площадном коэффициенте рудоносности 0,2–0,3, прогнозные ресурсы по категории Р₁ составят:

от $3000 \times 400 \times 5 \times 2,35 \times 0,2 = 2,82$ млн. т до $3000 \times 400 \times 10 \times 2,35 \times 0,3 = 8,5$ млн. т.

В соответствии с данными табл. 3 при запасах окисленных руд 2,8 млн. т достаточно иметь содержание золота 1,2 г/т (при годовой прибыли 1,3 млн. долл.; общей прибыли 10,9 млн. долл., $T_{ок} = 3,8$ лет), а при запасах 8,5 млн. т – 1,0 г/т

(соответственно, 1,7 млн. долл., 19,0 млн. долл. и $T_{ок} = 4,6$ лет).

ЛИТЕРАТУРА

- Агабалян Ю.А. Теория и практика оптимального освоения недр. М.: "Недра", 1994, 175 с.
- Агошков М. И. Определение производительности рудника. М.: "Металлургиздат", 1948, 272 с.
- Капутин Ю.Е. Информационные технологии планирования горных работ. Санкт-Петербург: "Недра", 2004, 424 с.
- Магакьян И. Г., Амирян Ш. О. Благородные металлы (золото). В кн.: "Геология Армянской ССР, т. VI. Металлические полезные ископаемые". Ереван: Изд. АН Армянской ССР, 1967, с. 447-477.
- Методическое руководство по применению классификации запасов к золоторудным месторождениям. М.: ГКЗ Минприроды РФ, 1999, 47 с.
- Сборник руководящих материалов по геолого-экономической оценке месторождений полезных ископаемых. М.: Государственная комиссия по запасам полезных ископаемых при Совете Министров СССР (ГКЗ СССР), 1985, с. 479-506.

**ՈՍԿԻ ՊԱՐՈՒՆԱԿՈՂ ՕՔՍԻԴԱՑԱԾ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ ՀԱՄԱԼԻՐ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱՏՆՏԵՍԱԳԻՏԱԿԱՆ ԳՆԱՀԱՏՈՒՄԸ**

Յու. Ա. Աղաբալյան, Լ. Մ. Բաղդասարյան, Ա. Թ. Բաղդասարյան, Ռ. Ս. Եղիազարյան

Ա ն փ ո փ ու մ

Հոդվածում դիտարկվում են ձևաբանորեն «երկաթե գլխարկի» տեսքով ներկայացված ոսկի պարունակող քվարցիտների հանքակուտակների գնահատման հարցերը:

Տանձուտի ծծմբահրաքարային հանքավայրի մանրագնին հետախուզված ոսկեպարունակ օքսիդացման գոտու («երկաթե գլխարկ») օրինակով ցույց է տրված իբրև հալանյութ (ֆլյուս) ոսկեպարունակ քվարցիտների օգտագործման բարձր արդյունավետությունը: Ըստ այդմ նախատեսվում է զգալի քանակի (58%) մանրահատիկ շափամասերի (մինչև 10 մմ) գնդավորում:

Հանքաքարերի համալիր օգտագործման նպատակով դիտարկված է ցիանավորմամբ ազնիվ մետաղների կորզման նպատակահարմարությունը: Սակայն հանքաքարի պաշարների փոքրաքանակության պատճառով այդպիսի արտադրությունը կլիներ վնասաբեր: Այդ կապակցությամբ, բացահայտված կախվածությունների օգտագործմամբ, դուրս է բերված պաշարների այնպիսի նվազագույն քանակության որոշման բանաձևը (պայմանական ոսկու այս կամ այն պարունակությունների դեպքում), որն ապահովի շահութաբեր արտադրություն:

**A COMPLEX GEOLOGICAL AND ECONOMIC ASSESSMENT
OF OXIDIZED GOLD-BEARING ORE DEPOSITS**

Yu. A. Agabalian, L. M. Bagdasarian, A. T. Bagdasarian, R. S. Yeghiazarian

Abstract

The article deals with the assessment of gold-bearing quartzites which deposits morphologically represent "iron hats". Detailed prospecting of a gold-bearing oxidation zone – the "iron hat" of the Tanszout iron pyrit deposit – allows proving high efficiency of application of gold-bearing quartzites as fluxing raw stock. The pelleting of a considerable amount (58%) of fine fractions (10mm or less) is also foreseen. To complexly use ore, considered is the expediency of precious metal extraction through cyanidation. However, due to the scarce amount of ore reserves such a manufacture would be unprofitable. In this connection and based on the established regularities a formula is derived for determination of minimal amounts of reserves.

ԿԱՌՈՒՑՈՂԱԿԱՆ (ԿՈՆՍՏՐՈՒԿՏԻՎ) ԱՇԽԱՐՀԱԳՐՈՒԹՅԱՆ ՊՐԱԳՄԱՏԻԿ ԱՌԱՆՉՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

© 2006 թ. Գ. Մ. Կարապետյան, Ա. Գ. Կարապետյան

Армянский Государственный Педагогический
Университет им. Х. Абовяна МОН РА
375010, Ереван, ул. Ханджяна 5, Республика Армения
Поступила в редакцию 28.06.2006 г.

Գիտատեխնիկական ժամանակակից առաջընթացի պայմաններում հանրապետության տնտեսության ընդհանուր զարգացման հետ զուգընթաց, անընդհատ մեծանում է նաև շրջակա միջավայրի վրա հասարակության ներգործության աստիճանը, որի հետևանքով խախտվում են առանձին գեոհամակարգերում ձևավորված էկոլոգիական պայմանները, խաթարվում զարգացման բնական հավասարակշռությունը, ինչպես նաև այնտեղ տեղի ունեցող մի շարք սոցիալական լարույթների և երևույթների ընթացքն ու հետագա միտումները: Այդ ամենի հետևանքով, հաճախ, բնական լանդշաֆտները մեծ արագությամբ իրենց տեղը զիջում են տեխնոմիկաներին՝ էլավելի սաստկացնելով վերջիններիս դինամիկ լարվածությունը և հասարակության կախվածությունը շրջակա միջավայրի ընդհանուր պայմաններից:

ՀՀ տարածքի առավել խիստ մասնատված ու մարդածին ծանրաբեռնված մի քանի ֆիզիկաաշխարհագրական ռեգիոններում ավելի քան 30 տարիների ընթացքում կատարված խոշորամասշտաբ համալիրային հետազոտությունները ցույց են տալիս, որ նման գործընթացներն էլ ավելի են բարդանում հատկապես լեռնային մակերևույթի տնտեսական օգտագործման ժամանակ, որն իր հերթին առաջ է բերում նորանոր խնդիրներ մի կողմից հասարակության բնականոն զարգացման և նրա կենսապահովման պայմանների բավարարման, իսկ մյուս կողմից բնական ռեսուրսների անվտանգ օգտագործման, առանձին գեոհամակարգերի բնապահպանական և էկոլոգիական հավասարակշռության պահպանման համար:

Գեոհամակարգերի բնական և սոցիալ-տնտեսական համալիրների փոխներգործության հետևանքով առաջացող տարածաժամանակային փոփոխությունների հետազոտման, դրանց բացասական հետևանքների գնահատման ու գիտականորեն կանխատեսման համար, կառուցողական աշխարհագրության բնական հետազոտությունների տեխնիկական զինանոցը վաղուց արդեն անհրաժեշտ է համալրել բարձր ճշգրտության գործիքային, վործաքննական և նման տիպի ուսումնասիրությունների հուսալի մեթոդներով, այն հաշվով, որ ստացված գիտական տեղակատվությունը լինի հավաստի և որոնց հիման վրա հնարավոր դառնա ոչ միայն գնահատել, այլ նաև կանխատեսել տարբեր բարդության գեոհամակարգերի մեջ տեղի ունեցող բացասական պրոցեսների և երևույթների տարածաժամանակային որակական և քանակական փոփոխությունները:

Տարբեր բնույթի ու բարդության գեոհամակարգերի համալիրները կազմող կամ դրանց առանձին, առավել դինամիկ բաղադրիչների (ժամանակի որոշակի հատվածների համապատասխան) «վարք»-ի ընդհանուր միտումի բացահայտման ու գնահատման հիմնախնդիրը նույնպես արժանի են խորը և բազմակողմանի հետազոտությունների: Իրանք շատ անհրաժեշտ են հատկապես մեր օրերում, երբ արտադրամիջոցների (այդ թվում նաև հողի) մասնավորեցման հետևանքով անվտանգ, այսինքն առանց առանձնակի ռիսկային հատկանիշների բնօգտագործման հետազոտությունները, մեղմ ասած, դուրս են մնացել

աշխարհագրական այնքան անհրաժեշտ համալիրային բնական հետազոտությունների տեսադաշտից: Այս իմաստով հատկապես կառուցողական աշխարհագրական դաշտային խոշորամասշտաբ հետազոտությունների ժամանակակից հիմնախնդիրները պետք է լինեն դրանց պրագմատիկ ասպեկտներն ապահովող սկզբունքների ու մեթոդների մշակումները, այդ մշակումների արդյունքների գործնական կիրառումները, որոնք հնարավորություն կընձեռեն ոչ միայն գնահատել, այլ նաև կանխատեսել լեռնային տարածքի տնտեսական օգտագործման ռիսկը, դրա վտանգավորության աստիճանները, ինչպես նաև մշակել այդ ռիսկի մեղմացման հնարավոր ուղիներն ու միջոցները (Կարապետյան, 2005):

Կատարված դաշտային հետազոտությունների ընդհանրացումները ցույց են տալիս նաև, որ կառուցողական աշխարհագրական բնական հետազոտությունների պրագմատիկ բնույթը հիմնական ուղղությունները և նպատակները, առաջին հերթին, պետք է համահունչ լինեն հատկապես ինժեներական հոգեբանության և արտադրական նախագծային կազմակերպությունների ժամանակակից պահանջներին: Այդ իսկ պատճառով ֆիզիկաաշխարհագրական դաշտային համալիր հետազոտությունների հիման վրա կատարվող գիտական ընդհանրացումներն ու եզրակացությունները հիմնականում պետք է արտահայտվեն *գրաֆիկական եղանակներով (քարտեզների տեսքով)*: Այլ կերպ ասած, այդ գիտական տեղեկատվության միջոցով պետք է կազմվեն տարբեր բովանդակության և բարդության ինժեներա-աշխարհագրական խոշորամասշտաբ պրոգնոզային համադիրային քարտեզներ (Карапетян, 1982):

Գիտահետազոտական և նախագծային աշխատանքների նման ձևով կազմակերպումը, անկասկած, հնարավորություն կտա առանց առանձնակի դժվարության և օժանդակ միջոցների ընկալել այդ քարտեզների վրա արտահայտված տեղեկատվությունը և օգտագործել դրանք մշակվող նախագծերի տեխնիկատնտեսական և բնապահպանական հիմնավորումների համար:

Արտադրական նպատակների համար լեռնային ռելիեֆի օգտագործման ու բնապահպանական հիմնավորումների ժամանակ, անհրաժեշտ է լինում գործ ունենալ մի կողմից արդեն հայտնի և

որոշակի չափանիշներով ու ակտիվությամբ արտահայտվող բնական գործոնների, իսկ մյուսում դեռևս անհայտ, չափումների դժվար ենթարկվող (չափորոշիչների բացակայության և դրանց թերի մշակված լինելու պատճառով) հետևաբար նաև դժվար կանխատեսելի մարդածին մի ամբողջ համալիրի հետ, դրանց ազդեցության տակ առաջացող ու տարածվող բազմաթիվ բացասական պրոցեսների և երևույթների բնույթի, զոնայ ու ազոնայ տեղայնացված ու մակերևույթային տեղաբաշխում ունեցող կատեգորիաների հետ: Ըստ երևույթին, դրանով է պայմանավորված տարբեր գեոհամակարգերում տեղի ունեցող անցանկալի երևույթների և պրոցեսների զարգացման հավանական ընթացքի գիտականորեն հիմնավորված գնահատման և կանխատեսման հիմնախնդիրների լուծման անընհատ աճող պահանջները: Այս կտրվածքով կառուցողական աշխարհագրության կարևոր հիմնախնդիրներից մեկը ճանաչողական և տեղեկատվական նպատակներով կատարվող դաշտային հետազոտությունների հիման վրա արվող ընդհանրացումները *դիագնոստիկ դաշտ տեղափոխելն է*: Այլ կերպ ասած, գործնական կիրառական կանխատեսումներ կատարելն է (Վալեսյան, 2004): Անշուշտ, այդ ամենի նպատակը պետք է լինի տարբեր ծագման, կառուցվածքի ու բարդության գեոհամակարգերի ժամանակակից դինամիզմի մանրամասն հետազոտությունների, դրանց տնտեսական օգտագործման գործընթացների գիտականորեն կառավարման համար համապատասխան նախադրյալներ ստեղծելը:

Կատարված հետազոտությունները ցույց տվեցին նաև, որ տարբեր գեոհամակարգերի տարածաժամանակային փոփոխությունների պրոգնոզները կարելի է կատարել մի քանի սկզբունքներով ու եղանակներով: Սակայն, այնպիսի լեռնային երկրների համար, ինչպիսին մեր հանրապետությունն է, նպատակահարմար է ընտրել *կիրառական* (գործնական) կոնկրետ նպատակների համար կատարվող կանխատեսման եղանակները, որոնք, անշուշտ, պայմանավորված են որոշակի տարածքներ, որոշակի նպատակների համար օգտագործման և բնական համալիրի առանձին բաղադրիչների «վարք»-ի հետ: Նման եղանակներով կանխատեսումներ կատարելու ժամանակ կարևոր է նաև կանխատեսման *բնույթի* հստակեցումը, որը որպես կանոն, պայմանավորված է լինում հետազոտվող համակարգի ներքին կառուցվածքով, այդ համակարգը կազմող առավել ակտիվ բաղադրիչների առանձնահատկություններով, դրանց միջև արդեն ձևավորված փոխադարձ կապերի բնույթով և ժամանակակից դրսևորումներով, մակերևույթի ընդհանուր ֆոնի վրա արտահայտման ձևերով և այլն (Методические аспекты, 1985): Այդպիսի առանձնահատկությունների առկայությունը իր հերթին պայմանավորվում է այդ համակարգերի կառուցվածքային տարբերություններով, երբ դրանց դինամիկայի բնույթի և ինտենսիվության վրա ազդում են ինչպես անկենդան, այսինքն բնական բաղադրիչներն իրենց ինքնընթաց գործոններով, այնպես էլ կենդանի՝ բնական համալիրի կենսածին, իսկ դրանց մեջ հատկապես մարդածին գործոններն իրենց յուրահատկություններով: Տարբեր ծագման ու բարդության վերը հիշատակված գեոհամակարգերի դինամիկ փոփոխությունները, ըստ էության,

պայմանավորվում են մեխանիկական, ֆիզիկական, քիմիական, կենսաբանական և հասարակական մի շարք ոչ պակաս կարևոր գործոններով: Եթե ավելացնելու լինենք նաև այն, որ այդ համակարգերի դինամիկային մասնակցող նյութերը հանդես են գալիս իրենց ագրեգատային բոլոր դրսևորումներով, ապա դժվար չի կտահել, թե ինչքան բարդ է դրանց դինամիկայի կանխատեսումները և որքանով կարող են հավաստի լինել յուրաքանչյուր այդ համակարգի մեջ ուսկային գործոնների հայտնաբերման ու կանխատեսման արդյունքները:

Կառուցողական աշխարհագրական պրագմատիկ այս հիմնախնդիրների հետազոտությունների նպատակով հանրապետության տարածքի ծագումնաբանական և ձևաբանական տարբեր կառուցվածք ունեցող մի քանի ռեգիոններում իրականացված բնական համալիրային ուսումնասիրությունները ցույց տվեցին, որ ինչքան բարդ և տարբեր են հետազոտությունների օբյեկտները, նույնքան էլ դժվար դրանց համակողմանի և խորը հետազոտությունները, տարածքի դինամիկայի ընդհանուր և ռեգիոնալ օրինաչափությունների բացահայտման աշխատանքները: Այսպես, օրինակ հետազոտված ռեգիոններից մեկում (Դեբեդի ավազան), որն ունի ծալքաբեկորավոր ու հրաբխային ծագումնաբանական բարդ և բավական մասնատված լեռնային ռելիեֆ, անհրաժեշտ էր կանխատեսել Չորագետ և Չքնաղ գետերի հովիտներում նախագծվող խոշոր ջրաշինարարական օբյեկտների շինարարության և դրանց շահագործման սպասվելիք բացասական ազդեցությունները լեռնային այդ փակ (Լոռվա) գոգավորության էկոլոգիական ու բնապահպանական հավասարակշռության ժամանակակից վիճակի վրա (Карапетян, 1983): Մյուսում անհրաժեշտ էր գործ ունենալ արդեն կատարված փաստերի հետ, այսինքն հետազոտվող տարածքը (Աղստև գետի էրոզիոն-տեկտոնական խոշոր հովիտը) արդեն ամբողջությամբ յուրացված և օգտագործվում է տնտեսական տարբեր նպատակների համար: Հովտի տարածքի վրա հայտնի են շինարարական գրեթե բոլոր խոշոր կառույցները, արտադրական հիմնական օբյեկտները, դրանց կարողությունները, շահագործման ձևերն ու նպատակները, գյուղատնտեսական արտադրական ոլորտում գտնվող տարածքների օգտագործման բնույթը և այլն (Կարապետյան, 1990): Եվ ի տարբերություն այդ երկու ռեգիոնների խոշորամասշտաբ հետազոտությունների մյուս օբյեկտում (Սևանի գոգավորություն) հիմնական ուշադրությունը դարձվել է մարդու անհեռատես տնտեսական գործունեության հետևանքով այդ գեոհամակարգի բնական ամբողջ համալիրի ինքնընթաց զարգացման աննախադեպ փոփոխությունների բացահայտման, գնահատման և կանխատեսման վրա: Ինչպես հայտնի է, կապված լճի մակարդակի արհեստական իջեցման հետ, այնտեղ տեղի են ունեցել և շարունակում են ընթանալ բնական գրեթե բոլոր բաղադրիչների «վարք»-ի տարածաժամանակային զգալի փոփոխություններ:

Կատարված հետազոտությունների հիման վրա, կարելի է եզրակացնել, որ ցանկացած տարածքի դինամիկայի պրոգնոզ տալը այնքան էլ դյուրին գործ չի և պահանջում է բավական ժամանակ և միջոցներ: Սակայն նման բնույթի ու

նպատակների աշխատանքները էլ ավելի են բարդանում, երբ բնական միջավայրի, այսինքն արդեն ձևավորված յուրաքանչյուր գեոհամակարգի զարգացման վրա ավելի ու ավելի են զգացվում նաև մարդածին մի շարք գործոնների ազդեցությունները, որոնց հետազոտությունների, դրանց ընթացքի գնահատման և հիմնական միտումների կանխատեսումների մեթոդները դեռևս անհրաժեշտ մանրամասնությամբ և խորությամբ չեն լուսարանված՝ հատկապես լեռնային ռելիեֆի տրնտեսական օգտագործման նախագծերի հիմնավորումների համար:

Կառուցողական աշխարհագրության պրագմատիկ ասպեկտներից մեկը պետք է լինի բացահայտել և հիմնավորել նաև այդ հիմնախնդիրները, անշուշտ, դրանց տեղայնացման, հստակեցման և կանխատեսման համապատասխան համալիր հետազոտությունների հիման վրա:

ԳՐԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

Կարապետյան Պ.Մ. Իջևան-Դիլիջան-Հրազդան երկաթուղագծի

շահագործման հուսալիության մի քանի հարցերի մասին ՀՊՄՀ պրոֆեսորադասախոսական կազմի 45-րդ գիտական նստաշրջանի րեզիսներ Երևան, 1990, էջ 24-26.

Կարապետյան Պ.Մ. Աշխարհագրական կանխատեսման (պրոցնոզի) էությունը, տեսակները և իրականացման եղանակները լեռնային տարածքի տնտեսական օգտագործման ժամանակ. *Изв. НАН РА Науки о Земле*, 2005, N 2, էջ 51-57:

Վալեսյան Լ.Կ. Աշխարհագրական գիտությունների մերոդարանական և տեսական հիմունքներ. Երևան, ԵՊՀ հրատ. 2004, 264 էջ:

Карапетян Г.М. О методике составления инженерно-географических карт рельефных условий для целей градостроительства. *Изв. АН АрмССР, Науки о Земле*, N 4, 1982. с.27-35:

Карапетян Г.М. К методике прогнозирования проектируемых водохранилищ на изменении окружающей среды (на примере Арманисского водохр.) *Ж. "Ученые записки" ЕГУ, N 3 (154)*, Ереван: 1983, с.130-136. Методологические аспекты современной конструктивной географии. Сб. статей М.: 1985.

ПРАГМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОНСТРУКТИВНОЙ ГЕОГРАФИИ

Г. М. Карапетян, А. Г. Карапетян

Резюме

Использование природных ресурсов и богатств недр горных территорий без нанесения определенного ущерба окружающей среде практически невозможно. В этом контексте большое значение приобретают инженерно-географические натурные исследования горных геосистем, учитывающие интересы охраны природы и сохранения экономического равновесия ныне существующих природных и социально-экономических систем.

В статье рассматриваются некоторые прагматические аспекты конструктивной географии на примере некоторых физико-географических регионов территории РА.

PRAGMATIC PECULIARITIES OF CONSTRUCTIVE GEOGRAPHY

G. M. Karapetian, A. G. Karapetian

Abstract

It is practically impossible to use natural resources in mountainous territories without doing any harm to the environment. In this context engineer-geographical researches of mountainous geosystems acquire significant importance which aim to protect nature and preserve presently existing ecological balance of natural and socio-economic systems.

The article covers some pragmatic aspects of constructive geography on the example of several phisico-geographical regions in the territory of R.A. (Republic of Armenia).

К ВОПРОСУ ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ КАТЕГОРИИ ГРУНТОВ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ СВОЙСТВАМ*

© 2006 г. С. Р. Месчян

Институт механики НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 246, Республика Армения
E-mail: roubenhar@web.am
Поступила в редакцию 10.10.2006 г.

Категории грунтов по сейсмическим свойствам, наряду с условиями СНРА II-6.02-2006, предлагается определить также условием снижения остаточной прочности песчаных и глинистых грунтов под воздействием крутильных колебаний с ускорениями, равными ускорениям данной сейсмической зоны.

При проектировании сооружений в сейсмически активных районах важнейшим вопросом является определение сейсмичности площадки строительства. По "Строительным нормам и правилам. Строительство в сейсмических районах" (СНиП II-A.12-69, 1977) бывшего СССР сила землетрясения в районах строительства оценивалась по картам сейсмического районирования территории СССР. Сейсмичность площадки строительства, в зависимости от инженерно-геологических и гидрогеологических условий, оценивалась в баллах. Грунты по сейсмическим свойствам представлялись тремя категориями – I-III.

В СНиП II-7-81 (1982) бывшего СССР, который был введен в действие 1 января 1982г., как и СНиП II-A.12-69, сейсмичность площадки строительства оценивалась в баллах, а грунты по сейсмическим свойствам также делились на три категории. В этих нормах к грунтам строительной площадки было уделено несколько большее внимание. Например, при оценке категории крупнообломочных пород учитывалось содержание в них песчано-глинистого заполнителя, при определении категории песчаных грунтов – крупность зерен, влажность и плотность, а глинистых грунтов – показатели консистенции и коэффициент пористости.

От указанных выше норм бывшего СССР весьма выгодно отличаются Нормы проектирования Республики Армения – СНРА II-2.02-94 (1998) и СНРА II-6.02-2006 (2006) "Сейсмостойкое строительство", под редакцией Э.Е. Хачияна, В.А. Амбарцумяна и Г.Г. Маркаряна.

В этих нормах интенсивность сейсмического воздействия впервые оценена не в баллах, а ожидаемыми максимальными значениями горизонтального ускорения грунта на поверхности земли, причем максимальные значения ускорения дифференцированы на три сейсмические зоны – 200, 300 и 400 $см/с^2$ соответственно, определяемые по картам сейсмического районирования территории Республики Армения. Грунтовые условия площадок строительства по их сейсмическим свойствам подразделены на четыре категории – I-IV.

В случае однородного грунтового разреза площадки строительства категория грунтов по

СНРА II-6.02-2006 определяется по их наименованию и мощности слоя, с учетом прочности на одноосное сжатие при скальных породах, количеству содержания песчано-глинистого заполнителя при крупнообломочных грунтах, крупности зерен, влажности и плотности при песчаных грунтах и показателю консистенции и коэффициенту пористости при глинистых грунтах и т.д.

В случае неоднородного грунтового разреза площадки строительства в этих Нормах категория грунта определяется по его динамическим характеристикам – по значениям средней скорости V_s распространения поперечных волн и преобладающего периода T_0 для мощности среды H от планировочной отметки до плотных пород, определяемым теоретически или экспериментально в процессе инженерно-геологических исследований.

Ожидаемые значения ускорения трех сейсмических зон (см. выше) умножаются на коэффициенты K_0 четырех категорий грунтовых условий.

Известно, что различные мелкозернистые – песчаные и глинистые грунты, обладающие практически одинаковым гранулометрическим составом и физическими свойствами, часто обладают существенно различными деформационными и прочностными свойствами. Это значит, что определение категорий указанных грунтов по сейсмическим свойствам, как при однородном, так и при неоднородном разрезе площадки строительства, приведенных в Нормах Республики Армения СНРА II-6.02-2006, условие необходимое, но недостаточное.

Нам представляется, что достаточно объективным показателем оценки категории песчаных и глинистых грунтов по их сейсмическим свойствам может служить также изменчивость (снижение) их прочностных показателей (сопротивление сдвигу) под динамическим воздействием. Поэтому, наряду с приведенными в СНРА II-6.02-2006 условиями и оценками категорий указанных грунтов по сейсмическим свойствам следует учесть также снижение их прочности под действием динамических (вибрационных) воздействий с ускорениями, равными ожидаемым горизонтальным ускорениям грунтов на поверхности земли.

* Публикуется в порядке обсуждения (Ред.).

Определение величины снижения прочности песчаных и глинистых грунтов при вибрационных воздействиях легко осуществить испытанием их образцов на кручение в кинематическом режиме – в режиме контроля крутящих моментов (касательных напряжений) (Месчян, Таслагян, 2005). В этом случае после определения остаточной прочности образцы грунтов, без прекращения закручивания, подвергаются крутильным колебаниям при ожидаемых Нормативных максимальных значениях горизонтального ускорения грунта на поверхности земли с фиксацией показателей отмеченных выше прочностей.

Таким образом, снижение прочности песчаных и глинистых грунтов под воздействием отмеченных выше крутильных колебаний может служить достаточно надежным, объективным и легко определяемым в лабораторных условиях показателем оценки их категории по сейсмическим свойствам.

Как первое приближение можно принять, что если при указанных выше условиях испытания образцов на кручение в кинематическом режиме под воздействием крутильных колебаний снижение остаточной прочности менее 5%, то грунт можно отнести к категории I, если оно до 20% – к категории II, если оно более 20%, но менее 40% – к категории III, а при более 40% – к категории IV. Ясно, что один и тот же грунт, если в зоне I относится к категории I по сейсмическим свойствам, в зоне II может относиться к категории II или III.

Приведенные выше значения границ перехода грунтов по своим сейсмическим свойствам из одной категории в другую весьма условны. Они требуют подробного изучения и широкого обсуждения специалистами.

Понятно, чтобы из экспериментов получить сопоставимые данные, испытания образцов на ос-

таточную, а затем на виброостаточную прочность следует выполнить под действием одного постоянного значения нормального напряжения $s_1 = \text{const}$, например $s_1 = 0.2 \text{ МПа}$.

В качестве примера рассмотрим результаты определения остаточной и виброостаточной прочностей суглинка ($\rho = 2.73 \text{ г/см}^3$, $\rho = 2.164 \text{ г/см}^3$, $W = 0.187$, $W_L = 0.294$, $W_p = 0.137$, $I_p = 0.157$), отобранного из сейсмической зоны I Республики Армения. Образцы грунта испытаны при $\sigma_1 = 0.2 \text{ МПа}$ на кручение под действием крутильных колебаний с ускорением $i_1 = 0.2 \text{ g}$. Из опытов установлено, что остаточная прочность грунта – $\tau = 0.116 \text{ МПа}$, а виброостаточная прочность – $\tau_{r.vib} = 0.076 \text{ МПа}$. Это значит, что под вибрационным воздействием $i_1 = 0.2 \text{ g}$ остаточная прочность грунта снизилась на 34.5%. Если руководствоваться приведенными выше условиями, испытанный суглинок по сейсмическим свойствам следует отнести к категории III.

ЛИТЕРАТУРА

- Месчян С.Р., Таслагян К.А. Поведение остаточной прочности глинистых грунтов при повторном вибрационном воздействии. Изв. НАН РА. Науки о Земле, 2005, т. LVIII, N3, с.58-61.
- СНиП-II-A12-69. Строительные нормы и правила. Строительство в сейсмических районах. М.: Стройиздат, 1977, 54 с.
- СНиП-II-7-81. Строительные нормы и правила. Строительство в сейсмических районах. М.: Стройиздат, 1982, 56 с.
- СНРА-II-2.02-94. Строительные нормы Республики Армения. Сейсмостойкое строительство. Ереван: 1998, 42 с.
- СНРА-6.02-2006. Строительные нормы Республики Армения. Сейсмостойкое строительство. Ереван: 2006. 54 с.

ԸՍՏ ՍԵՅՍՄԻԿ ՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՓԵՏՆԱՀՈՂՆԵՐԻ ԿԱՐԳԻ ՈՐՈՇՄԱՆ ՀԱՐՑԻ ՄԱՍԻՆ

Ս. Ռ. Մեսչյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Ավագային և կավային գետնահողերի կարգը ըստ սեյսմիկ հատկությունների որոշման համար “СНРА II-6.02-2006” Նորմերում բերված հատկանիշներին համատեղ, առաջարկվում է օգտագործել դրանց մնացորդային ամրության փոքրացման մեծությունը, ինչն առաջանում է տվյալ սեյսմիկ գոտու համապատասխանող արագացումներով փորձանմուշները ոլորող տատանումներով փորձարկելիս:

PROBLEM OF DETERMINATION OF CATEGORIES OF SOILS BY SEISMIC PROPERTIES

S. R. Meschyan

Reviewing seismic properties of soils, besides conditions described in “СНРА II-6.02-2006”, it is offered to determine their types by means of decrease of retained strength of sandy and clayey soils under the influence of torsional vibrations with acceleration values equal to the accelerations present in the current seismic zone.

О РАДИОАКТИВНОСТИ ВОД РЕК СЕВАНСКОГО БАССЕЙНА И ОЗ. СЕВАН ПО ^{40}K

© 2006 г. В. Л. Ананян, А. А. Кюрегян, А. Г. Налбандян

Центр Эколого-Ноосферных Исследований НАН РА
375001, Ереван, ул. Абовяна, 68, Республика Армения
E-mail: ecosentr@sci.am

Поступила в редакцию 20.04.2006 г.

Степень естественной радиоактивности речной воды находится в прямой зависимости от химического состава пород и почв, по которым протекает река. Радиоактивность речных вод, как и в других объектах биосферы, в основном обуславливается радиоактивным изотопом калия – ^{40}K , поэтому для получения ориентировочного представления о степени радиоактивности вод можно воспользоваться публикуемыми гидрохимическими показателями – $\text{Na}+\text{K}$. По ряду данных (Каплянян и др., 1997), отношение Na/K в реках Севанского бассейна составило 3,7-3,3-4, 4-4,9-3,6-4,0, в среднем 3,98. Для расчета содержания калия в показателе $\text{Na}+\text{K}$ мы приняли коэффициент – 4. Приведенный Л.А. Перцовым (1964) большой материал о радиоактивности речной воды за счет ^{40}K показывает, что во время паводка радиоактивность вод рек несколько снижается, а в период межени – повышается. Большое значение имеют физико-географические условия, в которых происходит формирование рек. В горных регионах создается большая неравномерность в формировании естественной радиоактивности вод рек, часто изменяющих свои физико-химические свойства, даже в пределах небольшой территории.

Приведенные в табл.1 данные показывают резкие изменения в уровне радиоактивности вод в результате изменения химизма в разное время года.

Радиоактивность озерных вод тесно связана

Таблица 1

Радиоактивность вод рек Севанского бассейна
за счет ^{40}K

Реки	Месяцы	$\text{Na}+\text{K}$, мг/л	K , мг/л	Bк/л
Гаварагет	VIII	32,4	8,1	0,24
	IV	21,9	5,4	0,16
Дзорагюх	VIII	27,6	6,9	0,20
	X	11,3	2,8	0,08
Цаккар	VII	25,1	6,3	0,19
	III	5,1	1,2	0,04
Личк	VII	38,5	9,6	0,28
	XI	5,5	1,3	0,04
Аргичи	VII	20,8	5,2	0,15
	III	7,0	1,75	0,05
Варденик	V	10,8	2,7	0,08
	XI	1,5	0,4	0,01
Карчахпюр	X	21,8	5,45	0,16
	IV	2,8	0,7	0,02
Масрик	V	19,3	4,8	0,14
	VIII	4,4	1,1	0,03
Драхтик	III	21,9	5,5	0,16
	XII	9,6	2,4	0,07
Дэзнагет	VII	20,1	5,0	0,15
	X	5,8	1,45	0,04
Среднее				0,11

с химическим составом вод притоков и питающих озеро подземных вод, в то же время она может существенно отличаться от речных вод. Так, по данным С.Я. Лятти (1932), среднее содержание калия в воде озера Севан определялось величиной 21,4 мг/л, в воде притоков – 2,7 мг/л, что соответствует для озерной воды 6,29 Bк/л , а для притоков – 0,77 Bк/л за счет ^{40}K . В озерах, где испарение превышает над притоком вод, происходит аккумуляция солей и, следовательно, повышение радиоактивности.

Таблица 2

Радиоактивность озерной воды за счет ^{40}K

Годы	Калий, мг/л	Bк/л
1893	20,6	0,61
1928-29	21,4	0,63
1951	24,0	0,71
–	22,6	0,67
1962	22,3	0,66
–	19,9	0,59
–	21,1	0,62
–	22,3	0,66
1968	23,2	0,69
–	22,7	0,67
–	23,4	0,69
–	24,0	0,71
2002	15,8	0,47
Среднее		0,64

* По литературным данным (Каплянян и др., 1997; Лятти, 1932; Давтян и др., 1970).

Содержание калия в воде озера Севан (табл.2) за большой промежуток времени сохранилось почти на одном уровне, что соответствует в среднем 0,64 Bк/л . Данные показывают, что воды озера Севан содержат значительно больше калия и, следовательно, более радиоактивны, чем воды притоков. Так, усредненный показатель радиоактивности за счет ^{40}K вод рек-притоков озера равнялся 0,11 Bк/л , а вод озера Севан – 0,64 Bк/л , т.е. почти в 5 раз выше.

ЛИТЕРАТУРА

- Каплянян П.М., Галстян А.Р., Григорян Л.А. и др. Геохимия природных вод бассейна озера Севан. Ереван: Изд. Гитутюн НАН РА, 1997, 288 с.
- Перцов Л.А. Природная радиоактивность. М.: Атомиздат, 1964, 315 с.
- Лятти С.Я. Материалы по исследованию оз. Севан. Ч. IV, вып. I. Материалы гидрохимических исследований. Л., 1932, 35 с.
- Давтян Г.С., Есаян Л.Г., Дарбинян О.А. Содержание питательных веществ в воде Арзни-Шамирамской оросительной системы. Сообщения ИАПГ, №9, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1970, 80 с.

**ЧИБУХЯН ЗАВЕН ОГАНЕСОВИЧ
(1933–2006)**



2 сентября 2006г. после тяжелой и продолжительной болезни скончался один из старейших сотрудников Института геологических наук НАН РА, старший научный сотрудник Завен Оганесович Чибухчян.

З.О.Чибухчян родился 18 сентября 1933г. в г.Тбилиси. После окончания школы, в 1951г. он переехал в г.Ереван и в том же году поступил на геологический факультет Ереванского государственного университета, который с отличием окончил в 1956г. В том же году он поступил на работу в Институт геологических наук, в отдел петрографии и минералогии (ныне отдел магматизма и изотопной геологии), где и проработал до последних дней жизни, пройдя путь от лаборанта до старшего научного сотрудника.

С первых же дней работы З.О.Чибухчян проявил себя как трудолюбивый, исполнительный сотрудник, имеющий творческое отношение к работе. За короткий срок он в совершенстве овладел оптическими методами исследований пород и стал признанным специалистом в этой области. В течение ряда лет он занимался изучением химического состава и возраста минералов методом дисперсии двупреломления, предложенным проф. МГУ Е.А.Кузнецовым.

З.О.Чибухчян провел комплексное исследование магматических образований в пределах Апаран-Арзаканского кристаллического массива. В результате этих работ были внесены коррективы в существовавшие представления о их геолого-тектонической позиции, была предложена новая схема их возрастного расчленения, выявлены физико-химические условия формирования и петрогенетические особенности их становления. Результаты этих работ были обобщены в его монографии "Интрузивные комплексы Арзаканского кристаллического массива" (1986). З.О.Чибухчян, совместно с А.С.Фарамазяном, в 1976г. обнаружил в пределах Миракского интрузива золото-сульфидную минерализацию, которая стала основой открытия ныне эксплуатируемого Тухманукского золоторудного месторождения.

З.О.Чибухчян – автор (соавтор) 4 монографий и около 50 научных статей. Результаты его исследований были представлены на ряде Всесоюзных и региональных совещаний.

З.О.Чибухчян принимал активное участие и в общественной жизни института, избирался председателем местного комитета института, ученым секретарем Армянского отделения Всесоюзного минералогического общества.

З.О.Чибухчян пользовался большим авторитетом и уважением в коллективе института, был исключительно скромным, трудолюбивым, верным товарищем. Именно таким он навсегда останется в памяти тех, кто знал его и общался с ним.

**Институт геологических наук НАН РА
Редколлегия журнала "Известия НАН РА,
Науки о Земле".**