

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
Բ.Կ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

Պատասխանատու խմբագրի տեղակալներ
Ռ.Տ. ՋՐՐԱՇՅԱՆ, Ա.Ս. ՖԱՐԱՄԱԶՅԱՆ

Պատասխանատու քարտուղար
Է.Ս. ՌՈՍՏՈՄՈՎԱ

Խմբագրական կոլեգիա

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

Ответственный редактор
Б.К. КАРАПЕТЯН

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

Ответственный секретарь
Э.С. РОСТОМОВА

Редакционная коллегия

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

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

© Издательство "Гитутюн" НАН РА
Известия НАН РА, Науки о Земле, 2000

ԱՄԵ 403

ՀՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

ԹԻՎ 1-2

ՀԱՏՈՐ LIII

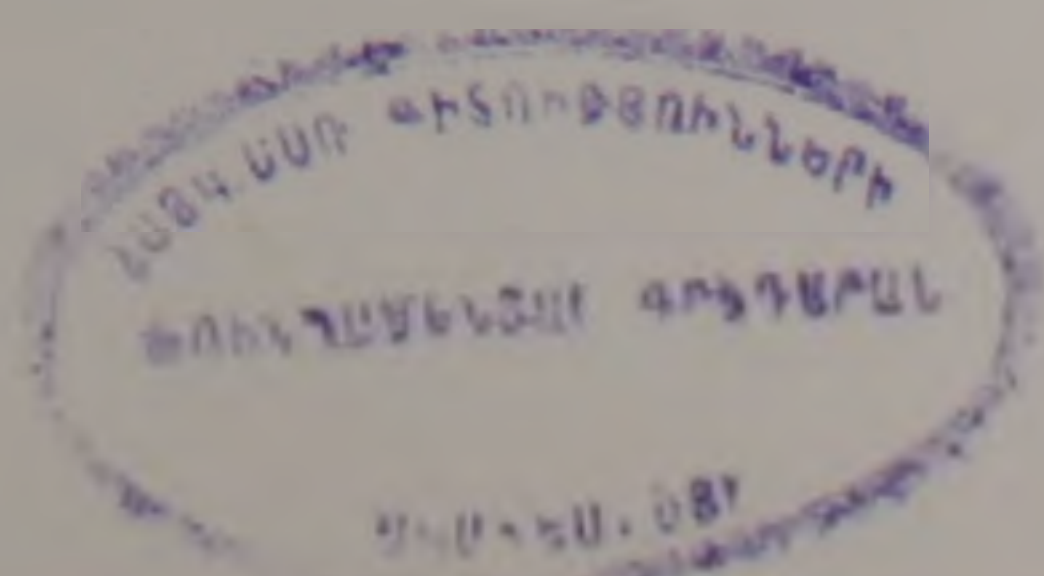
2000

ԲՈՎԱՆԳԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Ճ.Ա.Հայրապետյան. Հայաստանի վերին էոցենի և օլիգոցենի մանր բենթոս ֆորամինիֆերների Հնաէկոլոգիայի որոշ հարցեր.....	3
Պ.Գ.Ալոյան. Փոքր կովկասի Զանգեզուրի սեզմենտի երկրաբանա-կառուցվածքային առանձնա- հատկությունները և հանքավերահսկող կառույցները.....	11
Լ.Ս.Մելիքյան. «ԼՆդհանուր կովկասյան» և հյուսիս-արևմտյան ուղղությունները կովկասյան տարածքի կառուցվածքում: Նրանց էությունը և փոխհարաբերությունը.....	20
Հ.Ա.Թումանյան. Հյուսիսային Անատոլիայի և Փոքր կովկասի տեկտոնական հանգույցի կառուց- վածքը և բնույթը.....	28
Գ.Պ.Սիմոնյան, Հ.Հ.Սարգիսյան, Լ.Ս.Նազարյան. Հարավարևելյան Հայաստանի նորագույն տեկտոնիկան.....	39
Վ.Ա.Աղամալյան. Հայաստանի մինչքեմբրյան զրանիտազնեյսային ֆորմացիան.....	44
Հ.Ա.Ղազարյան. Գնդա-բուրգաձև լավանների ձևավորման և նրանցում պետրոգենետիկական էլեմենտների տարաբաշխման օրինաչափությունները.....	54
Մ.Ս.Ազիզբեկյան, Ա.Չ.Ալթունյան, Շ.Հ.Ամիրյան. Ալավերդու հանքավայրի պլագիոկլիտները (կվարցային կերատոֆիրները).....	62
Ղ.Լ.Գալոյան. Մարցիգետի հանքային շրջանի մագմատիկական ապարների պետրոքիմիական առանձնահատկությունները.....	67
Շ.Հ.Ամիրյան, Մ.Ս.Ազիզբեկյան, Ա.Չ.Ալթունյան, Ռ.Ն.Տալան, Ա.Ս.Ֆաթամալյան. Այգեձորի հանքադաշտի հանքավայրերի հանքայնացման բնույթը, հանքանյութերի միներալա-երկրա- քիմիական առանձնահատկությունները և առաջացման ու տեղայնացման պայմանները.....	74
Գ.Բ.Մեծլույսյան. Հայաստանի Հանրապետության երկաթի գլխավոր հանքավայրերի ձևավորման ու տեղաբաշխման օրինաչափությունները և նրանց հեռանկարների գնահատումը.....	79
Ս.Ա.Զոհրաբյան, Ռ.Լ.Մելքոնյան. ՀՀ տարածքի կոլչեդանային հանքավայրերի հանքային մար- մինների մորֆոլոգիական առանձնահատկությունները և կոլչեդանային հանքադաշտացման որոշ հարցեր.....	86
Ա.Կ.Մաթևոսյան. Երկրամագնիսական դաշտի վարիացիաների մեկնաբանման եղանակ.....	93
Է.Ե.Խաչիյան. Գրունտային անհամասեռ հիմնատակի գերակշռող պարրերությունների տեսական և գրանցված մեծությունների համեմատական վերլուծությունը.....	99
Բ.Կ.Կարապետյան, Կ.Բ.Կարապետյան. Սեյսմիկ բեռնվածքի ներկայացումը սպեկտրալ- էներգետիկ տեսքով.....	109
Ռ.Հ.Տեր-Մինասյան. Գետերը երկրաշարժի կանխագուշակ.....	114
Գ.Թ.Շիրինյան. Հայկական լեռնաշխարհի ֆիզիկաաշխարհագրական սահմանների ճշգրտումը.....	122

СОДЕРЖАНИЕ

Փ.Ա.Այրապետյան. Некоторые вопросы палеоэкологии верхнеэоценовых и олигоценовых мелких бентосных фораминифер Армении.....	3
Ս.Գ.Ալոյան. Геолого-структурные особенности и рудоконтролирующие структуры Зангезурского сегмента Малого Кавказа.....	11
Լ.Ս.Մելիքյան. "Общекавказское" и северо-западное направления в структуре "Кав- казского региона". Их сущность и взаимоотношения.....	20
Գ.Ա.Գումանյան. Природа и строение Северо-Анатолийско-Малокавказского тектоничес- кого узла.....	28
Գ.Ս.Սիմոնյան, Օ.Ա.Տարգիսյան, Լ.Ս.Նազարյան. Новейшая тектоника юго-восточной Армении.....	39
Վ. Ա. Աղամալյան. Докембрийская гранитогнейсовая формация Армении.....	44
Գ.Ա.Կազարյան. Закономерности формирования шарово-подушечных лав и распределе- ния петрогенных элементов в них.....	54
Մ.Ս.Ազիզբեկյան, Ա.Չ.Ալթունյան, Ս.Օ.Ամիրյան. Плагиориолиты (кварцевые кератофи- ры) Алавердского месторождения.....	62



К.Л.Галоян. Петрохимические особенности магматических пород Марцигетского рудного района	67
Ш.О.Амирян, М.С.Азизбекян, А.З.Алтунян, Р.Н.Таян, А.С.Фарамазян. Характер оруденения, минералого-геохимические особенности руд, условия образования и локализации месторождений Айгедзорского рудного поля	74
Г.Б.Межлумян. Закономерности формирования и размещения главнейших железорудных месторождений Республики Армения и оценка их перспектив	79
С.А.Зограбян, Р.Л.Мелконян. Морфологические особенности рудных тел и некоторые вопросы колчеданного рудообразования на территории Республики Армения...	86
А.К.Матевосян. Способ интерпретации вариаций геомагнитного поля	93
Э.Е.Хачиян. Сравнительный анализ теоретических и зарегистрированных значений преобладающих периодов неоднородных грунтовых оснований	99
Б.К.Карапетян, К.Б.Карапетян. Спектрально-энергетическое представление сейсмической нагрузки	109
Р.О.Тер-Минасян. Реки—предвестники землетрясений	114
Г.Т.Ширинян. Уточнение физико-географических границ Армянского нагорья	122

TABLE OF CONTENT

F.A.Hayrapetyan. Some Issues of Paleoecology of the Upper Eocene and Oligocene Minor Benthonic Foraminiferes in Armenia	3
P.G.Aloyan. Geological-Structural Peculiarities and Ore-controlling Structures of the Zanghezur Segment of the Lesser Caucasus	11
L.S.Melikyan. The "All-caucasian" and NW Directions in the "Caucasian Region" Structure: their Essence and Relationship	20
H.A.Toumanyan. Nature and Structure of the North-Anatolian-Lesser Caucasian Tectonic Node ...	28
G.P.Simonyan, H.H.Sarkisyan, L.S.Nazaryan. Recent Tectonics of the South-Eastern Armenia ...	39
V.A.Agamalian. The Pre-Cambrian Granite-gneiss Formation of Armenia	44
H.A.Kazarian. The Regularities of Forming and Distribution of Petrogenous Elements in Sphere-pillow Lavas	54
M.S.Azizbekyan, A.Z.Altounyan, Sh.H.Amiryan. Plagioryholites (Quartz Keratophyres) of Alaverdi Deposit	62
G.L.Galoyan. Petrochemical Features of Magmatic Rocks in the Martsighet Ore Region	67
Sh.H.Amiryan, M.S.Azizbekyan, A.Z.Altounyan, R.N.Tayan, and A.S.Faramazyan. Ore Formation Character, Ore Mineralogy and Geochemistry Features, and Formation and Location Conditions of the Aighedzor Ore Field Deposits	74
G.B.Mejlumyan. Regularities of Formation and Distribution of the Principal Iron Ore Deposits of the Republic of Armenia and Assessment of Their Prospects	79
S.A.Zograbian and R.L.Melkonian. On the Morphological Features of the Ore Bodies of the Principal Pyritic Deposits in Armenia	86
A.K.Matevosyan. A Method of Interpretation of Geomagnetic Field Variations	93
E.Y.Khachian. Comparative Analysis of the Theoretical and Registered Values of Predominant Periods of Inhomogeneous Soil Foundations	99
B.K.Karapetian and K.B.Karapetian. Spectral and Energetic Expression for Seismic Loads	109
R.H.Ter-Minasyan. Rivers as Earthquake Precursors	114
G.T.Shirinian. Precise Definition of the Armenian Upland Geographic Boundaries	122

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОЭКОЛОГИИ ВЕРХНЕОЦЕНОВЫХ И ОЛИГОЦЕНОВЫХ МЕЛКИХ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР АРМЕНИИ

© 2000 г. Ф. А. Айрапетян

*Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 17.02.99*

Бентосные фораминиферы более зависимы от фаций, чем планктонные организмы, поэтому они дают ценную информацию о биомической обстановке: о температуре, солености, кислороде, карбонатности, глубине, характере грунта и других факторах палеобассейна. Несмотря на то, что на территории Армении не проводились специальные палеобиологические исследования различных групп животных и растительных организмов, общие сходства одновозрастных пород сопредельных районов и Средиземноморья дали возможность выдвинуть некоторые палеоэкологические вопросы.

Если при решении проблемных вопросов биостратиграфии предпочтение отдается планктонным организмам, то чрезвычайно велико значение бентосных фораминифер для восстановления палеоэкологических условий палеобассейна. Бентосные формы более зависимы от фаций, чем планктонные, и даже небольшое изменение условий может отрицательно сказаться на их существовании. Поэтому они дают ценную информацию о биомической обстановке. Основными факторами абиотической среды являются: температура и соленость воды, степень ее подвижности, ее насыщенность кислородом, а также характер грунта и глубина бассейна. В настоящее время часть мелких фораминифер, живших в морских бассейнах в палеогеновое время, вымерла, что затрудняет восстановление условий их обитания. Палеоэкологические интерпретации главным образом основываются на актуалистическом методе, т.е. на сопоставлении палеогеновых видов с родственными современными видами. Не все палеогеновые виды продолжают свое существование в современных бассейнах, но некоторые из них имеют родственные формы с современными фораминиферами. Предпочтительно использовать факторы условий обитания последних для реконструкции среды, где жили палеогеновые комплексы. В настоящее время мы располагаем ценными данными о крупных фораминиферах, моллюсках, кораллах, спорах и пыльце, остракодах, водорослях, а также о литологии отложений палеобассейна Армении, полученными А.А.Габриеляном, В.А.Крашенинниковым, С.М.Григорян, П.М.Асланяном, Н.А.Саакян-Гезалян, А.Е.Птухьяном, С.А.Бубикян, А.А.Садояном и О.А.Саркисяном. Однако невозможно полностью восстановить палеоэкологические условия развития мелких фораминифер в позднеэоценовое и олигоценовое время, т.к. не были проведены специальные палеобиологические исследования различных групп животных и растительных организмов. Палеогеновые отложения Армении имеют много общего с одновозрастными отложениями северной Италии, где проведены детальные палеоэкологические исследования и выделены 5 батиметрических зон.

Нам удалось выделить в Армении 4 такие зоны. Сходство бентосных и планктонных фораминифер, а также кораллов, моллюсков и нуммулитид указанных районов проливает свет на палеоэкологические

условия юго-западной части территории Армении.

Средний эоцен. В нашем распоряжении имеется ограниченный материал среднеэоценовой эпохи, который был собран из бассейна р.Веди. Средний эоцен на исследованной территории, по данным А.А.Габриеляна (1964), сложен двумя неравными по мощности свитами: нижней — известняковой и верхней — песчано-глинистой. Нижняя, урцская свита представлена главным образом известняками с богатой нуммулитовой фауной. Из микрофауны, по данным Н.А.Саакян-Гезальян (1964), определены роталиды и текстуляриды. Стратиграфически выше залегает более мощная (до 500 м) песчано-глинистая (чиманкендская) свита, состоящая из глин, мергелей, алевролитов и песчаников. В начале среднеэоценовой эпохи море местами имело небольшую глубину (около 200 м), о чем свидетельствует широко распространенная в отложениях этого возраста нуммулитовая фауна.

С середины среднеэоценовой эпохи происходило общее углубление морского бассейна. В осадках этого возраста преобладающими среди фораминифер являются планктонные формы. Породы чиманкендской свиты содержат редкие раковины агглютинирующих фораминифер, относящихся к родам *Ammodiscus*, *Dorothia*, *Vulvulina*, *Clavulinoides*, *Pseudoclavulina*. Из секретионных форм наиболее часто встречаются *Lagena*, *Lenticulina*, *Marginulina*, *Globocassidulina*, *Anomalina*, *Cibicides*. В средней части среднего эоцена у с.Ланджар планктонные фораминиферы составляют около 75%, в разрезах Шагап и Урцадзор их количество сравнительно меньше — 65%. Во всех разрезах количество агглютинирующих фораминифер составляет около 50% от числа бентосных форм. В верхней части среднего эоцена у с.Ланджар вид *Globocassidulina globosa* составляет около 5% всего количества мелких бентосных фораминифер, *Lagena* и *Lenticulina* занимают 30%. В других разрезах Шагапа и Урцадзора представители *Globocassidulina globosa* единичны, а роды *Lagena* и *Lenticulina* составляют около 20%. Наличие родов *Anomalina* и *Cibicides* даже в большом количестве еще не позволяет с полной уверенностью судить о глубине морского бассейна данного участка моря (Р.М.Давидсон, 1968), поскольку в современных осадках они равномерно распределены от самого берега до глубины 5000 м. Но они дают представление о большой карбонатности морского бассейна. *Dorothia* и *Ammodiscus* особенно типичны для мелких и средних глубин. О глубине бассейна довольно точную информацию дает вид *Vulvulina lacera*, количество которого в разрезе Ланджар составляет около 10%, в других разрезах — от 3 до 5%. Итальянскими микропалеонтологами установлено, что присутствие этого вида указывает на глубину морского бассейна от 600 до 1500 м. В средней части среднего эоцена часто встречаются раковины радиолярий с длинными и тонкими шипами. Этот факт говорит о том, что после захоронения они не подверглись механическому переносу с одного места на другое. Наоборот, раковины ханткенин, обитавших в достаточно мелководных условиях, имеют следы деформаций, шипы поломаны или вовсе отсутствуют. Следовательно, ханткенины вероятнее всего после захоронения были перенесены в более глубоководные части палеобассейна. По данным Е.С.Киел и Г.К.Ановер (*E.Seibold-Kiel und H.Closs-Hannover*, 1973), ассоциация *Globocassidulina globosa* 10%, *Ammonia*, *Lenticulina* 20% и планктонных фораминифер 75% указывает на глубину 230-980 м морского бассейна. Учитывая все эти данные и то, что в среднеэоценовых отложениях встречается обильная планктонная фауна, можно предположить, что самую большую глубину (около 1000-1500 м) в среднеэоценовое время море име-

ло у с.Зовашен, где расположены аргиллиты. У сс.Шагап и Урцадзор эти отложения чередуются с нуммулитовыми известняками и песчаниками, что указывает на колебание морского дна в данных участках моря.

Такие типично морские организмы, как планктонные фораминиферы, нуммулиты и радиолярии, бентосные фораминиферы свидетельствуют о нормально-морской солености бассейна.

Климат в среднем эоцене был теплым, субтропическим, умеренно влажным. Анализ ископаемого материала показал, что планктонные фораминиферы семейства *Globigerinidae*, *Globorotalidae*, *Hantkeninidae* относятся к теплолюбивым формам, большинство родов и видов которых в современных морях обитает в теплых поверхностных водах. По данным Л.Готтингера (Hottinger, 1984), все планктонные фораминиферы живут в подвижной воде, насыщенной кислородом. Среднеэоценовое море Малого Кавказа было теплым и характеризовалось нормальной соленостью и газовым режимом. По данным Н.А.Ясаманова (1978), среднегодовые температуры этого бассейна колебались в пределах 21-26,3°C.

Поздний эоцен. В конце среднего эоцена и в позднем эоцене в Еревано-Ордубадской тектонической подзоне сформировались мощные карбонатно-терригенные флишевые образования. Позднеэоценовые отложения в бассейне р.Веди представлены, главным образом, глинами, песчаниками и нуммулитовыми известняками. В Приереванском районе и Западном Айоцдзоре они обогащены туфогенным материалом, а в Восточном Айоцдзоре переслаиваются вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами. Мелкие фораминиферы встречаются в глинистых отложениях и редко в песчаниках. В бассейне р.Веди около сс.Зовашен, Шагап, Ланджар в верхнеэоценовых отложениях выявлены как планктонные, так и бентосные формы. Среди бентосных фораминифер появляются новые роды: *Cylindroclavulina*, *Ellipsoglandulina*, *Discorbis*, *Baggina*, *Valvulineria*, *Aragonesis*, *Queraltina*, *Halkyardia* и др. В начале позднего эоцена планктонные фораминиферы преобладают (в разрезе Ланджар составляют выше 75% всего количества мелких фораминифер). Из бентосных фораминифер около 40-50% занимают представители семейства *Lagenidae*, семейство *Anomalinidae* составляет около 25%, количество агглютинированных видов уменьшается до 20%. Во всех изученных разрезах южной Армении в нижней части верхнего эоцена из мелких бентосных форм преобладают лагениды. В разрезах Шагап и Ланджар в 20 м выше границы среднего-верхнего эоцена наблюдается слой нуммулитовых известняков мощностью 15 м. Это свидетельствует о том, что глубина морского бассейна в этих участках колеблется до 300-200 м.

Хорошая сохранность и многообразие видов мелких фораминифер свидетельствуют о благоприятных условиях обитания. Прежде всего можно сказать о теплой температуре воды. Температура воды оказывает влияние на состав стенки раковины фораминифер и на характер дополнительного скелета. О теплой температуре вод свидетельствуют, во-первых, планктонные фораминиферы. В позднеэоценовом бассейне развиваются семейства бентосных фораминифер *Lagenidae*, *Rotaliidae*, *Anomalinidae*, *Gassidulinidae* и т.д., что также свидетельствует о теплом режиме бассейна. Современные лагенидидовые формы наиболее распространены в мелких теплых морях. То же самое подтверждают представители семейства *Nummulitidae*, которые, по данным С.М.Григорян и А.Е.Птухяна, в настоящее время живут на дне мелководного и теплого моря. Над нуммулитовыми известняками со-

ласно расположены мергели, в которых много представителей родов *Bulimina*, *Uvigerina* и *Bolivina*. По данным Л. Готтингера (Hottinger, 1984), указанные роды живут на глубине от 150 до 500 м, причем их количество резко увеличивается на глубине около 500 м. Данные по развитию современных представителей показывают, что эти роды обычно встречаются на одинаковых глубинах (Bandu, 1964). Итальянские микропалеонтологи установили, что представители рода *Uvigerina* живут на глубине приблизительно от 200 до 600 м. Верхняя часть позднего эоцена в разрезе Ланджар и сопредельных разрезах характеризуется многообразием форм этого рода. В разрезах у сс. Ланджар, Шагап в средней и верхней частях позднего эоцена количество родов *Bulimina*, *Uvigerina*, *Bolivina* увеличивается до 35% и появляются другие их виды. Следовательно, в зоне *Globorotalia cocoaensis* глубина морского бассейна приблизительно 500 м. Анализ позднеэоценовой фауны на территории Армении показывает, что не только мелкие фораминиферы, но и другие фаунистические комплексы являются стеногалинными, стенотермными организмами, обитавшими в теплых морских водах с нормальной соленостью и газовым режимом.

В конце позднего эоцена и в начале олигоцена в бассейне р. Аракс на поднятиях субстрата, часто сложенного вулканическими и вулканогенно-осадочными породами, формировались органогенные, рифогенные постройки. На основании литологических исследований А. А. Садо-ян считает, что позднеэоценовое море на значительной части территории Армении (расположенное к юго-востоку от Урцского, Аргичийского палеовыступов, в том числе и на территории Нахичевани), в основном, имело мелководный характер с наибольшей глубиной до 500 м. По данным Н. А. Ясаманова (1978), температура морского бассейна в это время была от 20 до 29,7°C, а А. Е. Птухян по нуммулотидам установил 24,8°C.

Олигоцен. Глинисто-песчанистые отложения олигоцена в бассейне р. Веди представлены довольно мощной (до 500 м) шагапской свитой, которая по составу микрофауны сходна с шорагбюрской свитой раннеолигоценового возраста Ереванского бассейна. В нашем распоряжении имеется довольно богатый материал из шорагбюрской свиты. В нижней части разреза, в глинах нами определены следующие роды бентосных фораминифер *Cyclammina*, *Baggina*, *Valvulineria*, *Heterolepa*, *Bulimina*, *Uvigerina*, *Bolivina*, *Chilostomella*, *Pullenia*, *Nonion* и т.д.

Большинство из бентосных фораминифер, особенно агглютинированные формы, встречаются в позднем эоцене и переходят в олигоцен. Род *Cyclammina* в современных морях встречается приблизительно на 100 м глубине (Murray, 1973). По данным Е. Болтовской и Р. Виит (Boltovskoy and Wiight, 1976), в современных бассейнах представители этого рода встречаются на глубине от 200 до 400 м, а иногда и в более глубоководных участках моря. У с. Урцадзор олигоценовые отложения не обнажаются. В нижней части олигоцена у с. Шагап море было очень мелководным, время от времени исчезало. В песчано-глинистых отложениях у с. Шагап количество *Nonion* увеличивается до 17%, *Rotalia* — до 10%, *Eponides* — 5%, *Pullenia* — 10%. Род *Uvigerina* встречается с родом *Reussella*, что показывает максимальную глубину 150 м (Hottenger, 1984). Итак видно, что самую большую глубину в раннеолигоценовое время море имело у сс. Ланджар и Шорагбюр, где разрезы олигоценовых отложений наиболее полные. Здесь наблюдается ассоциация мелких бентосных фораминифер *Uvigerina-Cassidulina* (*Bulimina*, *Uvigerina* — 40%, *Bolivina* — 10%, *Cassidulina* — 10%). По данным С. Киел и К. Анновер (Seibold Kiel und Closs-Hannover,

1973), такая ассоциация характерна для глубин морского бассейна 230-500 м. В отложениях нижней части нижнего олигоцена в разрезах Шорагбюр и Ланджар представители макрофауны и крупных фораминифер меньше встречаются, чем в верхней части этого подразделения. Следовательно, море здесь имело глубину примерно 200-400 м.

В песчаниках средней части нижнего олигоцена отмечается количественное сокращение многих видов, в том числе *Cyclamina acutidorsata*, *Epistomina kuzeiensis*, *Gyroidina soldenii*, *Planulina costata*, *Eponides pygmeus*, *Trifarina labrum*.

Здесь в разрезах Шорагбюр и Ланджар характерна ассоциация *Bulimina aksuatica*, *Heterolepa dutemplei*, *H. biumbonata*, увеличиваются по количеству роды *Asterigerina*, *Rotalia*, *Quinqueloculina*, *Melonis*, *Nonion*, *Almaena*, *Pyrgo*, *Virgulina*, *Elphidium*.

Планктонные фораминиферы резко уменьшаются, а крупные фораминиферы и моллюски увеличиваются (по количеству). После гибели планктонные фораминиферы медленно оседают на дно морского бассейна, где они могут стать пищей разных организмов, живущих в хорошо освещенных водах. Поэтому некоторые планктонные организмы, которые обитают в мелководных условиях, не сохраняются в ископаемом состоянии (Hottinger, 1984). Вероятнее всего количество планктонных фораминифер в нижней части нижнего олигоцена южной Армении именно по этой причине резко уменьшается до 30%. Уменьшение планктонных фораминифер и увеличение макрофауны указывают на открытое море, мелководье и близкое расположение береговой линии. Виды *Asterigerina*, *Quinqueloculina*, *Virgulina*, характерные для средней части раннего олигоцена, близки современным формам из Адриатического моря, которые сейчас живут на глубине от 46 до 100 м (Frerichs, 1977).

Нониониды в современных бассейнах найдены на глубинах 50 м и ниже в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах, в Средиземном и Черном морях. Современный *Nonion scaphum* живет на глубине 30-70 м на Соломоновых островах (Hughes, 1977). В разрезе Шорагбюр встречается ассоциация: *Cassidulina* – 5%, *Cibicides* – 25%, *Uvigerina* и *Bulimina* – 20%, представители семейства *Miliolidae* около 20%. Такая ассоциация, по данным С.Киел и К.Анновер (Seibold-Kiel und Closs-Hannover, 1973), указывает на глубину морского бассейна около 110 м. Учитывая все эти факты и присутствие планктонных фораминифер в средней части раннего олигоцена, можно предполагать, что в это время море имело глубину не более 120-150 метров.

Другое основное изменение бентосных фораминифер наблюдается в песчано-глинистых отложениях средней части нижнего олигоцена, где *Bulimina aksuatica* встречается совместно с представителями родов *Rotalia* и *Asterigerina*. Здесь выделяется горизонт известковистых песчаников, коралловых и нуммулитовых известняков с богатой фауной пелеципод, нуммулитов, кораллов и морских ежей. Морфология раковин, а также грубозернистость осадков, вероятно, указывают на большую подвижность вод. Косвенным подтверждением этого служит присутствие в образцах большого количества поломанных раковин микрофауны. Присутствие остатков таких типично морских организмов, как планктонные фораминиферы, нуммулиты, разнообразие бентосных секреторных видов фораминифер свидетельствуют о нормально-морской солености бассейна. Развитие милиолид и родов *Nonion*, *Elphidium*, *Rotalia*, может указывать на ее понижение (Phleger, 1960). Нормальная соленость воды считается 30-40%. Планктонные фораминиферы

ниферы не могут существовать меньше 27% солености (*Boltovskoy and Wiight, 1976*). Представители *Rotalia*, *Elphidium*, *Nonion* и миллиолиды указывают на самую низкую соленость морского бассейна. У с.Ланджар намечается количественное увеличение перечисленных родов. Вероятно, это опреснение морского бассейна связано с интенсивным притоком речных вод с окружающих гор.

В олигоцене в глобальном масштабе отмечается некоторое понижение температуры, которое также наблюдается и на территории Армении. Свидетелями этого являются представители некоторых бентосных фораминифер, которые характерны и для холодноводных бассейнов. Из них особо надо отметить присутствие рода *Chilostomella*. Однако понижение температуры Мирового океана слабо отразилось на климате палеобассейна, располагавшегося на территории Армении и сопредельных областей. В олигоценовое время, в отличие от многих регионов юге бывшего СССР, климат здесь остался тропическим-субтропическим. Очень многие теплолюбивые бентосные формы продолжают свое существование в олигоцене. Из них можно отметить следующие роды: *Marginulina*, *Vaginulinospis*, *Gyroidina*, *Rotalia*, *Amonia*, *Asterigerina*. Присутствие кораллов, нуммулитов, моллюсков, многих теплолюбивых бентосных форм, водорослей, остракод, спор и пыльцы, а также других фаунистических и флористических комплексов указывает на формирование рифогенных органогенных построек, преимущественно в тропическом поясе. По данным Н.А.Ясаманова (1978), температуры раннего олигоцена, определенные по раковинам двухстворчатых моллюсков Малого Кавказа, оказались равными 17-18°C.

Микропалеонтологи большое внимание обратили на агглютинирующие фораминиферы. Изучая работы Н.К.Быковой (1950), Н.А.Субботиной (1950), Э.М.Бугровой (1978), Л.Сейболды (*Seibold, 1974*), Муррея (*Murray, 1980*) и т.д., видно, что агглютинированные фораминиферы существуют на разных глубинах морского бассейна. В юго-западной части Армении агглютинированные формы встречаются почти равномерно в палеогеновых отложениях. Они ничего не указывают о глубине морского бассейна. Необходимо отметить, что планктонные фораминиферы дают большую информацию об условиях осадконакопления палеобассейна. После гибели планктонных форм их раковины опускаются на дно. Установлено, что быстрота опускания определяет незначительный горизонтальный снос во время падения (Беляева, 1984). Практически место жизни и место захоронения планктонных фораминифер совпадают. Распределение планктонных фораминифер в воде находит яркое отражение и на площади дна морского бассейна. Климатическая зональность, определяющая распределение планктонных фораминифер в воде, проявляется и в распределении их на дне. Однако, планктонные фораминиферы обильны только на положительных формах рельефа, подводных горах, хребтах и поднятиях, где не происходит растворение карбоната кальция раковин. На дне котловины планктонные фораминиферы отсутствуют.

Некоторые виды *Bolivina* юго-западной части Армении имеют важное значение для восстановления палеоэкологических факторов. Из современных боливинид Е.Лютце (*Lutze, 1964*) отличает стройные, длинные формы, живущие в низкокислородной среде. Наблюдения над изменениями морфологических признаков боливинид от эоцена до олигоцена на территории Армении приводят к выводу, что эволюция рода *Bolivina* (от стройных, длинных форм до широких, исчезновение ребер, уменьшение и расширение раковины) связана с увеличением содержания кислорода.

Используя все эти исследования мелких бентосных фораминифер, а также исследования кораллов, моллюсков и нуммулитид, нам удалось выделить 4 батиметрические зоны.

Первая батиметрическая зона сформировалась в среднеэоценовое время. В начале среднеэоценовой эпохи море, вероятно, имело небольшую глубину, о чем свидетельствуют широко распространенные нуммулитовые известняки этого возраста. У границы среднего-верхнего эоцена на территории юго-западной части Армении происходила трансгрессия. Максимальная глубина моря наблюдалась в окрестностях с.Зовашен примерно в 1000-1500 м, где залегают серо-зеленые аргиллиты. У сс.Шагап и Урцадзор мергелистые отложения представлены чередованием нуммулитовых известняков и песчаников, которые указывают на колебание морского дна и сравнительно мощную (от 200 до 500 м) глубину морского бассейна.

Вторая батиметрическая зона сформировалась в позднеэоценовое время, когда море имело приблизительно от 300 до 500 м глубину. Это подтверждается тем, что в разрезах у сс.Ланджар и Шагап в средней и верхней частях позднего эоцена количество видов родов *Bulimina*, *Uvigerina* и *Bolivina* увеличивается до 35% и появляются другие их виды.

Третья батиметрическая зона охватывает нижнюю часть раннего олигоцена, когда началась регрессия моря. Самую большую глубину в раннеолигоценовое время море имело в окрестностях с.Шорагбюр и бассейна сс.Шагап и Ланджар, где разрезы олигоценовых отложений наиболее полные. В это время, вероятно, море имело глубину примерно в 200-400 м, потому что здесь встречаются смешанные бентосные фораминиферы — более глубоководные и более мелководные.

Четвертая батиметрическая зона сформировалась в конце раннего-среднего олигоцена, где отмечается количественное сокращение раковин многих видов. Глубина морского бассейна колебалась от 200 м до береговой части; здесь увеличивается количества родов *Milliolida*, *Quenqueloculina*, *Asterigerina*, *Nonion*, *Virgulina*.

Эти выводы подтверждаются следующими палеонтологическими данными: а) от верхней части среднего эоцена до олигоцена постепенно уменьшается количество планктонных фораминифер, а мелкие бентосные формы увеличиваются (по количеству и видовому составу); б) в нижнем олигоцене появляются разнообразные мелководные и холодноводные мелкие бентосные фораминиферы; в) в верхней части нижнего-среднего олигоцена появляются остатки моллюсков, кораллов, морских ежей, количество которых увеличивается вверх по разрезам.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՎԵՐԻՆ ԷՈՑԵՆԻ ԵՎ ՕԼԻԳՈՑԵՆԻ ՄԱՆՐ ԲԵՆԹՈՍ ՖՈՐԱՄԻՆԻԲԵՐՆԵՐԻ ՀՆԱԷԿՈԼՈԳԻԱԶԻ ՈՐՈՇ ՀԱՐՑԵՐ

Ֆ. Ա. Հայրապետյան

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հայաստանի Հանրապետության տարածքի էոցենի և օլիգոցենի նստվածքներում մանր ֆորամինիֆերներն ունեն զգալի տարածում, սակայն նրանց Հնաէկոլոգիայի Հարցերը դեռևս թույլ են պարզաբանված: Բենթոս ֆորամինիֆերներն ավելի են կապված ֆաշիաներից, քան պլանկտոն օրգանիզմները, այդ իսկ պատճառով նրանք ավելի մեծ տեղեկություններ են հաղորդում բիոտիկ և աբիոտիկ միջավայրի մասին: Զնայած մեր տարածքում չեն անցկացվել ֆաունայի և ֆլորայի առանձին խմբերի Հնաէկոլոգիական Հատուկ ուսումնասիրություններ, այնուամենայնիվ չրջակա տարածքների և Միջերկրական ծովի

ընդհանուր նմանությունը և համադրումները հնարավորություն են տվել Հայաստանի տարածքի պալեոգենի ծովային ավազանում առանձնացնել 4 խորաչափական զոնաներ:

Առաջին զոնան ձևավորվել է միջին-վերին էոգենի սահմանագծում, երբ տեղի է ունեցել տրանսգրեսիա: Այստեղ գոյատևել են այնպիսի բենթոս ֆորամինիֆերներ (*Lagena*, *Lenticulina*, *Marginulina*), որոնք բնակվել են 500-600 մ ծովի խորության պայմաններում, այնպես էլ՝ խորը ծովում (1000-1500 մ) բնակվող բենթոս օրգանիզմներ (*Vulvulina*, *Globocassidulina*, *Anomalina*, *Cibicides*):

Երկրորդ բաթիմետրիկ զոնան ձևավորվել է ուշ էոգենում, երբ ծովն ունեցել է մոտավորապես 300-500 մ խորություն: Դա հաստատվում է նրանով, որ Հանջառի, Շաղափի, Ուրցաձորի վերին էոգենի կտրվածքներում *Bulimina*, *Uvulgerina* և *Bollvina* սեռերի քանակը կտրուկ ավելացել է մինչև 35% և հայտնվել են նրանց նոր տեսակներ:

Երրորդ բաթիմետրիկ զոնան ընդգրկում է վաղ օլիգոգենի ստորին մասը, երբ տեղի է ունեցել ծովի ռեգրեսիա: Ամենամեծ խորությունն այդ ժամանակաշրջանում ծովն ունեցել է Շոռաղբյուր գյուղի շրջակայքում, որտեղ օլիգոգենի կտրվածքներն ավելի ամբողջական են: Ծովն ունեցել է հավանաբար մոտավորապես 200-400 մ խորություն, այստեղ բնակվել են խառը՝ ավելի խործովային և ավելի ծանծաղ ծովային բենթոս ֆորամինիֆերներ:

Չորրորդ բաթիմետրիկ զոնան ձևավորվել է վաղ-միջին օլիգոգենի վերջում, երբ տեղի է ունեցել շատ բենթոս ֆորամինիֆերների կտրուկ ոչնչացում, սակայն այստեղ ավելացել են ոչ խործովային՝ շելֆային *Miliolida*, *Quinqueloculina*, *Nonion* սեռերի ներկայացուցիչները:

Այս եզրակացությունները հաստատվում են փափկամարմինների, կորալների, ծով-ողնինների, նումուլիտների և ֆաունայի ու ֆլորայի այլ խմբերի մնացորդներով: Մանր ֆորամինիֆերների հնաէկոլոգիական հարցերի պարզաբանումն ու հետագա ուսումնասիրությունները կարող են բացահայտել պալեոգենում անհասկանալի շատ հարցեր:

SOME ISSUES OF PALEOECOLOGY OF THE UPPER EOCENE AND OLIGOCENE MINOR BENTHONIC FORAMINIFERES IN ARMENIA

F. A. Hayrapetyan

Abstract

Benthonic foraminifers are more facies-dependent than plankton organisms, and therefore they provide valuable information on a biogenic settings: temperature, salinity, oxygen content, carbonates, depth, character of soil and other factors of the paleobasin. Despite lack of targeted paleobiological studies of various groups of animal and plant organisms in the territory of Armenia, general similarity of the same age rocks in the adjacent areas and Mediterranean provided an opportunity to raise issues of paleoecology.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айрапетян Ф.А. Сопоставление верхнеэоценовых отложений южной Армении (Ланджар) и северной Италии (Посанье). Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, №5, с.61-64.
2. Айрапетян Ф.А. Аномалиды верхнеэоценового и олигоценового возраста юго-западной части Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1993, №2, с.3-14.
3. Атлас ископаемой фауны Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1971, 825 с.
4. Бугрова Э.М. Значение палеобиоценозов фораминифер для корреляции разнофациальных отложений среднего эоцена юго-востока Туркмении. Тез. докл. 22 сессии ВПО, Л.: 1976, с.26-27.

5. Бугрова Э.М., Каханова Л.П., Кондитеров В.Н., Толстикова Н.В., Травина Т.Ф. Условия осадконакопления на территории Бадхыза в палеогеновое время. — Труды ВСЕГЕИ, 1963, нов. сер., т.109, с.238-262.
6. Бугрова Э.М. Использование танатоценозов палеогеновых фораминифер Бадхыза для восстановления условий осадконакопления. Ежегодн. ВПО, 1980, с.3-16.
7. Barbero R.S. Distribuzione dei foraminiferi recenti Nella Laguna a nord di Venezia. 1989.
8. Boltavoskoy S., Wüight. R. Recent foraminifera, 1976.
9. Braga G., Biasa R., Grunig A., Phroto Decima F. Foraminifera Bentonici del Paleocene e dell'Eocene della Sezione di Possagno, Schweiz. Palaeontol. ABH., 1975, Bd, 97.
10. Grunig A., Herb R.. Palaeontology of late Eocene bentonic foraminifera from Possagno (Treviso-Northern Italy). Univer., 1980, 100-150.
11. Seibold-Kiel E., Hannover H.C. Bentonitic Foraminifera from the coast and lagoon of Cochin (South India). 1974.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 2000, LIII, №1-2, 11-19

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ ЗАНГЕЗУРСКОГО СЕКМЕНТА МАЛОГО КАВКАЗА*

© 2000 г. П.Г.Алоян

*Институт "Армипроцветмет" Министерства промышленности и торговли РА
375019 Ереван, ул.Корюна, 14, Республика Армения
Поступила в редакцию 18.08.99.*

Капанская зона — это моноструктурный геотектонический блок антиклинорного сооружения раннеальпийской консолидации с отчетливо выраженной продольно-осевой зоной блокового строения, заложенной на лиминарном блоке Армянно-Иранской палеозойской субплатформы в единой системе юрских кулисообразно расположенных эшелонированных прогибов фронтального края Евразийского блока. Сочленение Капанского блок-антиклинория с материнской мегазоной происходит по Зангезурской активной зоне, выраженной системой краевых глубинных разломов с фронтальным тектоническим врезом в виде глубоководного офиолитового трога. Субмеридиональные и субширотные трансзональные линейные структуры образуют глубинный геодинамический "каркас", в структурных узлах которого размещаются тектономагматические и рудогенные структуры, а также зоны повышенной сейсмоактивности.

Зангезурский сегмент Малого Кавказа является крупнейшим горнорудным регионом и находится в сфере экономического влияния Каджаранского и Агарацкого медно-молибденовых и Капанского горнорудного комбинатов. Имеются фундаментальные исследования по геологическому строению, тектонике и рудоносности Зангезура, которые лежат в основе современных представлений о структуре и истории развития этой рудоносной области. За последние годы получены новые данные, которые во многом дополняют существующие представления и дают основание предложить новые модели истории геотектонического развития Зангезура.

* Доклад прочитан на юбилейной научной конференции, посвященной 80-летию академика А.Т.Асланяна (Ереван, 29.04.1999г.).

5. Бугрова Э.М., Каханова Л.П., Кондитеров В.Н., Толстикова Н.В., Травина Т.Ф. Условия осадконакопления на территории Бадхыза в палеогеновое время. — Труды ВСЕГЕИ, 1963, нов. сер., т.109, с.238-262.
6. Бугрова Э.М. Использование танатоценозов палеогеновых фораминифер Бадхыза для восстановления условий осадконакопления. Ежегодн. ВПО, 1980, с.3-16.
7. Barbero R.S. Distribuzione dei foraminiferi recenti Nella Laguna a nord di Venezia. 1989.
8. Boltavoskoy S., Wüight. R. Recent foraminifera, 1976.
9. Braga G., Biasa R., Grunig A., Phroto Decima F. Foraminifera Bentonici del Paleocene e dell'eocene della Sezione di Possagno, Schweiz. Palcontol. ABH., 1975, Bd, 97.
10. Grunig A., Herb R.. Palaeontology of late Eocene bentonic foraminifera from Possagno (Treviso-Northern Italy). Univer., 1980, 100-150.
11. Seibold-Kiel E., Hannover H.C. Bentonitic Foraminifera from the coast and lagoon of Cochín (South India). 1974.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 2000, LIII, №1-2, 11-19

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ ЗАНГЕЗУРСКОГО СЕКМЕНТА МАЛОГО КАВКАЗА*

© 2000 г. П.Г.Алоян

*Институт "Армипроцветмет" Министерства промышленности и торговли РА
375019 Ереван, ул.Корюна, 14, Республика Армения
Поступила в редакцию 18.08.99.*

Капанская зона — это моноструктурный геотектонический блок антиклинорного сооружения раннеальпийской консолидации с отчетливо выраженной продольно-осевой зоной блокового строения, заложенной на лиминарном блоке Армянно-Иранской палеозойской субплатформы в единой системе юрских кулисообразно расположенных эшелонированных прогибов фронтального края Евразийского блока. Сочленение Капанского блок-антиклинория с материнской мегазоной происходит по Зангезурской активной зоне, выраженной системой краевых глубинных разломов с фронтальным тектоническим врезом в виде глубоководного офиолитового трога. Субмеридиональные и субширотные трансзональные линейные структуры образуют глубинный геодинамический "каркас", в структурных узлах которого размещаются тектономагматические и рудогенные структуры, а также зоны повышенной сейсмоактивности.

Зангезурский сегмент Малого Кавказа является крупнейшим горнорудным регионом и находится в сфере экономического влияния Каджаранского и Агарацкого медно-молибденовых и Капанского горнорудного комбинатов. Имеются фундаментальные исследования по геологическому строению, тектонике и рудоносности Зангезура, которые лежат в основе современных представлений о структуре и истории развития этой рудоносной области. За последние годы получены новые данные, которые во многом дополняют существующие представления и дают основание предложить новые модели истории геотектонического развития Зангезура.

* Доклад прочитан на юбилейной научной конференции, посвященной 80-летию академика А.Т.Асланяна (Ереван, 29.04.1999г.).

В настоящей статье, в свете развития ранее предложенной нами геолого-структурной модели Зангезура, рассматриваются общие закономерности истории геотектонического развития региона, основные рудоконтролирующие структуры и выдвигаются перспективные площади эндогенного оруденения.

Зангезурский сегмент является лиминарной структурой Армянской мегазоны, развитой на окраине эпибайкальской субплатформы Армяно-Иранской плиты с активным проявлением мезокайнозойского тектогенеза. В современной структуре Зангезурского сегмента нами выделяются две геотектонические единицы: Капанский блок-антиклинорий и Зангезурская зона сочленения (активная зона) [4].

В альпийской истории геотектонического развития Капанского блока отчетливо выделяются три этапа: среднеюрский, позднеюрско-раннемеловой и поздний мел-эоценовый. Орогенный этап здесь слабо проявился в виде умеренного поднятия области и плиоцен-четвертичного континентального базальтового вулканизма, а в соседней Зангезурской зоне сводо-глыбовые поднятия превышают 4000 м. Новый фактический материал убедительно показывает, что формирование геоструктур и магматических комплексов известково-щелочной серии в основном было завершено в конце раннего мела с общей инверсией геотектонического режима [4,7]. Среднеюрский и позднеюрско-раннемеловой этапы развития образуют единый тектоно-магматический цикл развития с формированием вулканогенных, вулканогенно-осадочных и интрузивных пород мощностью до 3000 м, образующих двухэтажный дифференцированный ряд: базальт – андезит-базальт – андезит – дацит – риодацит с преобладанием андезит-базальтовой и андезитовой составляющих. Капанский антиклинорий – это структура раннеальпийской консолидации, заложенная в раннем байосе (в аалене?) на лиминарном блоке Армяно-Иранской палеозойской субплатформы в единой системе юрских кулисообразно расположенных эшелонированных прогибов фронтального края Евразийского континентального блока. В позднеальпийском этапе отчетливо проявляется асимметричное развитие Капанского блок-антиклинория. Граница асимметрии имеет свое структурное выражение в виде осевой продольной зоны Тандзавер-Халаджского разлома, заложенной в средней юре. Зона разлома прослеживается более чем на 35 км с падением на северо-восток под углами 70-80° и разграничивает с северо-востока развитие среднеюрского магматического комплекса, сосредоточенного в осевой зоне антиклинория. Юго-западная граница среднеюрского комплекса проходит почти параллельно северо-восточной и выражена серией кулисообразно расположенных разломов Гехануш-Чакатенской зоны, тем самым определяя геотектоническое положение и структурное выражение среднеюрского магматического комплекса. Внутри этой полосы (3-5,5 км) выделяются сравнительно более мелкие разломы, создающие блоковую структуру Капанского рудного узла и контролирующие оруденение (Мец-Магаринский, Башкендский, Саядкарский, Барабатумский, Шаумянский, Чанахчинский и др.). В пределах северо-восточного крыла антиклинория отложения позднемелового-палеогенового возраста имеют пологое моноклинальное падение и представлены маломощными, невыдержанными по мощности и фациально изменчивыми терригенно-карбонатными отложениями коньяк-сантона с редкими прослоями туфогенных песчаников и нормально-осадочными отложениями эоцена и олигоцена. В то же время на западном фронтальном краю Капанского блока, вдоль Хуступ-Чимян-Чирчирской полосы происходит формирование мощных вулканогенных, вулканогенно-осадочных, вулканогенно-обло-

мочных, осадочных и интрузивных образований, а также цепи вытянутых палеовулканических сооружений [4,7,12]. Новый фактический материал дает основание, вместо широко принятого единого согласного комплекса вулканогенно-осадочных образований турон-сантонского возраста [1], выделить сложный комплекс поздне меловых-палеогеновых (в коньяк-и эоцен) образований, состоящий из трех фаунистически датированных и несогласно залегающих свит, общей мощностью 2000 м [4,11]. Особый интерес представляет средняя – сваранцкая свита вулканогенно-обломочных образований даний-палеоцена, несогласно залегающая на туфогенно-карбонатные отложения татевской свиты коньяк-кампанского возраста и, в свою очередь, перекрывающаяся вулканогенной сраберд-такцарской свитой андезито-базальтов нижнего эоцена. На разных уровнях сваранцкой (в меньшей степени татевской) свиты, представленной полимиктовыми и вулканомиктовыми брекчиями, конгломератами и песчаниками с горизонтами андезито-базальтовых лав и лавобрекчий, наблюдаются олистостромовые горизонты – прослой с хаотическим скоплением крупных неокатанных валунов и

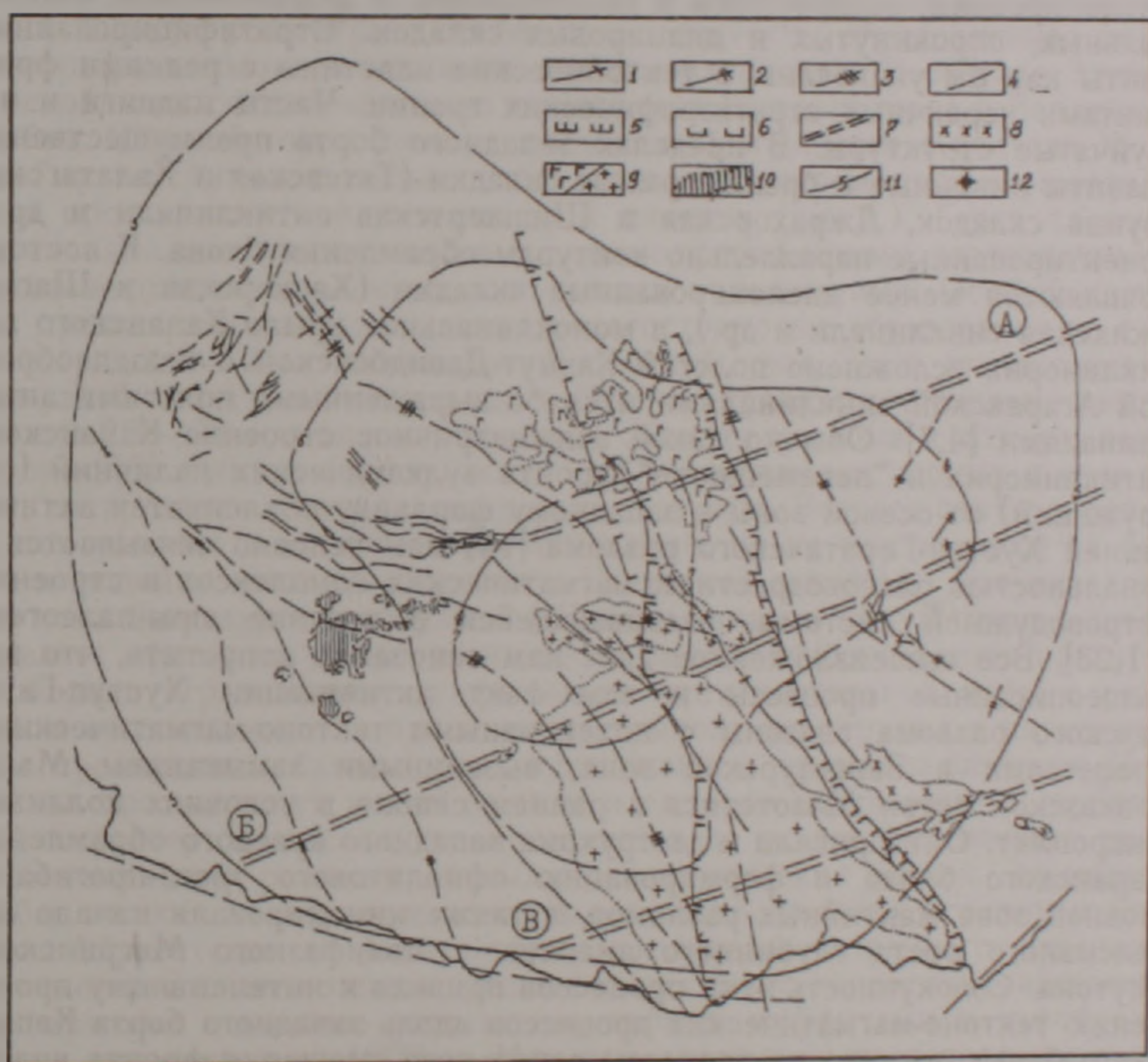


Рис. 1. Схема расположения крупных тектонических нарушений и интрузивных комплексов в пределах плейстосейстовой области Зангезурских землетрясений 1968 г. Тектонические нарушения: 1 – послепалеозойские, 2 – послесреднеюрские, 3 – мел-палеогеновые, 4 – неоген-четвертичные (?), 5 – зона Хуступ-Гиратахского разлома, 6 – зона Дебакли-Айригетского разлома, 7 – трансзональные системы разломов: А – Воротанская, Б-Джюльфа-Гехи-Капанская, В – Ордубад-Мегри-Шикахохская (Шавская) Интрузивные комплексы: 8-мезозойский, 9-позднеэоценовый-раннемиоценовый, 10 – мноплиоценовый, 11 – изосейсты, 12 – эпицентр.

глыб (до 100 м в поперечнике) вулканогенных, осадочных и метаморфических пород нижнего мела, верхнего турона, сантона, маастрихта и др. Эти данные хорошо коррелируются с исследованиями по нерасчлененным продуктам палеогенового вулканизма в полосе высокогорных вершин Хуступ-Комбах-Чимян-хр.Хачкар [12]. Здесь также обнаружены большое количество обломков известняков юры и мела в вулканомиктовых брекчиях, ксенолитов андезито-базальтов поздней юры-раннего мела в субвулканических телах андезито-дацитов, а также крупные глыбы неокомских известняков. Вдоль Хуступ-Чимянской полосы выделяются цепью вытянутые палеовулканические постройки преимущественно базальтового и андезито-базальтового состава. Нет сомнения, что эти однотипные вулканогенные образования с характерным глыбообломочным обликом образуют единую Хуступ-Чимян-Чирчирскую полосу глубинного разлома — вулканическую гряду вдоль западного борта Капанского блока параллельно Хуступ-Гиратахскому разлому и косо секущую материнские структуры более раннего происхождения (рис.1.). Специальные детальные исследования показали, что позднемеловые-палеогеновые образования западного борта интенсивно дислоцированы, раздроблены и разлинзованы с образованием изоклинальных, опрокинутых и диапировых складок. Стратифицированные свиты как бы упакованы в тектонические пластины с редкими фрагментами первичных стратиграфических границ. Часты надвиги и чешуйчатые структуры. В пределах западного борта преимущественно развиты линейные и брахиформные складки (Татевская и Халатагская группа складок, Джрахорская и Шишкертская антиклинали и др.), ориентированные параллельно контурам обрамления блока. К востоку появляются менее дислоцированные складки (Хачкарская и Шагарджикская синклинали и др.), а моноклиналиное крыло Капанского антиклинория осложнено пологой Кахнут-Давидбекской и блюдцеобразной Агаракской синклиналями и слабо выраженными пологими антиклиналями [4,7]. Обычно такое асимметричное строение Капанского антиклинория и "перемещение" фронта вулканических излияний (соружений) от осевой зоны к западному форланду объясняется активизацией Хуступ-Гиратахского разлома [14] или условно связывается с зональностью разновозрастных магматических комплексов в строении островодужной системы, развивающейся в течение юры-палеогена [11,23]. Все вышеизложенное дает нам основание допустить, что все вышеописанные процессы и сам факт активизации Хуступ-Гиратахского разлома связаны с интенсивными тектоно-магматическими процессами в Зангезурской зоне, вызванными замыканием Малокавказской ветви Мезотетиса в раннем сеноне в условиях коллизии микроплит. Они привели к деструкции западного краевого обрамления Капанского блока и формированию офиолитового трога-прогиба в шовной зоне мантийных разломов, а также инициировали начало интенсивного роста глубинного диапира — полифазного Мегринского плутона. Совокупность этих процессов привела к интенсивному проявлению тектоно-магматических процессов вдоль западного борта Капанского блока, т.е. это не процессы зонального смещения фронта вулканических извержений от оси к форланду, а наложенный процесс на структуры ранней консолидации, вызванный внешними, более общими планетарными движениями литосферных плит.

Отчетливо прослеживаются северо-западное и юго-восточное периклинальные замыкания Капанской структуры. Северо-западное замыкание и резкое погружение антиклинория под Сисиан-Горисскую синклинальную поперечную структуру происходят по Воротанской системе

ступенчатых разломов. Юго-восточное замыкание Капанского антиклинория четко фиксируется, т.к. оно происходит на пересечении трех крупных региональных сквозных зон разломов – Тандзавер-Халаджской зоны осевых продольных разломов, северо-восточной – Нижнеакеринской или Аракс-Куринской и северо-западной – Среднеараксинской. Дешифрирование аэрокосмических снимков показывает, что отчетливо фиксируются овальные яйцеобразные очертания Капанского блок-антиклинория, тем самым подтверждая, что Капанская структура представляет собой четко ограниченную и вполне обособленную геотектоническую единицу.

Зангезурская зона – это позднеальпийская структура сочленения Капанской зоны раннеальпийской консолидации с активной окраиной палеозойской материнской субплатформы через систему краевых глубинных разломов с фронтальным тектоническим врезом – глубоководным офиолитовым прогибом и интенсивным проявлением тектоно-магматических, метаморфических и рудогенных процессов. Нашими исследованиями было показано, что "зона сочленения" имеет сложную внутреннюю структуру и характеризуется повышенной проницаемостью земной коры и интенсивным проявлением процессов адвекции. Здесь главную роль играет глыбовая складчатость, обусловленная дифференцированными движениями мобильных блоков. В составе Зангезурской зоны сочленения нами выделяются Шовный горст и Западный грабен. Шовный горст (полоса рубцевания) ограничен с востока Хуступ-Гиратахским, а с запада – Ахсакальским разломами северо-западного простирания при юго-западном падении (рис.1.). Горст сложен интенсивно дислоцированными и метаморфизованными додевонскими, средне-верхнепалеозойскими и меловыми отложениями. Особый интерес представляют верхнемеловые олистостромовые образования по типу сваранцской и татевской свит Капанской зоны. Здесь эти образования узкой полосой вытянуты вдоль Хуступ-Гиратахского разлома, мощностью 250-300 м, содержат крупные обломки неокома и апта-раннего турона [13] и лежат на фаунистически датированных черных песчаниках, алевролитах и аргиллитах верхнего турона. Возраст свиты определяется условно в интервале сантон-кампан, но не исключается ее более молодой возраст по аналогии с Капанской зоной [4]. Допускается, что зона Зангезурского разлома (Шовная зона по нашей схеме) представляет офиолитовую сутуру на месте бывшего глубоководного прогиба по модели ограниченного рифтогенеза континентальной коры с разрывом ее сплошности в процессе мантийного диапиризма с интенсивным проявлением базальтового вулканизма и кремненакопления [5]. Это не противоречит нашей модели и еще раз подтверждает глубинный характер процессов, происходивших в полосе рубцевания при сочленении двух разновозрастных геотектонических блоков. Западный грабен сложен меловыми и эоценовыми отложениями и ограничен Дебакли-Айригетским и Ахсакальским разломами встречного падения. Отложения нижнего эоцена представлены сильно эпидотизированными порфиритами основного состава, их туфами, туффитами и туфобрекчиями, мощностью до 1000 м. Меловые отложения представлены вулканогенно-осадочными образованиями андезито-дацитового состава верхнего апта. Через середину западного грабена проходит зона Гярдского сбросо-сдвигового нарушения меридионального простирания с восточным крутым падением, сочленяющаяся кулисообразно с Айригетским разломом. Гярдский разлом делит Западный грабен на две части: Каджаранский грабен на востоке и Зангезурское горстовое поднятие на западе [3]. Выделенные горсты и грабены расколоты крутопа-

дающими субширотными разломами на мелкие блоки, характеризующиеся различной интенсивностью и контрастностью новейших и современных тектонических движений. Специальные расчеты показали, что относительное перемещение выделенных блоков достигает от нескольких сотен метров до 1 км. Наземные и дистанционные геофизические исследования подтвердили мелкоблочно-клатвиатурное строение Зангезурской зоны. Структурно-генетические принципиальные отличия различных геотектонических блоков Зангезурского сегмента отражаются также в строении земной коры и верхней мантии. В пределах Капанской консолидированной зоны отчетливо выделяется поверхность доюрского основания на глубинах 5-5,5 км с резким блоковым выступом на участке Халадж-Кагнут и с общим плавным ступенчатым погружением на восток — к Куринской впадине до 7,0 и более км. В целом земная кора Капанской зоны имеет относительно однородное (массивное) строение и лишь фрагментарно выделяются границы B_1 на глубине 18-19 км и B_2 на глубине 23-24 км при общей мощности 45-46 км. В пределах активной Зангезурской зоны поверхность фундамента имеет резко дифференцированный вид в соответствии с клатвиатурной структурой ее строения при фиксированной глубине от 0,5 до 3,5-4,0 км. Четко выражена многослойность (расслоенность) земной коры с отчетливой фиксацией границ обмена сейсмических волн F, M, G (11 км), B_1 (18-19 км), B_2 (27-28 км), B_3 (38 км) [5,10]. Общая мощность коры здесь достигает 52-54 км, причем за счет "промежуточного" габбро-диабазового слоя на глубине 30-37 км. Формирование габбро-диабазового слоя, возможно, связано с процессом разуплотнения земной коры и поэтапным всплыванием глубинного Мегринского диапира вдоль мантийных краевых разломов в начале позднего мела. Устанавливаются различия также в строении верхней мантии. По данным глубинного магнитотеллурического зондирования, под Капанской зоной слой с повышенной электропроводностью устанавливается на глубинах 185, 260-450 и 800 км, тогда как под Зангезурской зоной проводящий слой находится на глубинах 45-80 и 80-100 км [2,9,14]. Меньшим глубинам залегания проводящего слоя соответствуют большие величины теплового потока, что и сказывается на тектоно-магматической и сейсмической активности региона.

В строении Зангезурского сегмента принципиальное значение имеют субмеридиональные и субширотные трансзональные линейные структуры, образующие глубинный геодинамический "каркас", в структурных узлах которого размещаются тектоно-магматические и рудогенные структуры, а также зоны повышенной сейсмической активности. Геолого-геофизическими и сейсмологическими данными наиболее отчетливо выделяются Воротанская, Джульфа-Гехи-Капанская и Орду-бад-Мегри-Цавская трансзональные поперечные структуры (рис.1.). В узлах пересечения Воротанской трансзональной структуры с субмеридиональными разломами Капанского блока и Зангезурской зоны отчетливо прослеживаются кольцевые структуры и вулканические аппараты позднеюрско-раннемелового, палеогенового (позднемелового-палеогенового) и миоплиоценового возрастов, свидетельствующие о глубинности и многоэтажности тектоно-магматических сооружений. Наиболее крупные из них — это Барцраванская (Капанская зона) и Айригетская (Зангезурская зона) с отчетливо выраженными интрузивными ядрами. Джульфа-Гехи-Капанская линейная поперечная структура — это сложная система кулисообразно расположенных разломов общей мощностью 10-12 км, контролирующая пространственное размещение эпицентров почти всех сильных исторических землетрясений Зангезура.

Осевой Охчинский разлом прослежен до глубины 45 км на участке Багарлу-Гиратах [10], а краевые разломы (Норашеник-Арцваникская или Кахнутская и Таштунская), фиксируемые зонами высоких градиентов магнитного и гравитационного полей, прослеживаются на десятки км. Вдоль этой полосы располагаются многочисленные локальные сводо-глыбовые и куполовидные горстовые неотектонические, а также разновозрастные мезокайнозойские кольцообразные тектоно-магматические структуры и вулканические аппараты. Трансзональные субширотные структуры играют существенную роль в деле размещения эндогенного оруденения и зон повышенной сейсмоактивности.

Вышеизложенные геолого-геофизические и сейсмологические данные о строении земной коры и верхней мантии, долгоживущих многоэтажных тектоно-магматических постройках и сквозных трансзональных линейных структурах Зангезурского сегмента вкупе с материалами по истории геотектонического развития западного краевого обрамления Капанского блока в позднеальпийское время дают основание, во-первых, воздержаться от идеи А.А.Габриеляна о крупных горизонтальных перемещениях Капанского тектонического блока на запад в поздней юре-раннем мелу и, во-вторых, считать малообоснованным представление А.Т.Асланяна о мобильном Капанском блоке на разных уровнях и "жестком упоре" Мегринского блока в позднем мезозое [6,8].

В пределах Зангезурской зоны известны крупные месторождения медно-молибденовой формации. Они располагаются вдоль зоны Дебакли-Айригетского глубинного разлома и локализируются в пределах Мегринского, Каджаранского и Дастакертского рудных узлов (полей). Особенно перспективны структурные перекрестки в пределах интрузивных массивов Мегринского плутона. С этих позиций заслуживают внимания узлы пересечения Джульфа-Гехи-Капанской зоны с субмеридиональными разломами. На пересечении с зоной Ахсакальского разлома располагается Лернадзорский узел, перспективный на оруденение меди и полиметаллов с золотом. Вся полоса Шовной зоны перспективна на золотополиметаллическое оруденение с совмещением медно-молибденового оруденения вдоль Джульфа-Гехи-Капанской субширотной полосы (рис.1.). Наиболее перспективными в отношении золотоносности и медно-молибденовых руд следует считать Мегринский рудный узел, где разведаны Личквас-Тейское и Тертерасарское золотополиметаллические, Личкское медное (с молибденом), Айгедзорское медно-молибденовое (с участками) и эксплуатируемое Агарацское медно-молибденовое месторождения. В свете геолого-структурной модели Капанской зоны мы выделяем несколько перспективных площадей – рудных узлов на оруденение цветных металлов. Из них наиболее перспективные – Барцраван-Шурнухский и Большого Капана, а в меньшей степени – Малдашский, Хуступ-Чимянский и Цавско-Шикахохский. Зона Хуступ-Чимян-Чирчирского разлома в целом, как и Шовная зона, перспективна на золотополиметаллическое оруденение с совмещением медно-молибденового на пересечении с Ордубад-Мегри-Шикахохской (Хуступ-Чимянский узел) и Воротанской (Малдашский узел) субширотными трансзональными структурами. Группа месторождений Большого Капана приурочена к среднеюрскому тектоно-магматическому комплексу и образует на металлогенических картах единую мощную рудогенную структуру, разграниченную продольно-осевым Тандзавер-Халаджским и Гехануш-Чакатенским разломами, и пологопадающую на северо-восток, согласно ундуляции Джульфа-Гехи-Капанской полосы. Барцраван-Шурнухская группа проявлений приурочена к позднеюрско-раннемеловому тектоно-магматическому комплексу и оконтуривается в виде брахили-

нейной симметричной структуры. Поздний мел-палеогеновые рудоносные узлы, приуроченные к Хуступ-Чимян-Чирчирскому разлому, имеют кольцеобразные (Малдашский узел) и продолговатые (Хуступ-Чимянский узел) контуры. Эти принципиально различные морфологические особенности рудогенных структур Капанской зоны имеют генетическую природу и должны предопределить дальнейшее направление поисково-разведочных работ. Все вышесказанное дает основание говорить о единых закономерностях размещения эндогенного оруденения медных, медно-молибденовых и золотополиметаллических месторождений.

**ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ԶԱՆԳԵԶՈՒՐԻ ՍԵՓՄԵՆՏԻ
ԵՐԿՐԱՔԱՆԱ-ԿԱՌՈՒՅՎԱԾՔԱՅԻՆ ԱՌԱՆՋՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ
ԵՎ ՀԱՆՔԱՎԵՐԱՀԱՍՏԱՆԻ ԿԱՌՈՒՅՑՆԵՐԸ**

Պ. Գ. Ալոյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Կապանի գոտին - դա պարզ արտահայտված մանրրվոկային կառուցվածքի երկայնակի առանցք ունեցող վաղ ալպիական հասակի միակառույց գեոտեկտոնական բլոկ է. հիմնադրված Հայ-Իրանական պալեոգոյան սուբպլատֆորմայի կողքերին և ընդգրկված Եվրագիական մայրցամաքային բլոկի ծայրերին տեղադրված յուրայի հասակի կոլիտաձև շարանված իջվածքների համակարգում: Կապանի բլոկ-անտիկլինորիումի համակցումը մայր մեգազոնային իրականացվել է Զանգեզուրյան ակտիվ գոտու միջոցով, որն արտահայտված է եզրային խորքային խզումների համակարգով և ճակատային տեկտոնական խորքաբացվածքով՝ ի դեմս խործովային օֆիոլիտային տրոգի: Միջօրեական և լայնակի տրանսզոնալ գծային կառույցներն առաջացնում են խորքային գեոտեկտոնական «կարկաս», որի կառուցվածքային հանգույցներում տեղադրված են տեկտոնա-մագմատիկ և հանքատար ստրուկտուրաներ, ինչպես նաև սեյսմոակտիվ տարածքներ:

**GEOLOGICAL-STRUCTURAL PECULIARITIES AND ORE-CONTROLLING
STRUCTURES OF THE ZANGHEZOUR SEGMENT
OF THE LESSER CAUCASUS**

P. G. Aloyan

A b s t r a c t

The Kapan zone is a mono-structural geotectonic block of Early Alpine consolidation anticlinal structure with clearly expressed longitudinal block-structured zone laying on the laminar block of the Armenian-Iranian Paleozoic sub-platform within the uniform system of echeloned link-type Jurassic depressions of the Eurasian block frontal edge. The Kapan block-anticlinorium joins the mother mega-zone on the Zanghezour active zone formed by a system of deep faults with frontal tectonic cut in the form of deep-water ophiolitic trough. Sub-meridian and sub-latitudinal trans-zonal linear structures form a deep geodynamic "frame." Tectono-magmatic and orogenic structures, as well as higher seismic activity zones are placed in the nodes of this frame.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян В.Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Ереван: Изд.АН Арм.ССР, 1962. 254с.
2. Акопян Ц.Г., Андропова Л.Н., Ахвердян Л.А. О результатах применения глубинного магнито-теллурического зондирования в районах Армении. Изв. АН

- Арм.ССР, Науки о Земле, 1974, №4, с.68-75.
3. Алоян П.Г. Геотектонические условия и механизм возникновения Зангезурских землетрясений 1968г. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1970, №6, с.54-64.
 4. Алоян П.Г. Геология горно-рудных районов и формационно-технологические основы повышения эффективности освоения месторождений цветных и благородных металлов Армении: Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. докт. геол.-мин. наук. Ереван: ИГН НАН РА, 1999. 50с.
 5. Асланян А. Т., Сатян М.А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1977, №4-5, с.13-26.
 6. Асланян А.Т., Баграмян А.Х., Осипова И.Б., Сатян М.А. О Зангезурском глубинном разломе Малого Кавказа. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1981, №5, с.12-20.
 7. Ачикгезян С.О., Зограбян С.А., Мирзоян Г.Г., Саркисян Р.А. Петрохимические особенности мезо-кайнозойских магматических комплексов Кафанского рудного района и некоторые вопросы их рудоносности. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1983, №2, с.3-18.
 8. Габриелян А.А. О геотектоническом режиме Сомхето-Карабахской зоны и Кафанского сегмента в киммерийском этапе. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1980, №2, с. 13-24.
 9. Григорян Д.С., Шахназарян А.Д. Некоторые результаты магнито-теллурических исследований в Армении. В кн.: Геофизические поля и строение земной коры Закавказья. М.: Наука, 1985, с.81-88.
 10. Егоркина Г.В., Гаретовская И.В., Соколова И.А. и др. Возможности использования сейсмических станций "Земля" при изучении сейсмоопасных зон на примере Армении. В кн.: Геофизические поля и сейсмичность. М.: Наука, 1975, с.63-69.
 11. Ренгартен В.П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. В кн.: Региональная стратиграфия СССР. М.: Изд.АН СССР, 1959, т.6. 537с.
 12. Саркисян Р.А., Ачикгезян С. О., Зограбян С.А., Мирзоян Г. Г. Новые данные о структуре Кафанского рудного района. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1983, №5, с.28-40.
 13. Сатян М.А., Таян Р.Н., Степанян Ж.О., Папоян А.С. Верхнемеловая обломочная толща Мегринского антиклинория и палеогеологические реконструкции. Изв.НАН РА, Науки о Земле, 1993, №1, с.22-32.
 14. Чернявский Г.А., Яникян В.О., Мириджанян Р.Т. Некоторые результаты глубинных магнито-теллурических зондирований на территории Армянской ССР. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, №6, с.43-50.

"ОБЩЕКАВКАЗСКОЕ" И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ НАПРАВЛЕНИЯ В СТРУКТУРЕ "КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА". ИХ СУЩНОСТЬ И ВЗАИМООТНОШЕНИЯ

© 2000 г. Л.С.Меликян

*Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 16.09.99.*

Армянское нагорье – узел между Анатолией, Кавказом и Ираном. В геолого-структурном отношении оно не является частью "Кавказского сегмента". В пределах отмеченных регионов кавказским структурным элементом является "общекавказское направление". Большинство геологов считают это направление северо-запад-юго-восточным, что не вполне соответствует действительности. Правильнее расчленить его на две составляющие: ЗСЗ – близширотный (кавказский) и СЗ – диагональный. Они – системы общепланетарной регматической сети. Их выделение позволит уточнить ход геологического развития центральной части Альпийско-Гималайского пояса.

Изучение Альпийско-Гималайского (Евразийского) оротектонического пояса – одного из крупных и сложных геолого-структурных сооружений Земли – всегда было источником анализа теоретических и прикладных вопросов геологии. Рассматриваемый в данной работе вопрос имеет такое же существенное значение. Он разработан по результатам исследований ряда районов Республики Армения (учтены и данные по прилегающим территориям восточной половины Армянского нагорья).

1. Малый Кавказ и "Кавказский сегмент"

Междуречье Куры и Аракса, известное в настоящее время как Малый Кавказ, Закавказье или Южный Кавказ (Г.Абих, 1899), многими исследователями (В.Е.Хаин, В.В.Белоусов, К.Н.Паффенгольц, Е.Е.Милановский и др.) рассматривается в составе Кавказского региона – "Кавказского сегмента" (рис.1) [13]. Исходя из этого, его геолого-тектонический и структурный план рассматривается как часть плана отмеченного сегмента. Такой подход частично искажает трактовку структуры и геодинамики центральной части Евразийского пояса.

В действительности междуречье Куры и Аракса по геоморфологическим [9] и геологическим особенностям [4, 1, 5 и др.] является восточной половиной Армянского нагорья, расположенного между Анатолийским, Иранским и собственно Кавказским мегарегионами [8].

Еще в прошлом столетии некоторые геологи, исходя из особенностей междуречья Куры и Аракса, отмечали его несоответствие Кавказскому сегменту. Так, Э.Зюсь в своей схеме альпийского орогена (1893-1909) представил Малый Кавказ как "Антикавказ". Л.А.Варданянц, разделяя эту идею, считал правильным включение в его пределы территории Крыма и Ирана [4]. В дальнейшем грузинские и армянские геологи (И.Р.Кахадзе, П.Д.Гамкрелидзе, А.Т.Асланян, А.А.Габриелян и др.) под понятием "Антикавказ" подразумевали Рионо-Куринскую депрессию, Аджаро-Триалетскую, Сомхето-Капанскую и другие оротектонические зоны до р.Аракс. Разделяя мнение перечисленных исследователей, мы также считаем, что М.Кавказ в целом входит в состав Ар-

мянского нагорья, занимающего пространство от водораздельной области рр.Тигра, Евфрата, Чороха, Куры и Аракса на западе до устья р.Аракс на востоке. Эта территория включает северную окраину Иранской субплатформы [2] и южную окраину Рионо-Курийской глыбы [1,7,15], которые являются краевыми поднятиями Гондваны [2].



Рис 1. Схема тектонического районирования Альпийского пояса [13]

Приведенная общая позиция определяет территорию Армянского нагорья как узел, связывающий Анатолию и Иран, Кавказ и Переднюю Азию. Этот узел обусловил сложное переплетение геологических, геоморфологических, кинематических и сеймотектонических особенностей М.Кавказа. Вместе с этим, в его пределах отражен и ряд геолого-тектонических особенностей, характерных для Русской и Аравийской платформ (см. ниже).

Включение М.Кавказа в "Кавказский сегмент" обусловлено историко-географическими факторами, а также историко-тектоническим методом исследований (В.П.Ренгартен и др.). Данный метод не объединил в должной мере структурные и геодинамические факторы с формационным анализом. В некоторой степени такое объединение осуществлено в ряде работ последних лет, посвященных М.Кавказу [1,5,10,11,12]. Такой подход позволил рассмотреть конкретные вопросы структурно-тектонического развития данного региона (в частности, взаимоотношения структур кавказского и северо-западного направлений).

2. Общекавказское и северо-западное направления.

Их тектоно-структурная сущность

При изучении сквозных структур на территории Армении и геолого-структурных особенностей Спитакского сеймотектонического узла [11, 12] возникла необходимость выяснить достоверность и сущность общекавказского направления. Очевидно, что это структурный план. Однако, большинством исследователей пределы этого плана даны нечетко, целиком охватывая западные и северо-западные румбы, без какой-либо градации. В противоположность этому, в работах Ф.Освальда, Л.А.Варданянца, В.Е.Хаина, В.В.Белоусова, Е.Е.Милановского, П.Д.Гамкрелидзе и др. подчеркивается близширотный, местами и широтный структурный план Кавказа, характерный не только для альпийской эпохи, но, частично, и для более древних.

Согласно многим исследователям, а также и по нашим многолет-

ним наблюдениям, градацию структурных элементов по азимуту простирания можно представить в следующих пределах (табл.1).

Таблица 1*

Системы структур регматической сети (по азимуту простирания)

Название системы	Пределы азимута простирания (в градусах)		
	диапазон	осевое направление	румбы
Широтное	260-280 80-100	270 (90)	Западные и восточные
Близширотное	280-300 100-120	290 (110)	
Северо-западное	300-330 120-150	315 (135)	Северо-западные и юго-восточные
Близмеридиональное	330-350 150-170	340 (160)	Северные и южные
Меридиональное (долготное)	350-10 170-190	360 (180)	
В остальных румбах градация в аналогичных пределах			

Исходя из данных табл.1, близширотное направление четко отличается от северо-западного по азимуту простирания. Их осевое среднее значение соответственно определяется цифрами $290^{\circ}(110^{\circ})$ и $315^{\circ}(135^{\circ})$.

В геологической литературе по Кавказу и М.Кавказу обычно четко выделены широтное и меридиональное структурные направления. Промежуточные же направления с запад-северо-западной ориентировкой представлены как общекавказское или северо-западное или же отмечаются совместно как единая группа ("общекавказская – северо-западная"). При таком подходе понятие северо-западное направление становится синонимом общекавказского или же наоборот. В этом отношении весьма характерной является формулировка К.Н.Паффенгольца [15]: "В тектоническом отношении Кавказ представляет сложную систему разновозрастных складок в общем северо-западного (общекавказского) простирания..." (с.78), или же – "Преобладающая часть складок Кавказа являются линейными, вытянутыми в кавказском направлении с северо-запада на юго-восток" (с.80).

Как правило, в геотектонике орогенный структурный план отличается своим четким проявлением, что является основой его выделения. Структурные системы отличаются друг от друга не только своей ориентировкой, но и сущностью, особенностями геологического развития. Если в северной половине центральной части Альпийско-Гималайского пояса (в собственно кавказской области) преобладает близширотное – ЗСЗ (общекавказское) направление, то южнее, начиная с юго-западной периферии Рионо-Куринской (Грузинской) глыбы до Таврских гор включительно, главным является широтное направление ("анатолийское"). Указанные направления одновременно отражают и особенности ориентировки соответствующих границ пояса. В отличие от этого, на территории Республики Армения и большей части Армянского нагорья происходит переплетение указанных направлений. Наряду с этим, здесь широко проявлены и другие системы, в част-

* Таблица 1 составлена по данным В.В.Белоусова, А.В.Пейве, В.Е.Хаина, С.С.Шульца, Л.С.Меликяна и др.

ности, северо-западная. Однако если это направление не общекавказское и не анатолийское, что же оно представляет собой по существу и какова его взаимосвязь с внутренним строением орогенного пояса? Исходя из общих пределов азимута простираения данной системы ($300-330^\circ$) и ориентировки ее осевого направления 315° , становится ясным, что она является частью структурного плана регматической диагональной сети общепланетарной трещиноватости [3,16 и др.].

Закономерности проявления общепланетарной регматической трещиноватости земной коры (от мелких трещин до систем общепланетарного масштаба) рассмотрены многими геологами (Н.С.Шатский, Г.Д.Ажгирей, К.Н.Каттерфельд, Г.В.Чарушин, П.Н.Кропоткин, В.С.Буртман, А.И.Суворов, А.В.Чекунов, В.Е.Хаин, А.Е.Михайлов, Н.А.Беляевский, А.К.Соколовский, С.С.Шульц, В.П.Мирошниченко и др.).

По азимуту простираения в регматической сети выделяется несколько взаимоперпендикулярных систем (табл.1): ортогональная (меридиональная и широтная), диагональная (северо-западная и северо-восточная) и промежуточная (субширотная и субмеридиональная). Как следует из вышеизложенного, в так называемом Кавказском регионе объединены системы структур широкого спектра. Это было бы в некоторой степени допустимо относительно широтного и близширотного направлений, так как они близки по своему структурному плану, отражая пределы общей ориентировки Альпийско-Гималайского пояса. Однако объединение близширотного и диагонального направлений недопустимо ввиду их резкой разнородности как в геологическом, так и в геометрическом отношении. В результате такого объединения искажается широтно-близширотная ориентировка всего пояса [14], а также самостоятельность СЗ направления, как диагональной системы общепланетарной регматической сети. В соответствии с этим искажается и четкость выделения закономерностей геологических процессов (особенно тектоно-структурных, геодинамических, кинематических).

В результате проведенных нами исследований удалось восстановить самостоятельность диагональной (СЗ-ЮВ) системы в центральной части Альпийско-Гималайского орогенного пояса.

В строении Большого и Малого Кавказа вторая диагональная система регматической сети с азимутом простираения $30-60 - 210-240^\circ$ ($45-225^\circ$ ориентировки осевого направления) была выделена всеми исследователями как самостоятельная и известна под названием "антикавказская". Была выделена также система структур ортогональной, в частности, меридиональной ориентировки ("транскавказская"). В противоположность этому северо-западная (диагональная) система как таковая была затушевана ("утеряна").

3. Проявление и геологическое значение структур северо-западного простираения

Рассматриваемые структуры широко развиты в земной коре и имеют существенное значение. Их роль велика не только как отдельных единиц, но и в формировании структурно-геологического облика целых регионов.

Одним из ярких примеров структур северо-западной ориентировки в Армении является граница между мио- и эвгеосинклинальной областями [1,2,5]. Она существовала с среднего палеозоя и действовала до неотектонического этапа включительно. За весь фанерозой эта граница существовала с азимутом простираения $310-315^\circ$ (идеальная характеристика для диагональной системы). Всеми исследователями данная структура считается глубинной. В современном срезе она

расчленяет среднепалеозойские и кайнозойские бассейны литогенеза. Параллельно ей к северо-востоку выделен Севано-Зангезурский разлом [6]. Его ширина 5-10 км, а длина — 360 км в пределах М.Кавказа (от Базумского хребта на СЗ до р.Аракс на ЮВ). Этот разлом также глубинный и разграничивает две главные структурно-формационные зоны М.Кавказа: Сомхето-Капанскую на северо-востоке и Армянскую складчатую зону на юго-западе. В дальнейшем эта структура была названа Базумо-Севанской зоной разломов глубокого заложения [5]. Авторы приведенной работы эту зону считают одной из крупных, сложных зон разрывных нарушений мегантиклинория Малого Кавказа, отождествляя ее с Севано-Акеринской зоной*.

Центральная часть Малого Кавказа в пределах Республики Армения отличается сложным структурным планом (разноориентированным). На этом фоне вырисовывается общая северо-западная направленность, в сочетании с широтным и близширотным (кавказским) направлениями. В структурном отношении эта полоса является продолжением Иранского региона, в пределах которого структуры северо-западного простирания имеют наиболее четкое и широкое развитие по сравнению с другими регионами центральной части Альпийско-Гималайского пояса. В структурном плане они здесь главенствуют, начиная с юго-западных окраин хребта Эльбурс, достигая Месопотамию и Персидский залив включительно. В этой обширной полосе весьма характерными являются Керхудская и Загросская зоны [17].

Северо-западное структурное направление Передней Азии было известно как "Иранское" (Ф.Освальд, 1916), однако со временем в силу воздействия кавказской геологической школы оно уступило свои позиции "общекавказскому" направлению, объединившему собственно кавказское и иранское направления.

В пределах Грузии к северо-западной системе можно отнести Сванетскую зону, хотя она имеет сложное внутреннее строение, однако по общей ориентировке соответствует данной системе.

В центральной части Альпийско-Гималайского пояса структуры северо-западной (диагональной) ориентировки проявили свою активность не менее интенсивно и на неотектонической стадии. Эта активность проявилась как на Малом Кавказе, так и в Иране и Анатолии (орогидрографическая сеть, землетрясения, в том числе и катастрофические). В указанных регионах большинство сейсмоактивных узлов (современных и палео) приурочены к северо-западным структурам, либо к их пересечениям со структурами других направлений [12].

Как мы убедились в процессе исследований, структуры северо-западной ориентировки Армении являются составной частью общей системы, охватывающей Евразийский и Африкано-Аравийский континенты. Она не обусловлена Средиземноморским или Альпийско-Гималайским поясом. География данной системы, возрастной интервал, характер проявления и геологическая сущность подтверждают ее самостоятельность и принадлежность к общепланетарной регматической сети.

По В.Е.Хайну, одним из важнейших направлений линеаментов и суперлинеаментов на нашей планете является именно северо-запад — юго-восточное (диагональное) направление. В их числе он отмечает Апеннины, Динарские горы ("Адриатический линеамент" по Г.Штилле), Восточные Карпаты, юго-западный край Восточно-Евро-

* У автора данной статьи несколько иное представление относительно "Севано-Зангезурской зоны разлома".

пейской платформы, известный как один из весьма характерных структур планетарного масштаба (Тейссеира-Тронквиста или Польско-Дагская). Продолжением этого суперлинеамента на юго-восток он считает полосу через Черное море и Анталию в Месопотамию и Персидский залив ("Скандинаво-Балтийско-Польско-Иранский" по Г.Штилле).

По В.Г.Петрову, в центральных областях Восточно-Европейской платформы преобладала сеть разломов северо-западной и северо-восточной ориентации, обусловивших здесь формирование грабенов с рифея. В венд-палеозойское время на их базе развивались синеклизы и авлакогены. В их числе наиболее характерными, по Н.Г.Шатскому, В.Е.Хаину и другим, считается Днепровско-Донецкий авлакоген и параллельные ему структуры (Свентокминские горы, Львовский, Припятский и др. прогибы) с весьма специфичной геологией, магматизмом и полезными ископаемыми.

При Альпийском орогенезе на Аравийской платформе был заложен Красноморский рифт – одна из характерных структур северо-западной системы (Е.Н.Исаев, А.В.Разваляев и др.). Он является юго-восточным продолжением вышеотмеченных линеаментов адриатической группы. Этот рифт отличается присутствием океанической коры.

А.К.Соколовский, рассматривая важнейшие зоны разломов Центральной Европы (МГК, XXVIII сессия), также подчеркивает их принадлежность к общепланетарной регматической сети. Среди них этот исследователь особенно выделяет структуры северо-западного простирания, параллельные Тейссеира-Тронквистскому линеаменту. Он выделяет их в группу "германской" ориентировки. Эта группа – наиболее ярко проявленная и многочисленная в регионе система разломов и определяет его современный тектонический облик, хотя возраст заложения докембрийский. Наиболее ярким из них является Эльбинский линеамент и Нейдек-Криминчаусская зона. По геофизическим наблюдениям, некоторые швы этого линеамента активны и на современном этапе, проявляясь как сдвиги и сейсмоактивные узлы.

Анализируя разломы, изображенные на тектонической карте Евразии (м-б 1:5000000, М., 1966), А.В.Пейве пришел к выводу, что "главное значение имеют системы диагональных северо-западных и северо-восточных разломов, которыми, в сущности, и определяется структурный план Евразии. Альпийские (СЗ 300-330°) и Саянские (СВ 30-60°) простирания буквально пронизывают всю структуру континента".

Вышеизложенное подтверждает большую роль северо-западного (диагонального) направления – системы регматической сети в формировании тектоно-структурных особенностей как территории Армении и Малого Кавказа, так и прилегающих орогенных и платформенных областей. Самостоятельность этой системы очевидна. Ее отделение от кавказского направления является необходимостью. Это позволит правильно и последовательно восстановить ход развития литосферы и становления земной коры в рассмотренных нами регионах. Данному процессу в равной мере поможет и выявление закономерностей проявления кавказского направления, также принадлежащего к регматической сети.

Работа выполнена в рамках темы 96-114, финансируемой из государственного бюджета Республики Армения.

**«ԸՆԴՀԱՆՈՒՐ ԿՈՎԿԱՍՅԱՆ» ԵՎ ՀՅՈՒՄԻՍ-ԱՐԵՎՄՏՅԱՆ
ՈՒՂՂՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ԿՈՎԿԱՍՅԱՆ ՏԱՐԱԾՔԻ ԿԱՌՈՒՅՎԱԾՔՈՒՄ:
ՆՐԱՆՑ ԷՈՒԹՅՈՒՆԸ ԵՎ ՓՈԽՀԱՐԱՔԵՐՈՒԹՅՈՒՆԸ**

Լ.Ս. Մելիքյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայաստանի Հանրապետության տարածքը, Փոքր Կովկասի հետ հանդիսանում է Հայկական լեռնաշխարհի (և ոչ Կովկասի) երկրաբանական-կառուցվածքային հանգույցի մասը: Այդ հանգույցը միավորում է Ալպ-Հիմալայան ծալքավոր գոտու կենտրոնական մասի մեգաոեգիոնները՝ Անատոլիան, Կովկասը, Իրանը: Այստեղ զուգակցվում են զանազան ուղղվածության կառուցվածքային հատակագծեր, որոնցից մեկը «ընդհանուր կովկասյանն» է: Հետազոտողների մեծ մասի կողմից այն համարվում է որպես Հյուսիս-արևմտյան ուղղությու, առանց որևէ ստորաբաժանման: Սա աղավաղում է Ալպ-Հիմալայան ծալքավոր գոտու կենտրոնական մասի տեկտոնիկայի, երկրադինամիկայի հարցերը: Ելնելով երկրակեղևի մասնատման, համաերկրագնդային ճեղքավորման օրինաչափություններից «ընդհանուր կովկասյան» հատակագիծը պետք է տարաբաժանել երկու բաղադրիչների՝ արևմուտք-Հյուսիս-արևմտյան՝ կովկասյան և Հյուսիս-արևմտյան՝ անկյունագծային: Այս երկու ուղղություններն էլ պատկանում են ռեգմատիկ ցանցին: Նրանց տարանջատումը հնարավորություն կտա նշված ծալքավոր գոտում հաջորդական կապի մեջ և համեմատաբար ճշգրիտ կերպով վերականգնել երկրաբանական զարգացման ընթացքը, լուծել դրա հետ կապված բազմաթիվ կարևոր խնդիրներ:

THE "ALL-CAUCASIAN" AND NW DIRECTIONS IN THE "CAUCASIAN REGION" STRUCTURE: THEIR ESSENCE AND RELATIONSHIP

L. S. Melikyan

A b s t r a c t

The Armenian Upland is a node between Anatolia, Turkey, Caucasus and Iran. By geology and structure, it is not a part of the Caucasian segment. Within the mentioned regions, the "all-Caucasian direction" forms the Caucasian structural element. Most of geologists consider this direction to be NW-SE, but this does not represent the facts completely. It is deemed more appropriate to split it into the two constituents: W-NW near latitudinal (the Caucasian) and NW diagonal directions. They are systems of planetary regmatic net. Identification of these constituents will allow more precise understanding of geological evolution in the Central part of the Alpine-Himalayan belt.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А.Т. 1984. История тектонического развития Тавро-Кавказской области. Ереван: Изд. АН АрмССР, 160с.
2. Белов А.А. 1981. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, Тр. ГИН АН СССР, вып.347, 212с.
3. Белоусов В.В. 1977. Об упорядоченности в расположении зон диастрофизма на материках. — Геотектоника, N5, с.44-55.
4. Варданянц Л.А. 1947. Структурная карта Кавказа М 1:1000000 (методика составления и некоторые выводы). Ереван: Изв. АН АрмССР, естеств.науки, N8, с.3-17.
5. Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. 1981. Сейсмоструктоника Армянской ССР. Ереван: Изд. ЕГУ, 270с.

6. Габриелян А.А. 1956. Севано-Зангезурский глубинный разлом и его геологическое значение. — ДАН СССР, т.106, N3, с.511-513.
7. Гамкрелидзе П.Д. Геология СССР, т.Х, 1964. Грузинская ССР, ч.1. Геологическое описание. Тектоника. М.: Недра, с 453-491.
8. Геология СССР, т.43, 1970. Армянская ССР, Геологическое описание. М.: Недра, 464с.
9. Зограбян Л.Н. 1979. Орография Армянского нагорья. Ереван: Изд. АН АрмССР, 119с.
10. Меликсетян Б.М., Архипов Б.К., Капралов Г.П., Мещерякова В.Б. 1975, 1976. Особенности тектоно-магматического развития и закономерности размещения магматизма и оруденения в южной части Малого Кавказа. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т.ХХVIII, N6, с.52-69 (сообщение 1). Т.ХХIX, N1, с.31-50 (сообщение 2).
11. Меликян Л.С. 1998. Литосферно-коровые неоднородности и Спитакский сейсмотектонический узел. В кн.: Научные труды конференции, посвященной 90-летию акад. А.Г.Назарова. Гюмри: Изд. НАН РА, с.371-375.
12. Меликян Л.С. 1999. Геолого-структурные особенности Спитакского сейсмотектонического узла. Изв. Строителей Армении (научно-техн.-произв. журнал), N4 (специальный выпуск), с.5-7.
13. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. 1973. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Изд. Недра, 279с.
14. Наливкин В.Д., Ронов А.Б., Хаин В.Е. 1964. Общие закономерности развития Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. В кн.: История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. М.: Недра, с.194-211.
15. Паффенгольц К.Н. 1970. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 434 с.
16. Шульц С.С. 1973. Планетарная трещиноватость (основные положения). В кн.: Планетарная трещиноватость. Л.: Изд. ЛГУ, с.5-37.
17. Clapp F.G. 1940. Geology of eastern Iran. Bull Geol.Soc. of Am. V.51, N1, p.1-102.

ПРИРОДА И СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-АНАТОЛИЙСКО-МАЛОКАВКАЗСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО УЗЛА

© 2000 г. Г. А. Туманян

ИГИС, Гарнийская геофизическая обсерватория НАН РА
375019 Ереван, пр Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 16.02.99.

Дугообразный тектонический узел северной части Армянского нагорья образовался в мезокайнозое в пределах Транскавказской зоны, в результате многостадийного движения тектонических блоков во встречном антикавказском (СВ и ЮЗ) направлении. По степени складчатости и сейсмоактивности отчетливо выделяется развивающийся на фрагменте океанической коры Западно-Базумско-Ширакский трехступенчато-горстообразно приподнятый шовный антиклинорий. В неоген-нижнечетвертичное время, в результате образования Меграшатского (Северо-Анатолийского) меланжа, происходило надвигание понтийских структур в ЮЮВ направлении. Эти процессы сопровождались изменением простирания структур от общекавказского в Малокавказской зоне до антикавказского в Понтийской, а также перекрытием и выклиниванием мегантиклинория Малого Кавказа.

Основными структурными единицами Армянского нагорья являются ограничивающие его с севера Малокавказская и Восточно-Понтийская, а с юга – Таврская складчатые зоны и расположенное между ними Центрально – Армянское складчато-глыбовое сооружение [15]. Через Хой-Мерендское (оз. Урмия) и Эрзрум-Эрзинджанское сближения складчатых зон оно переходит к аналогичным Иранской и Анатолийской структурам, слагая Центрально-Армянско-Анатолийскую и Иранскую микроплиту [5], или Анатолийско-Армяно-Иранский субконтинент [2]. Сильно тектонизированное Центрально-Армянское вулканическое нагорье по характеру складчатости, степени раздробленности и масштабу проявления орогенного вулканизма существенно отличается от соседних частей указанной микроплиты и, по-видимому, его следует выделять как самостоятельную структуру.

Структуры субширотного простирания краевых участков сближений складчатых зон Армянского нагорья переходят от ЗСЗ 285-300° и ВСВ 70-90° к общекавказским (310-340°) простираниям в Малокавказской и к антикавказским (40-60°) в Понтийской зоне. Они слагают Малокавказский (Северо-Армянский) тектонический узел, представленный Базум-Ширакской дугой и Сомхето-Меграшатским дугообразным тектоническим узлом. Переход между отмеченными разноориентированными структурами происходит через серию разломов Джавахетского хребта.

По мнению большинства исследователей [2, 5, 15, 18], Восточно-Понтийские и Малокавказские структуры, дугообразно изгибаясь и кулисообразно причленяясь, переходят друг в друга. Существует также мнение, что мегантиклинорий Малого Кавказа не имеет структурно-формационных аналогов в пределах внутренней Анатолии [2, 11]. Некоторые авторы, на основе космофотогеологических данных, выделяют Чорох-Триалети-Кировабад-Степанакертскую дугообразную структуру концентрации сдвиговых деформаций, в дуговой изгиб которой упирается мегантаклинорий Малого Кавказа, не имея продолжения на запад [11, рис.45].

Сейсмоактивность Спитак-Гюмрийской полосы объясняется при-

уроченностью к Базумской субширотной шовной зоне и участкам развития вулcano-тектонических структур, ограниченным поперечным разломом [6], а также наличием Западно-Базумского фрагмента океанической коры [13].

Материалы региональных профильных геолого-геофизических исследований [20,21], крупномасштабных геолого-съёмочных работ, геологического дешифрирования аэровысотных и космических фотоснимков и результаты исследований Спитак-Гюмрийской сейсмоактивной зоны [3] вместе с литературными данными дают основание рассмотреть те особенности строения, которые являются ключевыми и для решения сейсмотектонических задач дугообразного тектонического узла северной части Армянского нагорья, известного также как Северо-Армянская дуга [9].

Строение и взаимоотношение структур

Тектонический узел расположен в зоне развития антикавказских разломов Транскавказского (Арабат-Казбекского или Дзирульского выступов – оз. Ван [15]), а в пределах Армянского нагорья – Арабат-Локского [9,5,17] поперечного поднятия, ограниченного Джавахето-Немрутским (оз. Парвана – оз. Ван) и Арабат-Арагац-Лалварским линейными. Восточный из этих линейных на юге и севере представлен Арагацким и Алавердским тектоническими блоками, клинообразно направленными на СВ [20], а в средней части – серией разломов, прослеженных по полосе Спитак-Ванадзор-Базум-Пушкинский перевал (южный склон) – Опарци шириной 5-6 км (рис.1). По отмеченной полосе развития “скрытых” или фрагментарно выраженных антикавказских разломов ЮЗ-СВ простирания Базум-Ширакская близширотная дуговая шовная зона делится на Восточно-Базумский и Западно-Базумский блоки, отличающиеся по степени сжатия, складчатости, характеру магматизма и структурно-формационным комплексам.

Восточно-Базумская пологозалегающая антиклиналь горстообразно приподнята, сдвинута и надвинута на соседние структуры (рис.1). Она сложена среднеэоценовыми калийными и щелочно-калийными вулканическими и вулканогенно-осадочными образованиями и крупными дайкообразными гранитоидными массивами (Геджалинская интрузия) (1), приуроченными к осевой полосе этой структуры.

Западно-Базумский горст, имеющий, по нашим данным, трехступенчатое строение (рис.1), характеризуется очень интенсивной (падение 0-90°), иногда инверсионной, опрокинутой и в основном прерывистой складчатостью, развитием по четырем антиклинальным и синклинальным структурам, магматизмом основного и среднекислого состава, а в зонах максимального смятия – породами офиолитовой ассоциации, а также скучиванием и слиянием с продолжениями Кармракарской, Ширакской и Амасийской структурно-формационных зон.

Восточно- и Западно-Базумские структуры соответственно отличаются близкими к нулевым, реже положительными (0,5) и отчетливо выраженными положительными (2-4) высотными (4км) аэромагнитными значениями. По сейсмометрическим данным, уверенно (в пределах допустимого предела разброса) и неуверенно (с большими пределами разброса скорости сейсмических волн) выделяются верхние границы доальпийского метаморфического фундамента [8].

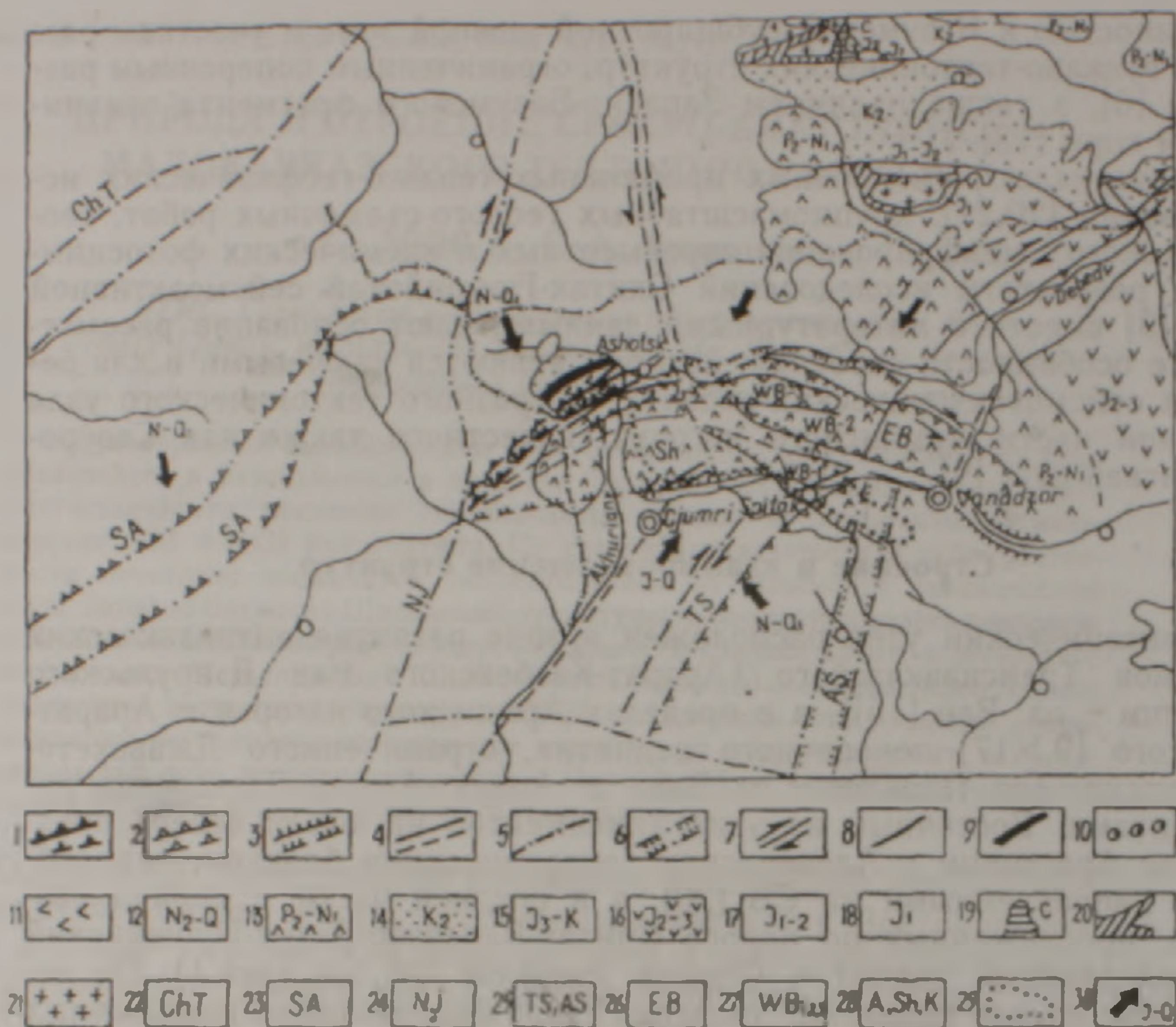


Рис. 1. Схема разломной тектоники Северо-Анатолийско-Малокавказского дугообразного тектонического узла и сопредельных структур. Усл. обозначения: 1. Пологие надвиги фронтальной части внешней оболочки Меграшатского (Ашоцкого) меланжа (прослеженные и предполагаемые). 2. Надвиги. 3. Вбросы. 4. Многостадийно развитые разломы сбросового, вбросового, надвигового и сдвигового характеров. 5. Линеаменты. 6. Зона разлома по гравиметрическим и аэромагнитным данным. 7. Сдвиги. 8. Зоны разломов, выраженные породами офиолитовой ассоциации. 9. Зоны развития серпентинизированных ультраосновных пород и габбро-перидотитовых массивов. 10. Зона внешней (фронтальной) оболочки Меграшатского меланжа. 11. Дацинты в зоне Меграшатского меланжа. 12. Неоген-четвертичный покровный вулканогенный, озерный и аллювиально-дельтавиальный комплекс. 13-19. Складчатые комплексы: эоцен-олигоцен-нижнемиоценовый (13), верхнемеловой (14), верхнеюрско-нижнемеловой (15), средне-верхнеюрский (16), нижне-среднеюрский (доверхнебайосский) [17], нижнеюрский (18), палеозойский (карбон) (19). 20. Гранитно-метаморфический комплекс верхнего протерозоя-нижнего палеозоя. 21. Гранитоиды палеозойские. 22-25. Линеаменты: Чорох-Триалетский (22), Северо-Анатолийский (23), Немрут-Джавахетский (24), Талин-Спитакский (25), Арарат-Спитакский (25). 26-27. Горсты, Восточно-Базумский и Западно-Базумский, первая, вторая и третья ступени. 28. Амасийская антиклиналь. Ширакский синклиниорий, Кармракарская антиклиналь. 29. Границы развития афтершоковой зоны землетрясения Спитак-88. 30. Основные направления и определенный промежуток времени движений тектонических блоков земной коры.

Приведенные геолого-геофизические данные, дающие суммарную характеристику, в которой преобладает влияние доальпийского основания, указывают, что Восточно-Базумский и Западно-Базумо-Ширакский тектонические блоки представлены зрелой континентальной (гранитно-метаморфической) и сильно тектонизированной океанической, возможно переходной корой. Эти блоки являются СВ выступом Центрально-Армянской континентальной микроплиты и останцем фрагмента

океанической коры [20].

Западно-Базумский трехступенчатый горст представлен тремя падающими навстречу парными, сложными взбросо-сдвиго-надвиговыми разломами общекавказского и близширотного простираний (рис.1). Средний, наиболее древний из них, представлен Арчут-Урасарским сдвиго-надвигом и Двал (Пушкинский перевал) – Арманиским сдвиго-взбросом, по которым сильно дислоцированная Ширакская флишеподобная свита низов среднего эоцена, слагающая осевую полосу антиклинория, на юге надвинута на базумскую олистостромовую и субконтинентальную вулканогенную свиту верхов среднего эоцена. На севере она взброшена на верхнеэоценовую (лорийскую) и олигоцен-нижнемиоценовую (дилижанскую) свиты. Верхняя ступень горста расположена внутри среднего, ближе к Двал-Арманискому взбросу и, развиваясь в мезозойских (юра, мел) отложениях, также представлена двумя встречными по падению надвигами. Лазгоро-Катнахпюрский и Чахчах-Урасарский надвиги на востоке у г.Базумтар соединяются, слагая участок погружения и выклинивания мезозойских отложений и офиолитов осевой полосы Базумского антиклинория, а на западе, расширяясь и надвигаясь на образования эоцена, соединяются с разломами средней ступени. Тем самым слагается участок воздымания осевой полосы антиклинория и выклинивания эоцена средней ступени горста. Чахчах-Урасарский разлом почти непрерывно сопровождается гипербазитами, глубоководными вулканогенными образованиями и ассоциирующимися с ними радиоляритами, кремнистыми сланцами и известняками [1,18], слагающими в зоне смятия парных разломов сильно сжатую антиклиналь размахом от 100-120 до 250-300 м. В ЮЗ части Арманинского рудного поля у с.Урасар (Куйбышев) на участке сближения Двал-Арманинского взброса и Лазгор-Катнахпюрского надвига средней и верхней ступеней Западно-Базумского горста, по данным буровой скважины №3 (профиль II) [20], известняки верхнего сенона горы Климово (интервал пересечения 27-75 м) по зоне разлома (75-118 м) надвинуты на среднеэоценовую толщу лавокластитов и лавобрекчий средне-основного состава (118-362 м). Последние взброшены (362-376 м) на гидротермально-измененную лорийскую свиту песчанников, туфопесчаников, риолитовых пепловых туфов верхнего эоцена (376-450 м).

Зона отмеченного Лазгор-Катнахпюрского надвига (75-118 м) сверху вниз представлена серпентинитовыми тектонокластами, серпентинизированными ультраосновными породами, тектоническими брекчиями с обломками хлорит-серпентин-амфиболовых сланцев и слабо метаморфизованных терригенно-карбонатных пород, тектонокластами с обломками вышеотмеченных двух разновидностей тектонических брекчий и неметаморфизованных известняков альба, а затем тектонокластами с обломками трех горизонтов тектонических брекчий и пород среднего и верхнего эоцена. Они, по-видимому, сверху вниз характеризуют предкелловейскую, нижнемеловую (доальбскую), даний-палеоэоценовую и ранненеогеновую стадии орогенных движений, завершающих среднеюрскую, верхнеюрскую, альб-верхнемеловую, эоцен-олигоцен-эоцено-осадконакопления, вулканизма и конседиментационного развития структур. Учитывая надвигание отложений основания среднего эоцена на образования верхнего эоцена, олигоцена и нижнего миоцена, а также надвигание отложений мезозоя и пород офиолитовой ассоциации на отмеченные образования и на ограничивающие их взбросы, можно выделить также неоген-нижнечетвертичный цикл развития средней и верхней ступеней Базумской шовной зоны. Нижняя

ступень Западно-Базумского горста, заложенная, по-видимому, после относительной консолидации вышеотмеченных двух в нижнечетвертичное время, была выделена профильными геолого-геофизическими исследованиями по линиям г.Спитак – р.Чичхан и сс.Гюлагарак – Новосельцово (по ущелью р. Дзорагет), в качестве разломов глубокого заложения, скрытых соответственно под палеогеновыми и неоген-нижнечетвертичными образованиями [20]. Землетрясение Спитак-88 сопровождалось выходом на поверхность Спитак-Чичханского взбросо-сдвига [7,9].

По простиранию Базумская палеогеновая и Сомхето-Карабахская мезозойская антиклинорные зоны от общекавказских (СЗ 310-320°) Восточно-Базумской и Алавердской структур по разломам транскавказской серии переходят к Западно-Базумской и Локской структурам субширотного простирания. При этом образования эоцена Лорийского синклинория СЗ 330-340° простирания с ЮВ на СЗ постепенно трансгрессивно перекрывают ЮЗ крыло, ЮЗ присводовую часть Алавердского антиклинория, ЮЗ часть Лалварского клинообразного тектонического блока. Затем вкрест простирания они полностью перекрывают западную часть Локского антиклинория и погружаются под неоген-четвертичный покровный вулканогенный комплекс Джавахетского хребта (рис.1).

Джавахетская серия разломов (рис.1), возникшая на границе структур субширотного (270-280°) и антикавказского (40-60°) простираний, на севере трассируется меридионально расположенными вулканами Джавахетского хребта и на юге служит восточной границей Гюмрийской котловины. В средней части на границе Базумской и Ширакской групп структур она выражена фрагментарно.

Западнее Джавахетской серии разломов, с юга на север выделяются разграниченные Овуни-Кармракар-Джаджурским и Мумухан-Красарским фрагментами межзональных разломов переходные дугообразные части Центрально-Армянской микроплиты и Севано-Ширакской шовной зоны Малого Кавказа, а также надвинутая на них Меграшатская меланжевая зона [21].

Севано-Ширакская синклинорная зона в своей центральной части (Ширакский хребет) представлена Капс-Цогамаргской и Кети-Торосгюхской синклиналями и Овуни-Лернанцской антиклиналью, сложенными флишеподобной свитой среднего эоцена. Краевые части синклинория представлены Кармракар-Джаджурской и Амасийской сложными антиклиналями, являющимися структурным продолжением Спитак-Чичханской антиклинали и верхней ступени Базумского горста. Отметим одновременно, что Ширакская группа структур соответствует средней ступени Западно-Базумского горста. Все структуры описываемого участка простираются в СВ 50-60° направлении, слагая западную часть Базум-Ширакской дуговой шовной зоны.

Кармракар-Джаджурская асимметричная приразломная антиклиналь представлена сильно сжатым и крутопадающим ЮВ и сравнительно подогоропадающим СЗ крыльями, сложенными соответственно отложениями нижнего-среднего эоцена и верхнего мела. В ядре антиклинали шириной около 400 м прослеживается зона развития пород офиолитовой ассоциации, с СЗ на ЮВ представленная серпентинизированными перидотитами, сланцеватыми амфиболитами, уралитизированными габбро и перидотитами, которые вместе с верхнемеловыми отложениями взброшены в ЮВ направлении на терригенно-туфогенный флиш нижнего-среднего эоцена. Последний по близвертикальному Кармракар-Джаджурскому разлому, выраженному зоной раздробленных и

измененных пород, а местами крупной диабазовой дайкой, также взброшен в ЮВ направлении на развивающуюся в краевой части Центрально-Армянской микроплиты, близвертикально залегающую туфоосадочную грубообломочную свиту верхнего миоцена – нижнего плиоцена Гюмрийской котловины [21]. Все описываемые структуры и образования у села Кармракар (Дарбанд) перекрыты раннечетвертными субгоризонтальными потоками андезитов и туфолав.

Амасийская сложная антиклиналь, являющаяся западным продолжением верхней ступени Западно-Базумского горста, сложена верхнеюрско-нижнемеловыми глубокоководными отложениями. Она приподнята и надвинута на соседние структуры, ограничиваясь встречными по падению разломами, которые сопровождаются зонами серпентинизированных ультраосновных пород, разнообразных тектонокластов – спилитов, метасоматитов и измененных известняков [21]. Эта структура, расположенная непосредственно на фронтальной части Меграшатского меланжа, надвинута в ЮВ направлении и опрокинута [21].

Отмеченные Кармракарская, Ширакская и Амасийская структуры и Меграшатский габбро-перидотитовый массив, соответственно СВ $50-60^\circ$ и $40-55^\circ$ простираения граничат по Ашоцкой (Мумухан-Красарской) зоне СВ $60-70^\circ$ простираения пологих надвигов (углы падения $25-30^\circ$, иногда $40-45^\circ$). Эта зона мощностью от 50 до 2000 м сложена блоками размерами от 2×0.8 км до обломков мельчайших размеров, представленными породами гранитно-метаморфического комплекса, сильно рассланцованными преимущественно близвертикально залегающими образованиями мела и эоцена с продуктами размыва ультраосновных пород, перемятыми андезито-базальтами, метасоматически замещенными известняками и породами офиолитовой ассоциации [21]. Отмеченные образования Ашоцкой зоны считаются оболочкой меланжа, захваченной в процессе позднейших тектонических движений [19]. Кристаллические сланцы Амасийского района [1,14,21], прослеженные в указанной зоне на расстоянии около 2 км полосой, шириной 0,1-1,5 км, в ущелье р.Ахурян на глубине выклиниваются и являются тектоническим отторженцем [14, 21]. Кроме того, наличие гравелитов эоцена с обломками вышележащих пород свидетельствует о том, что здесь развивается обратная градационная слоистость: на фронтальной части Ашоцкой зоны внешней оболочки меланжа буровая скважина (N8 – Амасия, профиль I) [21] подсекла структуру, по-видимому, являющуюся перемещенным продолжением Лорийского синклинория [21].

Прослеженный между с.с. Мумухан-Красар серпентинитовый меланж СВ $40-55^\circ$ простираения и внешняя оболочка СВ $60-70^\circ$ простираения, падающие на СЗ $320-340^\circ$ под углами $22-55^\circ$, согласно аэрокосмической информации, далее на СВ продолжают до Карахачского перевала. На ЮЗ они смещены Джавахет-Немрутским линеamentом и далее протягиваются по водоразделу верховьев рек Кура и Карс, по водоразделу верховья реки Аракс и среднего течения реки Чорох (по горным цепям Чилдыр-Аллахюэкбер-Чахир СВ $40-60^\circ$ простираения) до восточных ветвей Северо-Анатолийского сдвига [10]. При этом Меграшатская меланжевая зона с СВ на ЮЗ постепенно перекрывает структурное продолжение Лорийского эоцен-нижнемиоценового синклинория, погребенного под ним Локского антиклинория, затем Амасийский горст и сопутствующие зоны развития ультраосновных пород, Ширакский синклинорий. Согласно аэрокосмической информации, прослеживаемый меланж соединяется с зоной Спитак-Кармракарского межзонального разлома, образуя участок выклинивания мегантиклинория

Малого Кавказа (рис.1). В процессе формирования указанного тектонического покрова по образовавшимся во фронтальной части взбросам СЗ падения структуры Севано-Ширакского синклинория многоступенчато взброшены в ЮВ направлении и одновременно в результате перемещения тектонических блоков на расстоянии более 30-40 км происходило изменение простираия структур от СЗ (общекавказского) через субширотное до СВ (антикавказского) и перекрытие мегантиклинория Малого Кавказа.

Внутри меланжевой зоны указанные процессы также сопровождались многоступенчатым надвиганием друг на друга как по границам перечисленных комплексов, так и внутри них с образованиями зон развития тектонокластов и в различной степени раздробленных пород, тем самым слагая мощную (более 3,75 км) зону развития крупных тектонических брекчий и покровов. Эта зона с ЮВ на СЗ состоит из внешней оболочки меланжа, серпентинитового меланжа, габбро-перидотитового массива [1], кварцевых дацитов, второй зоны серпентинитового меланжа, турон-коньякских органогенных известняков с линзами радиоляритов, песчаников, туфопесчаников, андезито-базальтов спилитовой серии, сенонских фораминиферовых известняков и мергелей. Далее на север развиты неоген-четвертичные покровные образования.

Обобщение и региональная экстраполяция результатов

Проведенный структурный анализ на основе вышеизложенной характеристики структур, их взаимоотношений, блоковой тектоники, морфологии и состава магматических образований, определение типов основания земной коры, а также экстраполяция полученных результатов на основе литературного и аэрокосмических материалов дают основание сделать следующие заключения.

– Изменение простираия структур от субширотных (ВЮВ-ЗСЗ) на Хой-Мерендском участке сближения Малокавказской и Таврской складчатых зон до общекавказских (СЗ 310-330°) на территории Малого Кавказа происходило в мезокайнозойское многостадийно в результате движения тектонических блоков во встречном антикавказском (СВ 40-60° и ЮЗ 220-240°) направлении, при преобладании СВ. Вследствие этого образовалась многоступенчатая, горстообразно приподнятая и надвинутая на соседние структуры Базум-Ширакская шовная зона. Она представлена сильно сжатой, в общей сложности перемещенной и дугообразно-вогнутой на СВ структурой. При этом, по результатам палеомагнитных исследований [4], структурно-формационные зоны Малокавказского региона до вышеуказанной деформации имели форму пологой дуги, обращенной вершиной к ЮЗ, а сближение Большого и Малого Кавказа после позднего мела составляет 900 ± 350 км.

– На неоген-нижнечетвертичном этапе орогенеза, по-видимому, на вышеотмеченном фоне структурообразования начали доминировать тектонические движения ЮЮВ-ССЗ направлений. Образовался Меграшатский (Северо-Анатолийский) меланж, во фронтальных частях которого произошли изменения простираия Базум-Ширакской и Сомхето-Карабахской антиклинорной, а также Севано-Ширакской синклинорной зон мегантиклинория Малого Кавказа от общекавказского (СЗ 310-330°) до антикавказского простираия (СВ 40-60°), а также постепенное перекрытие всех отмеченных структур.

Описанный дугообразный тектонический узел, известный как Малокавказская дуга, почти все исследователи региона считают фронтальной дугой Аравийского синтаксиса. Однако во фронтальной части

выступа Аравийской плиты, т.е. предполагаемого участка вершины Понтийской дуги, направленной на север, по-видимому, в результате развития Северо-Анатолийского меланжа расположено Эрзрум-Эрзиджанское сближение Понтид и Таврид, слагающих направленные на север и на юг слабо выраженные дуги.

– Джавахетская серия разломов, возможно, представляющая рифтообразную структуру близмеридионального ССЗ простирается, возникла на границе перехода простирающихся структур от общекавказского к антикавказскому в процессе образования Меграшатского меланжа и имела лево-сдвиго-раздвиговой характер, являясь проницаемой зоной для активного развития неоген-нижнечетвертичного орогенного вулканизма.

– В результате перемещения мегантиклинория Малого Кавказа, при изгибании и изменении простирающихся структур (пластической деформации) на расстоянии до 25-30 км, а при образовании же разрывов на расстоянии более сотен километров, во встречном антикавказском, а затем общекавказском направлениях формируются сильно сжатые шовные зоны, структурные рисовки которых в общих чертах сохраняются, коррелируясь с относительно слабо дислоцированными структурами. Это указывает, что отмеченные процессы, кроме приповерхностных явлений, по-видимому, намного интенсивнее сопровождались тектонической расслоенностью земной коры [12]. Судя по прямой зависимости от степени дислоцированности и проявления ультраосновных пород, эта расслоенность, по-видимому, приходится на границу верхней мантии и коры.

Наличие “скрытых” под верхними структурными ярусами разломов антикавказского и отчетливо выраженного общекавказского направлений [20], соответственно слагающих боковые и фронтальные части тектонических блоков, наряду с их многостадийным и автономным развитием, объясняется тектонической расслоенностью на разных горизонтах земной коры.

Результаты исследований пространственно-временного развития землетрясения Спитак-88 [3] в общих чертах согласуются с вышеизложенным. Глубина очага главного форшока составляет 44 км, главного афтершока – 8 км, а остальных нескольких тысяч афтершоков колеблется в пределах от 12 км до приповерхностных значений [3]. Согласно данным геолого-геофизических интерпретационных разрезов [8,20], предшествующие основному толчку движения блоков в виде тектонической расслоенности происходили на границах верхней мантии и коры (44-45 км), а после главного толчка – “базальтового” и “гранитного” слоев (10-14 км), метаморфического основания и складчатого комплекса земной коры (6-8 км). Эти процессы сопровождались двухсторонним сжатием и поднятием Базумской шовной зоны и образованием трещиноватости взбросо-сдвигового характера.

– Антикавказские разломы Транскавказской серии вместе с общекавказскими образуют сложную мозаику блоков земной коры и исследованного дугообразного тектонического узла северной части Армянского нагорья [17,20]. Этим объясняется продольная и поперечная зональность Базум-Ширакской шовной зоны, представленная Восточно-Базумским и Западно-Базумо-Ширакским тектоническими блоками, сложенными, соответственно, в основании зрелой континентальной корой СВ выступа Центрально-Армянской микроплиты и фрагментом или останцем сильно тектонизированной океанической коры.

Вышеотмеченные разнохарактерные и разнонаправленные тектонические движения блоков земной коры рассматриваемого региона с раз-

личной интенсивностью происходили и происходят на границах развивающегося на сильно тектонизированной океанической коре Западно-Базумо-Ширакского тектонического блока. В средне-верхнечетвертичное и современное время отмеченные тектонические движения привели к миграции Арчут-Урасарского олигоцен-миоценового надвига средней степени Западно-Базумского горста в южном направлении до современного Спитак-Чичханского взбросо-сдвига и к образованию нижней степени указанного трехступенчатого горста.

При этом дугообразным и несколько перемещенным на ЮЗ продолжением отмеченного современного разлома на западе является позднемиоцен – раннечетвертичный Джаджур-Кармракарский взбросо-сдвиг [2,21]. Следовательно, указанные разломы, разделенные южным продолжением Джавахетской серии разломов, действовали и действуют дифференцированно.

Приведенные выводы отчетливо фиксируются распространением и характером проявления афтершоковой зоны землетрясений Спитак-88 [6]. Эта зона, распространенная в южной части мобильного Западно-Базумо-Ширакского тектонического блока, в пределах зоны миграции Арчут-Урасар-Амасийского и Спитак-Чичхан-Джаджур-Кармракарского разломов, и сильно расширяющаяся в пределах южного продолжения разломов Джавахетской серии, по простиранию заканчивается на подступах к Меграшатскому меланжу и в зоне развития разломов серии-Памб-Спитак-Ванадзор-Опарци. Последние, слагая центральную часть Арарат-Лалварской серии антикавказских разломов [20] и зафиксированные геологическими наблюдениями и геофизическими исследованиями, цепочкой афтершоков [7], геодезическими измерениями [16], разделяют Восточно- и Западно-Базумские блоки, развивающиеся на гранитно-метаморфическом и сильно тектонизированном базитовом основании. Постафтершоковые процессы происходили в Джавахетской зоне и на Ашоцком участке, расположенных в контактовой полосе Меграшатского меланжа с мегантиклинорием Малого Кавказа и примыкающих к ним частям указанного меланжа соответственно.

Таким образом, структурный анализ и его сопоставление с геофизическими исследованиями, являющимися подготовительными для проведения геолого-геодинамического картирования, палеотектонической и неотектонической реконструкций, показывают, что этим путем можно произвести тектоническое и металлогеническое районирование территории РА в продольном и поперечном направлениях, а также прогнозировать землетрясения в отношении локализации и выделения сейсмоопасных участков и зон. При этом важнейшим является выяснение характера и состава основания тектонических блоков и природы тектонической расслоенности земной коры и верхней мантии.

Работа выполнена в рамках темы 98-217, финансируемой из госбюджета РА.

ՀԱՅԽՆԱԿԱՆ ԱՆԱՏՈՒԱՅԻ ԵՎ ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ՀԱՆԳՈՒՅՑԻ ԿԱՌՈՒՅՎԱԾՔԸ ԵՎ ԲՆՈՒՅԹԸ

Հ. Ա. Թումանյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայկական լեռնաշխարհի հյուսիսային մասի աղեղնաձև տեկտոնական հանգույցը առաջացել է բազմափուլ, մեզոզոյի և կայնոզոյի ժամանակաշրջաններում հիմնականում հակակովկասյան ($40-60^\circ$ և $220-260^\circ$), իսկ նեոգեն-ստորին չորրորդականում նաև

ընդհանուր կովկասյան (150-160° և 330-340°) ուղղությամբ երկնոլորտի, վերջում նշված մամուռակահատվածում քստակողմ շեղման և երկրակեղևի բեկումների ընդհանուր առմամբ դեպի Հյուսիս-արևելք, ապա հարավ-արևելք շարժումների հետևանքով: Ջնափորվել է Բազում-Շիրակի հորստանման բարձրացված անտիկլինորիումը, որի կենտրոնում (Արևմտյան Բազումի հատվածը), տարբերվում է խստաբարձր և զառիթափ ծալքերի, ինչպես նաև հոսսատիճան հորստի, զարգացումով: Ջավախքի բեկվածքների հարավային մասով տարանջատված արևմտյան և արևելյան Բազումի, ինչպես նաև Շիրակի սղեղնաձև անտիկլինորիումը, հիմքում ներկայացված է հրկրակեղևի ովկիսոսային (բազիտային) մնացորդային բեկորով և չրջակա կառուցվածքներից տարբերվում է նաև ակնհայտ սիյամոսկոպիվոթյամբ: Ընդ որում, նշված բեկորի հարավային, կենտրոնական, հայկական միկրոսսյի սահմանային մասի խզումների տեղաշարժման (միգրացիոն) գոտին և արևմտյան Բազումի ու Շիրակի ենթաբեկորները տարանջատող Ջավախքի բեկվածքի հարավային մասը հստակ համընկնում են Սպիտակ-88 հետերկրաշարժային ցնցումների օջախների տարածման դաշտի հետ (նկար 1):

Նեոգեն-ստորին չորրորդականում զարգացել է Մեղրաշատի (Հյուսիսային Անատոլիայի) մելանժը, որը շարժվելով դեպի հարավ-արևելք և ուղեկցվելով ճակատային մասի կառուցվածքների տարածումների փոփոխությամբ ընդհանուր կովկասյանից մինչև հակակովկասյան, դեպի հարավ-արևմուտք աստիճանաբար ծածկում է Փոքր Կովկասի մեզանտիկլինորիումը, իսկ աէրոտիեզերական տվյալներով, նաև կենտրոնական Հայկական միկրոսսյի Հյուսիսային մասերը, մինչև Արաքս գետի վերին հոսանքները:

Մեղրաշատի մելանժի և Փոքր Կովկասի մեզանտիկլինորիումի լայնակի աղեղնաձև տարածումներին ուղղահայաց առաջացել են Ջավախքի բեկվածքները, որոնցով սահմանակցվում են նշված կառուցվածքները և միաժամանակ նրանք հանդիսացել են նեոգեն-չորրորդականի հրաբխային առաջացումների ակտիվ զարգացման գոտի:

NATURE AND STRUCTURE OF THE NORTH-ANATOLIAN-LESSER CAUCASIAN TECTONIC NODE

H. A. Toumanyan

Abstract

The arc-shaped tectonic node of the north part of the Armenian Upland formed in Meso-Cenozoic within the Trans-Caucasian zone as a result of multi-stage motion of tectonic blocks in the anti-Caucasian counter-motion (NE and SW). By the rate of folding and seismic activity, the West-Bazoum-Shirak junction anticlinorium developing in the oceanic crust and uplifted in a three-step horst is distinctly notable. In Neogene-Lower Quaternary period, formation of the Megrashat (North-Anatolian) melange resulted in the S-SE upthrusting of Pontian structures. Those processes were accompanied by the change of structural strike from the All-Caucasian in the Lesser Caucasian zone to the anti-Caucasian in the Pontian zone as well as by the overlap and wedging out of the Lesser Caucasus mega-anticlinorium.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С.Б., Агамалян В.А., Асланян А.Т. и др. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1980, 330 с.
2. Асланян А.Т. Основные черты геологического строения и тектонического развития Тавро-Кавказского региона. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XXXVI, 1983, N3, с. 23-32.
3. Ахвердян Л.А., Амирбекян Р.В., Агаронян В.Ж., Андриос М., Саркисян Г.Г. Пространственно-временное развитие и энергетическая характеристика аф-

- тершокового процесса Спитакского землетрясения 1988 года. ДАН РА, т.92, N4, 1991, с. 162-167.
4. Баженов М.А., Буртман В.С. Кинематика Кавказа в кайнозой по палеомагнитным данным. III семинар-школа «Геодинамика Кавказа». 6-11/10 1986г., Ереван (тезисы докладов), с.17.
 5. Габриелян А.А. Сейсмотектоника Армянского нагорья и сопредельных регионов. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, N4, с.19-29.
 6. Григорян С.В., Джрбашян Р.Т., Карапетян А.И., Караханян А.С., Сатян М.А. Геологическое строение и сейсмотектонические особенности Спитакского землетрясения. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, N 3, с.3-12.
 7. Геодакян Э.Г. Анализ процесса вспаривания очаговой зоны Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года. Сб. науч. трудов конф., посв. 90-летию академика А.Г.Назарова. 1-4/06.1998г. Гюмри, с.241-248.
 8. Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М. Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении. Сов. геология, 1976, N 3, с.127-133.
 9. Караханян А.С. Результаты наземного и аэрокосмического изучения активных разломов и сейсмогенных деформаций Спитакского землетрясения 1988г. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, N3, с.20-24.
 10. Короновский Н.В., Ломизе М.Г., Галкин В.А., Зайцев В.А. Соотношение офиолитовых структур и активных разломов к западу от Аравийского клина. Вестн. Моск. ун-та, сер. 4, Геология, 2000, N1, с.13-25.
 11. Копп М.Л., Расцветаев Л.М. Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его геодинамическая интерпретация. В кн.: Проблемы глобальной корреляции геологических явлений (глава VI). Труды ГИН АН СССР, вып. 340, М.: Наука, 1980, 1 лист (рис. 4).
 12. Макаров В.И., Грифонов В.Г., Шукин Ю.К., Кучай В.К., Кулагин Н.Е. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982, 113 с.
 13. Меликян Л.С. Литосферно-коровые неоднородности и Спитакский сейсмо-активный узел. Сб. науч. трудов конф., посв. 90-летию академика А.Г.Назарова. 1-4/06.1998г. Гюмри, с.371-375.
 14. Меликсетян Б.М., Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Изотопно-геохимические и геохронологические исследования эклогит-амфиболитов, ассоциирующих с офиолитами Севано-Амасийского пояса (Амасийский массив). Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1984, N1, с.3-22.
 15. Милановский Е.Е., Короновский Г.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Наука, 1973, 279 с.
 16. Оганесян А.О. Ретроспективный анализ геодезических данных района Спитакского землетрясения. Сб. науч. трудов. конф., посв. 90-летию академика А.Г.Назарова. 1-4/06. 1998г. Гюмри, с.282-288.
 17. Саркисян О.А., Волчанская И.К. О блоковом строении территории Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1973, N 4, с.6-19.
 18. Сатян М.А. Офиолитовые прогибы мезотетиса. Ереван. Изд. АН АрмССР, 1984, 195 с.
 19. Соколов С.Д. Тектонический меланж Амасийского района (Малый Кавказ). Геотектоника, 1974, N 1, с. 69-77.
 20. Туманян Г.А. О тектонике Арарат-Лалварской зоны сочленения разнохарактерных структур (профиль Октемберян-Лок). Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1984, N4, с.89-90 (полный текст депонирован в ВИНТИ, 35 с.).
 21. Туманян Г.А. О природе и строении дугообразных структур Малого Кавказа (профиль Октемберян-Ленинакан-Гукасян). Геотектоника, 1986, N2, с.105-115.

НОВЕЙШАЯ ТЕКТНИКА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АРМЕНИИ

© 2000 г. Г. П. Симонян, О. А. Саркисян, Л. С. Назарян

*Ереванский государственный университет
375025 Ереван, ул. Алека Манукяна, 1, Геологический ф-т, Республика Армения
Поступила в редакцию 12.02.99*

В статье по данным анализа составленной нами крупномасштабной карты новейшей тектоники (1:200000) юго-восточной Армении с использованием структурно-геоморфологических профилей рассматриваются основные неотектонические структуры данной области с оценкой амплитуды поднятий этих структур в неотектоническом этапе.

Неотектонический этап Малого Кавказа охватывает от верхнего олигоцена до настоящего времени и делится на раннеорогенный и позднеорогенный подэтапы. Из них наиболее четко выделяется позднеорогенный подэтап, соответствующий постсарматскому времени (плиоцен-антропоген). Именно в течение позднеорогенного этапа на Малом Кавказе возрастает роль восходящих дифференцированных движений, вследствие чего современный рельеф приобрел резко контрастную форму, сочетающую высокогорные сводово-глыбовые поднятия с межгорными и внутригорными впадинами.

Орогенный этап становления новейших поднятий и впадин в виде горной страны Малого Кавказа привел к существенному преобразованию складчато-глыбовой структуры, сформировавшейся к сарматскому времени [1-4 и др.]. Образование разновысотных хребтов (морфоструктур), осложненных на преобладающей территории вулканическим рельефом, сопряжено с дифференцированными поднятиями фундамента. Поэтому в обобщенных очертаниях система хребтов и разделяющих их впадин является структурно-обусловленной с границами, предопределенными межглыбовыми разрывами. Последние не всегда выражены смещением складчатого чехла и, видимо, поэтому их выявление в полевых условиях связано с определенными трудностями. Зачастую они обнаруживаются структурно-геоморфологическими профилями, составленными вдоль и поперек простираения крупных орографических форм, и последующим сопоставлением структурных и орографических форм с геологическими и геоморфологическими данными.

Методика составления неотектонической карты территории Армении масштаба 1:200000 и структурно-геоморфологических профилей приведена в опубликованных работах [5,6,7], поэтому здесь на этом останавливаться не будем. Отметим лишь, что карта является многоэлементной, содержит как тектонические, так и геоморфологические элементы.

На составленной автором карте новейшей тектоники [5,7] выделены три неотектонические зоны, которые в первом приближении соответствуют трем тектоническим зонам, и Среднеараксинский межгорный прогиб: 1 – зона северо-восточного склона Малого Кавказа (сложенная нижнеальпийским геосинклинальным комплексом – юрскими и нижнемеловыми породами); 2 – Центрально-Армянская зона интенсивно-дифференцированных сводово-глыбовых поднятий и впадин (сложенная преимущественно среднеальпийским комплексом – верхнемеловыми и палеогеновыми породами); 3 – Приараксинская зона умеренно-дифференцированных поднятий и впадин (сложенная преимущест-

венно герциньским и верхнеальпийским гетерогенным многоосинклинальным комплексом). На крайнем юго-западе территории Армении расположен Среднеаракчинский межгорный прогиб, заложенный на рубеже олигоцена и миоцена, т.е. соответствующий началу орогенного этапа развития и воздымания Малого Кавказа и сложен неоген-антропогеновыми молассовыми, морскими и озерно-речными образованиями.

Данная статья посвящена новейшей тектонике юго-восточной части территории Армении, охватывающей юго-восточное окончание всех трех зон.

Новейшая структура этой части территории Армении представляет собой сочетание довольно узких брахиформных и удлиненных поднятий значительной амплитуды, достигающей 3000-3500 м и смежных с ним впадин до 1000-1500 м, заполненных неогеновыми и четвертичными образованиями. Ниже остановимся на выделенных неотектонических структурах. В числе поднятий выделяются:

1. *Варденисское поднятие* – охватывает одноименное нагорье и сложено неоген-четвертичными вулканогенными породами мощностью 250-300 м, залегающими на отметке более 3000 м. Новейшая тектоника этого поднятия выражена тем, что в его юго-западной части неоген-четвертичный вулканический чехол прорезан до основания глубокими долинами, реками и в результате обнажен осадочный палеогеновый фундамент. Амплитуда новейшего поднятия здесь достигает 3000 м.

2. *Сюникское (Цхукское) поднятие* – является как-бы юго-восточным продолжением Варденисского поднятия. Поэтому тектоника его во всем идентична тектонике Варденисского поднятия. Неотектонические воздымания в центральных частях поднятия превышают 3000 м.

3. *Вайкское поднятие* – соответствует одноименному антиклинорному сооружению, сложенному палеозойскими породами, которые на крыльях несогласно перекрываются верхнемеловыми и палеогеновыми образованиями. По-видимому, здесь в начале неотектонического этапа существовала единая Урц-Вайкская антиклинальная структура. В новейшем структурном плане, вследствие пропиливания р. Арпа, на месте единого антиклинория образовались: в западной части – Урцское антиклинорное поднятие с амплитудой новейшего воздымания около 2250 м, в восточной части – Вайкское поднятие с амплитудой воздымания 2500 м и более.

Примером использования структурно-геоморфологических профилей при неотектонических исследованиях может являться поперечный структурно-геоморфологический профиль, проведенный через Вайк-Варденисскую систему сводово-глыбовых поднятий, между которыми расположена Среднеарпинская впадина (рис.1). Вместе с тем, структурно-геоморфологические профили позволяют также выделить мегациклы развития позднеорогенных движений, показанных на рис.1.

4. *Зангезурское поднятие* – является наиболее приподнятым участком территории Армении с амплитудой более 3500 м. Здесь главнейшими морфоструктурными элементами являются Капутджухский хребет северо-западного направления и простирающиеся косо по отношению к нему Баргушатский и Мегринский хребты субширотного направления. Наиболее приподнятая часть соответствует Капутджухскому поднятию (более 3500 м); воздымание Баргушатского поднятия не превышает 3000 м, а Мегринского поднятия – 2500-2750 м. Между Баргушатским и Мегринским поднятиями находятся Вохчинская и Гехинская узкие впадины с амплитудой новейшего поднятия 1800-2000 м. Последние разделены Пирамзарским поднятием с амплитудой поднятия около 2500 м, которое протягивается между реками Вохчи и Гехи.

Зангезурское поднятие имеет сложное ступенчатое строение, связанное с наличием многочисленных продольных и поперечных тектонических нарушений. В частности, неотектонические поднятия западно-зангезурского блока, расположенные на лежащем крыле Дебаклинского глубинного разлома, достигают 3000-4000 м среднего блока, расположенного между Дебаклинским и Шишкерт-Гиратахским глубинными разломами – от 2500 до 3000 м, и блока (Капанского), расположенного восточнее последнего разлома – от 1000 до 2000 м. Вдоль Дебаклинского разлома в север-северо-западном направлении по правому берегу р. Мегри расположены Мегринские приразломные впадины, заполненные песчано-глинистыми угленосными отложениями.

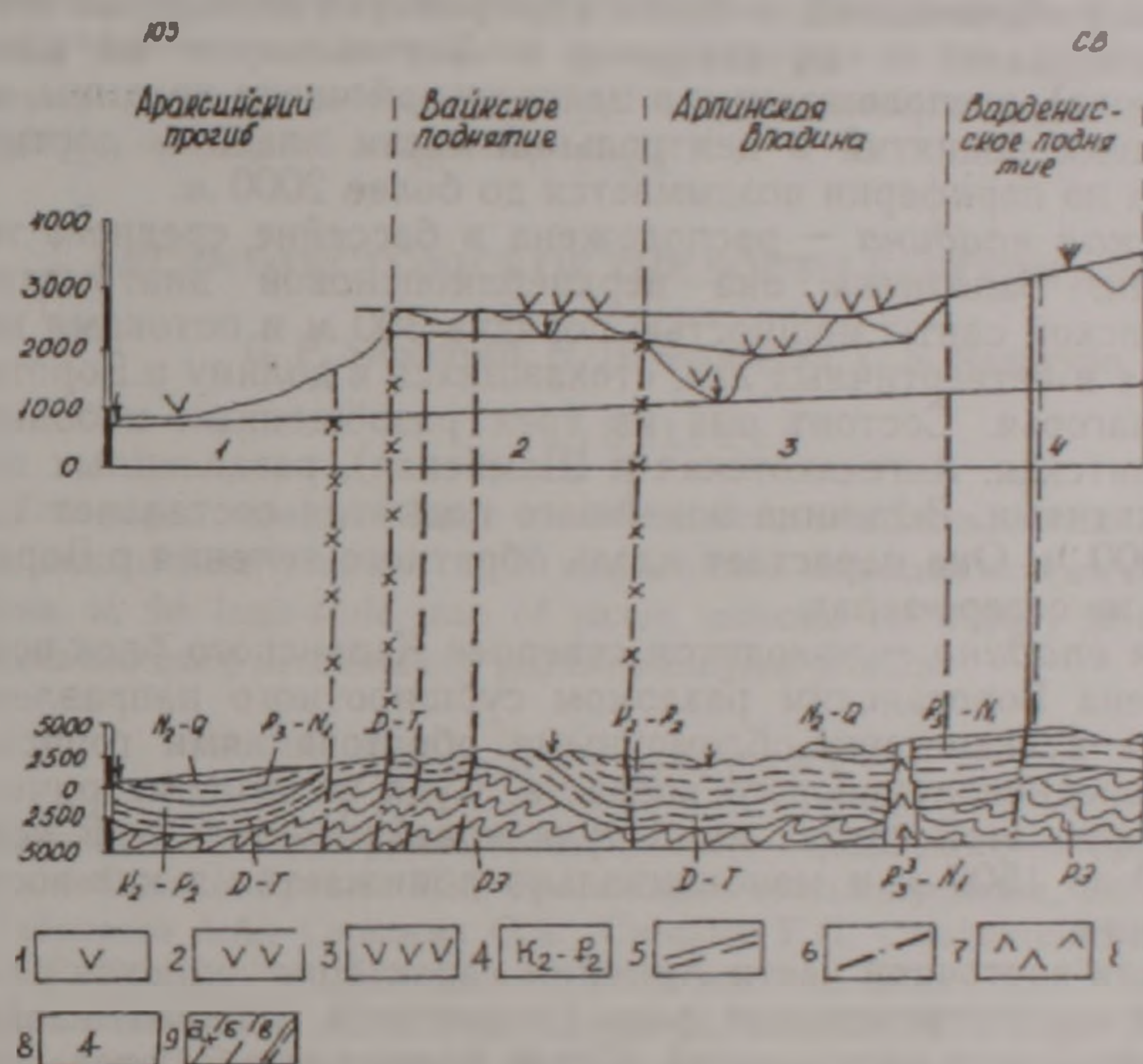


Рис.1. 1-3 – мегациклы позднеорогенных движений: 1 – поздне-среднечетвертичный (Q_3-2). 2 – раннечетвертичный-позднеплиоценовый ($Q_1-N_2^1$). 3 – средне-позднеплиоценовый. 4 – возраст структурных комплексов и этажей. 5 – поверхность мегациклов и граница структурных комплексов этажей и блоков. 6 – разрывные нарушения, установленные геолого-геофизическими и геоморфологическими данными. 7 – интрузивные комплексы – порфировидные гранодиориты и др. (Pg_3^3).

Зангезурское поднятие сложено в основном палеогеновыми и верхнемеловыми вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями, прорванными многочисленными гранитоидными интрузиями, в т.ч. крупным Мегринским плутоном.

5. *Капанское моноклиналиное поднятие* – расположено в самой юго-восточной части области, где максимальная амплитуда новейших поднятий по северной и западной окраинам (вдоль Кармракарского и Хуступ-Чимянского хребтов) составляет соответственно 2000 и 2500 м, а по южному и восточному обрамлениям блок-антиклинорного поднятия – 800-1000 м. Поднятие сложено юрскими и нижемеловыми вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями.

Отметим также, что новейшая структура Варденисского и Баргу-

шатского поднятий по отношению к альпийскому основанию представлены обращенными формами рельефа, а остальные поднятия – прямыми формами рельефа.

Выделенные на карте впадины следующие: *Среднеараксинская впадина* – расположена в бассейне среднего течения р. Арпа, ось которой проходит в близширотном направлении через пос. Ехегнадзор примерно от с. Элпин до с. Горовт на востоке. Заполнена она почти недислоцированной плиоценовой толщей, мощностью 400-500 м, фундаментом которой являются среднеэоценовые и верхнемеловые интенсивно дислоцированные в западной части – карбонатные и терригенно-карбонатные, а в восточной – вулканогенные и вулканогенно-обломочные туфогенные образования. Судя по гипсометрическому расположению миоплиоценовых образований, а также апшеронских наклонных террас (Агавнадзорское плато – на северном и Азатекское – на южном крыльях впадины), расположенных в центральной части впадины, амплитуда новейших поднятий в центральной части впадины достигает 1250-1300 м, а по периферии воздымается до более 2000 м.

Воротанская впадина – расположена в бассейне среднего течения р. Воротан. Заполнена она верхнеплиоценовой диатомитовой толщей сисианской свиты мощностью порядка 300 м и потоками верхнеплиоценовых и четвертичных лав, стекавших в долину р. Воротан с Сюникского нагорья. Состоит она из трех разобщенных небольших впадин (Горовитская, Ангехакотская и Шамбская), разделенных поперечными поднятиями. Величина новейшего поднятия составляет здесь от 1500 до 2000 м. Она нарастает вдоль обратного течения р. Воротан с юго-востока на северо-запад.

Горисская впадина – находится севернее Капанского блок-поднятия и разделена Воротанским разломом субширотного направления. Заполнена она вулканогенно-обломочными образованиями горисской свиты нижне-среднеплиоценового возраста. Судя по гипсометрическому расположению этой свиты, амплитуда новейших поднятий колеблется от 1000 до 1500 м и моноклинально понижается в юго-восточном направлении.

В целом для восточной части Армении характерно широкое развитие орогенных морфоструктурных форм (поднятия и впадины) кавказского и антикавказского направлений. Среди первых выделяются Зангезурское, Варденисское, Вайкское, Капанское поднятия и Среднеарпинская, Воротанская впадины, а среди вторых – Баргушатское, Мегринское, Пирамзасарское поднятия и разделяющие их Вохчинское, Гехинское поднятия и обширная Горисская впадина.

Отметим также, что важным геолого-геоморфологическим показателем для определения амплитуды новейших тектонических движений являются обнажения подошвы мэотис-понтической вулканогенно-обломочной, т.н. вохчабердской, горисской свит на участках поднятий, являющихся важным показателем дифференцированных подвижек блоков, после формирования постсарматской региональной поверхности выравнивания, находящейся в состоянии пенеплена. При этом, водоразделы между впадинами представляли собой низкогорные хребты, абсолютные высоты которых не превышали 300-400 м.

Далее, геоморфологическим маркирующим рельефом, устанавливающим характер позднеорогенных относительных движений, служат абсолютные отметки поверхностей выравнивания, расположенных на водоразделах складчато-глыбовых хребтов области (Зангезур, Вайк, Варденис и др.). Этот уровень в период восходящего развития блоков был сокращен в пространственном отношении, вследствие врезания в

склоны плиоцен-антропогенных денудационных ступеней лестниц или глубинной эрозии поперечных к структурам речных долин.

Работа выполнена в рамках темы 96-888, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

ՀԱՐԱՎԱՐԵՎԵԼՅԱՆ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՆՈՐԱԳՈՒՅՆ ՏԵԿՏՈՆԻԿԱՆ

Գ. Պ. Սիմոնյան, Հ. Հ. Սարգիսյան, Լ. Ս. Նազարյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում, կազմած խոշորամասշտաբ նորագույն տեկտոնիկայի քարտեզի (1:200000) տվյալների վերլուծության և կառուցվածքա-երկրաձևաբանական կողա-պատկերների օգտագործման հիման վրա դիտարկվում են Հարավարևելյան Հայաստանի նորագույն տեկտոնական կառույցները՝ տալով նեոտեկտոնական փուլում այդ կա-ռույցների բարձրացման ամպլիտուդի չափը:

RECENT TECTONICS OF THE SOUTH-EASTERN ARMENIA

G. P. Simonyan, H. H. Sarkisyan, L. S. Nazaryan

A b s t r a c t

The paper considers basic recent tectonic structures of the given area with assessment of these structures' uplift amplitudes at the recent tectonic stage based on the analysis of the large-scale map of recent tectonics (1:200000) of the south-eastern Armenia and using structural and geomorphological profiles.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бальян С.П. Структурная геоморфология Армянского нагорья и сопредельных областей. Ереван: Изд. Ереванского госуниверситета, 1969, 390 с.
2. Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Сейсмотектоника Армянской ССР. Ереван: Изд. Ереванского университета, 1981, 270 с.
3. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968, 483 с.
4. Симонян Г.П., Костенко Н.П. Соотношение структурных и орографических форм территории Армянской ССР. — Уч. записки ЕГУ, №3, 1986, с.125-130.
5. Симонян Г.П. О новой карте неотектоники территории Армении. (1:500000). — Уч. записки ЕГУ, №1, 1995, с.94-99.
6. Симонян Г.П. Соотношение структурных и орографических форм Северной Армении. — Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1998, LI, №1-2, с.12-17.
7. Симонян Г.П. Новейшая тектоника Центральной и Западной частей территории Республики Армения. — Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1999, LII, №1, с.7-12.

ДОКЕМБРИЙСКАЯ ГРАНИТОГНЕЙСОВАЯ ФОРМАЦИЯ АРМЕНИИ

© 2000 г. В. А. Агамалян

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 18.09.98.

Приводятся геологическая и петрологическая характеристики своеобразной гранитогнейсовой интрузивной формации докембрия, представленной Бжнийским и Лусагюхским синорогенными купольными сооружениями с мигматитовым обрамлением в Цахкуняцком кристаллическом массиве. Внедрение калиевых гранитогнейсовых куполов завершает докембрийский магматизм и приводит к консолидации пан-африканского неократона Гондваны.

Гранитогнейсовая интрузивная формация представлена на Цахкуняцком выступе пан-африканского кристаллического фундамента двумя массивами – Бжнийским и Лусагюхским.

Бжнийский массив образует гнейсово-мигматитовый купол, вытянутый в необычном антикавказском ВСВ направлении на 6 км при ширине 3 км на площади 12 км². Он прорывает и сводообразно изгибает сланцевые толщи среднего и верхнего протерозоя к северу от сс. Бжни и Арзакан. Лусагюхский массив расположен на западном склоне Цахкуняцкого хребта и протягивается в субмеридиональном направлении на 15 км от с. Чкнах через сс. Сараландж, Лусагюх, вершину г. Дамлик, с. Меликгюх до с. Ортачи (Курибугаз) при ширине до 1 км, занимаемая площадь 10 км².

Исследованием гранитогнейсов занимались К.Н. Паффенгольц, Г.П. Багдасарян, А.Т. Асланян, Р.А. Аракелян, А.Е. Назарян, С.И. Баласанян, В.А. Агамалян, З.О. Чибухчян, Б.М. Меликсетян, Р.Х. Гукасян. Большинство исследователей рассматривали лишь Бжнийский массив, тогда как Лусагюхский массив долгое время оставался вне поля зрения. К.Н. Паффенгольц впервые закартировал и описал Бжнийский массив, назвав породы гнейсо-гранитами [17]. Г.П. Багдасарян считал породы Бжнийского массива мигматитами, образовавшимися в результате тонкой послойной инъекции сланцев лейкогранитной магмой [9,12]. Небольшой участок Лусагюхского массива у с. Ортачи (Курибугаз) был правильно идентифицирован С.И. Баласаняном как гранито-гнейс [14]. А.А. Белов и С.Д. Соколов закартировали часть Лусагюхского массива и представили как гранит, выплавленный в зоне Лусагюхского (Каранлугского) разлома, считая, что граниты секут основные вулканогенные породы мезозойской Апаранской серии [13]. З.О. Чибухчян [18] изучил петрографию, минералогию и геохимию гранитогнейсов. К докембрийской гранитогнейсовой формации Бжнийский и Лусагюхский массивы были отнесены нами в 1973 году [1], возраст которой позже подтвердился по изохроне в 620 млн. лет [3,11,12]. Оба интрузива сложены средне- и крупнозернистыми серо-розовыми и красно-розовыми двуслюдяными гранитогнейсами с отчетливой план-параллельной гнейсовой, линейной текстурой, которые местами очковые и флазерные.

Бжнийский массив занимает центральную часть несколько деформированной купольной постройки кристаллического фундамента (гранито-гнейсовый свод), облекаясь со всех сторон диафторизованными

кристаллическими парасланцами среднего протерозоя, с которыми проявляет инъекционно-интрузивные, мигматитовые и метасоматические соотношения. Южный контакт тектонический, проходит по широтному разлому. Северный и западный контакты выражены зоной перехода от гранитогнейсов к сланцам через очковые, жилковатые, послойные и порфиробластические мигматиты и инъекционные гнейсы. Небольшие апофизы гранитогнейсов наблюдаются к северу от Бжнийского массива, к югу от разв. с. Даллар и в истоках оврага Чоруд-Джур. В центральной части массива картируется крупный синклинальный провес сланцевой кровли.

Породы представлены серо-розовыми, местами красными, двуслюдяными гранитогнейсами преобладающе гранитного, а также гранодиоритового (адамеллитового) и плагиогранитного минерального состава, отличаясь по содержанию микроклина с постепенными переходами между ними. В центральной части массива (овраг Сулидзор) встречаются почти массивные, слабо огнейсованные граниты, а по периферии (овраг Сатани-дзор) развиты тонкополосчатые инъекционные гнейсы, очковые и жилковатые мигматиты.

С гранитогнейсами тесно сопряжены многочисленные небольшие тела белых и желтоватых *альбититов* и *альбитовых плагиогранитов* дайкообразной, жилообразной, а также изометричной формы, имеющие прихотливые очертания, размеры которых варьируют от десятков и сотен метров до нескольких сантиметров. Они имеют среднекрупнозернистое сложение и состоят из кварца и альбита. От гранитогнейсов отличаются своим белым цветом, отсутствием явно выраженных темноцветных минералов и почти массивной, слабо огнейсованной текстурой. Контакты альбититов с гранитогнейсами обычно резкие, но часто инъекционные или расплывчатые — метасоматические. Они развиты также во вмещающих кристаллических сланцах вблизи гранитогнейсов. Представляют собой син-позднекинематические образования, сопровождающие становление гранитогнейсов.

Гранитогнейсы содержат многочисленные докинематические включения, представленные остроугольными глыбами и блоками черных амфиболитов, размером до 50 м, а также согласными линзами слюдитов-биотитолитов. Часть блоков амфиболитов образует скопления типичной агматитовой брекчии, часто с метакристами полевых шпатов, тогда как многие представляют собой фрагменты докинематических диабазовых даек, перешедших в амфиболит с параллельными контактами и мелкозернистой эндоконтактовой закалкой. Содержатся жилы и карманы крупнокристаллических *пегматитов* мясо-красного цвета мощностью от нескольких сантиметров до 1 м как внутри массива, так и по его периферии. В последнем случае местами пегматитовые жилы имеют значительную мощность (до 1-1,5 м) и заключены в инъекционные гнейсы. Встречаются мелкозернистые аплитовые жилы, обычно фрагментированные, мощностью 3-10 см. Указанные до- и синкинематические докембрийские породы гранитогнейсовой формации секутся посткинематическими жильными образованиями — корнями излияний фанерозойских вулканитов, представленными неметаморфизованными дайками диабазов и диоритовых порфиритов (юра-неоком), андезитобазальтовых порфиритов (мел-палеоген), риолитов и андезитов (миоплиоцен).

Гранитогнейсы составляют 60%, мигматиты — 12%, альбититы и пегматиты — 18%, амфиболиты — 5%, слюдиты — 1%, посткинематические дайки — 3%, прочие — 1%.

Лусагюхский массив гранитогнейсов расположен на западном

склоне Цахкуняцкого хребта в 25 км на СЗ от Бжнийского [1,2]. Лусагюхский массив предположительно представляет собой фрагмент восточной приконтактной части крупного докембрийского купола, большая часть которого отошла к западу при раскрытии Апаранского бассейна с океанической корой. Гранитогнейсы с запада тектонически контактируют со сплитами лусагюхской свиты апаранской серии (см. карту [4, рис.1]). Вдоль этого тектонического (западного) контакта гранитогнейсы значительно катаклазированы и милонитизированы. На непосредственном стыке со сплитами гранитогнейсы настолько сильно катаклазированы, что местами превращены в ультрамилониты и псевдотахилиты серо-зеленого и черного цвета. Многочисленные линзы милонитов встречаются также внутри гранитогнейсов и внешне напоминают ксенолиты вулканитов. Падение плоскостей скольжения и милонитизации в согласии с падением всей тектонической пластины направлено на восток-северо-восток. Восточный контакт массива интрузивный, докинематический. Он прорывает слюдяные кристаллические сланцы и мраморы нижней серии внутри указанной тектонической пластины, вместе с которыми с востока тектонически сопрягается с амфиболитами и трондьемитами анкаванской серии [4]. В результате катаклаза породы Лусагюхского массива отличаются от гранитогнейсов Бжнийского массива из-за почти полной хлоритизации биотита, отчего окраска пород от розового стала зеленоватой и серо-зеленой. Однако в ненарушенных участках породы средне-крупнозернистые, гнейсовые, серо-розовые и красные и неотличимы от Бжнийского массива (например, в верховьях оврага, к югу от вершины г.Дамлик и у с.Сипан). Докинематический интрузивный контакт с кристаллическими сланцами отчетливо наблюдается по водоразделу отрога в 1,5 км к ВЮВ от с.Лусагюх, где на эндоконтакте приобретают несколько порфировидный облик, а пересекаемые ими двуслюдяные сланцы превращены в инъекционные гнейсы. При этом направление огнейсованности интрузии совпадает с направлением сланцеватости вмещающих пород и ориентировано вкрест их интрузивного контакта. Лусагюхский массив прорывается микрогаббро-диабазами и габбро среднеюрской апаранской серии, многочисленными телами посткинематических лейкократовых гранитов красного цвета с К/Аг возрастом в 127 млн.лет, тоналитами неокома (у вершины г.Дамлик), дайками спессартитов и гранодиорит-порфиров [4]. А.А.Белов и С.Д.Соколов считают, что лусагюхские гранитогнейсы прорывают апаранскую серию и образовались в ходе надвигания кристалликума на Апаранскую серию [13]. Детальные исследования контактовой зоны показали, что вся зона Лусагюхского разлома инъецирована нижнемеловыми лейкократовыми гранитами, которые секут как гранитогнейсы, так и шаровые лавы апаранской серии, что создает впечатление активного контакта, если не учитывать более молодой возраст лейкократовых гранитов, которые как бы растворяются в гранитогнейсах и внешне трудно отличимы от них [4].

Как было указано нами ранее [4], Rb-Sr радиологическое изучение пород Лусагюхского интрузива из участков Лусагюх, Дамрик, Варденис [9], где, по нашим исследованиям, гранитогнейсы подвержены интенсивному флюидно-метасоматическому влиянию многочисленных мелких внедрений неокомских лейкократовых гранитов, привело к получению эрохроны с возрастом 371 ± 13 млн.лет, что противоречит геологическим данным. Эта цифра могла быть результатом изотопного смешения докембрийских гранитогнейсов с возрастом 620 млн.лет и неокомских лейкогранитов с возрастом 127 млн.лет [4]. Тем более,

что радиологически изученные породы были определены как "лейко-кратовые граниты", тогда как гранитогнейсы докембрия, в т.ч. Лусагюхского массива, представлены низкощелочными гранитами, за исключением двух проб, как это видно из классификационной диаграммы сумма щелочей-кремнезем (рис.1).

Петрографические особенности пород гранитогнейсовой формации описываются в обобщенном виде с учетом пород как Бжнийского, так и Лусагюхского массивов.

Под микроскопом гранитогнейсы имеют бластогранитную лепидогранобластовую структуру. Первая обусловлена гипидиоморфными соотношениями первично-магматических минералов – кварца, полевых шпатов и биотита, размером от 2 до 10 мм, значительно нарушенных последующими явлениями катаклаза и бластеза. Кварц и кислый плагиоклаз являются главными породообразующими минералами, содержание микроклина и слюд может опуститься до 10% и доходить до 1% (табл.1). Акцессорные минералы представлены цирконом, ортитом, турмалином, рутилом, а также апатитом и рудным минералом. Спорадически встречаются сфен, розовый гранат, ксенотим и давидит, дающий местами скопления. Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, эпидотом, пелитовым веществом, карбонатом.

Таблица 1

Количественно-минеральный состав пород гранитогнейсовой формации

№№ п/п	№№ обр.	Кв	Пл	Мкр	Му	Бт	Хл	Руд
1	764	29	46	21	1	3	—	—
2	447	33	40	15	2	8	—	2
3	1246	30	14	49	7	—	—	1
4	36	32	22	36	3	—	2	—
5	157	31	26	41	2	—	—	—
6	647	33	49	13	+	5	+	+
7	668	30	33	32	5	—	—	3
8	665	44	21	13	3	15	4	+
9	648	37	33	20	—	10	—	+

В минеральном составе гранитогнейсов можно различить: 1) парагенезисы первично-магматического (докинематического) этапа кристаллизации: кварц-плагиоклаз-калишпат-биотит-(циркон, ксенотим, апатит, ортит); 2) синкинематические парагенезисы прогрессивного метаморфизма: кварц-шахматный альбит-решетчатый микроклин-мусковит-биотит-гранат-циркон; 3) парагенезисы остывания: хлорит-серицит-карбонат. Первично-магматический кварц-1 катаклазирован в гранобластовую мозаику и в значительной мере мобилизован в линзовидные скопления с многочисленными отростками, вдающимися в трещины катаклазированного плагиоклаза-1, и нередко образует сегрегационные полосы. Кварц-2 образует скопления в тенях давления минералов, жилки и жилковатые обособления. Плагиоклаз-1 размером 2-15 мм проявляет следы первично-магматической зональности, маркированной концентрическими скоплениями вторичных продуктов распада – серицита и пелитового вещества. Плагиоклаз-2 дает водяно-прозрачные полисинтетически тонко сдвойникованные выделения, нередко в виде "шахматного" альбита, интенсивно замещающие первичный мутный плагиоклаз и калишпат. Калишпат-1 сохраняется реже плагиоклаза,

обычно густо окрашен продуктами распада, ксеноморфно облекает кристаллы плагиоклаза-1 и интенсивно замещается прозрачным решетчатым микроклином-2. Последний может вырасти до округлых и овальных порфиробластов – “глазков” размером до 10 мм и более, но обычно образует довольно идиоморфные, либо линзовидные выделения размером 1-3 мм и мельче. Биотит-1 слагает довольно крупные (до 3 мм), сильно изогнутые развальцованные листочки, обычно замещенные мелкочешуйчатыми скоплениями биотита-2 в смеси с мусковитом. Много включений циркона, апатита и рутила, приуроченных к псевдоморфозам по первичному темноцветному минералу. Последний при огнейсовании породы был растянут и растащен на длинные полосы, смещенные и прерываемые микросдвигами. Мусковит образует довольно крупные листочки и участки, обычно сплоенные и закрученные. Возможно, является метаморфическим новообразованием в результате бластеза продуктов “очистения” полевых шпатов, т.к. слагает промежутки реликтов первично-магматических минералов, либо развивается за их счет в равновесии с шахматным альбитом и водяно-прозрачным микроклином-2.

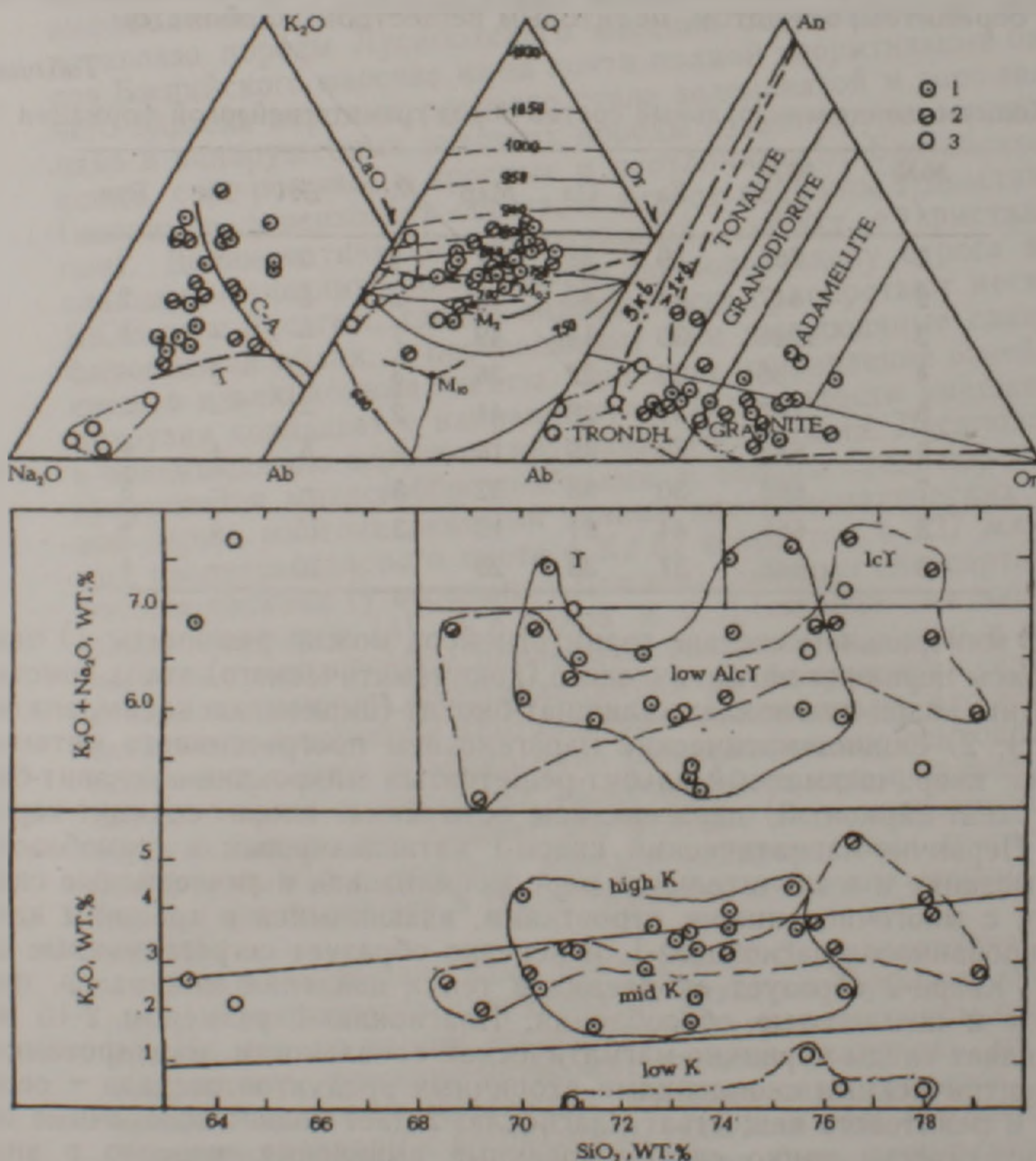


Рис.1. Петрохимические особенности гранитогнейсовой формации. Условные обозначения: 1 – гранитогнейсы Бжнийского массива; 2 – гранитогнейсы Лусагюхского массива; 3 – альбититы Бжнийского массива

В тяжелой электромагнитной фракции проявляется в двух генерациях. Циркон-1 довольно крупный (до 0,3 мм), желто-коричневый, уплощенной короткопризматической формы, с четкими кристаллографическими ограничениями. Циркон-2 образует очень мелкие (0,05-0,01 мм), сильно вытянутые прозрачные бесцветные кристаллы с хорошо развитыми концевыми пирамидальными ограничениями. Наблюдается обрастание им окрашенных кристаллов циркона-1. Очевидно, что циркон-1 является первичномагматическим, а циркон-2 – метаморфогенным образованием.

Петрохимическая характеристика пород формации гранитогнейсов докембрия приводится на основании 40 полных силикатных химических анализов (табл.2) Бжнийского и Лусагюхского массивов. Наряду с собственно гранитогнейсами (27 проб) приведены химические анализы альбититов, жил аплита, пегматита, включений линз биотитолита, блоков амфиболитов и гидротермальных метасоматитов. Сравнения и сопоставления составов и различные петрохимические пересчеты проведены на нормализованной безводной основе и представлены на рис.1.

На диаграмме K_2O-SiO_2 гранитогнейсы соответствуют среднекалиевым и частично высококалиевым риодацитам и риолитам (рис.1), при этом альбититы обособляются в низкокалиевом поле. На классификационной диаграмме $K_2O+Na_2O-SiO_2$ гранитогнейсы занимают поле известково-щелочных, низкощелочных гранитов. По обеим характеристикам, породы Бжнийского и Лусагюхского массивов перекрывают друг друга, с несколько более кислым и более основным составами среди пород Лусагюхского массива. Только единичные анализы переходят в поле гранита и лейкогранита.

На трехкомпонентной диаграмме K_2O-Na_2O-CaO фигуративные точки гранитогнейсов группируются вокруг линии известково-щелочного тренда (С-А) выше трондьемитовой граничной линии (Т), за исключением альбититов. Однако на нормативной диаграмме $Ab-An-Or$ составы гранитогнейсов протягиваются из поля гранита в поле трондьемита, локализуясь вдоль граничной линии гранит-адамеллит. На этой диаграмме нанесены также граничные линии отсутствия смесимости полевых шпатов при давлении ниже 1 кбар (пунктир) и при давлении 5 кбар (точечный пунктир). Обращает на себя внимание отсутствие фигуративных точек составов в высокобарической области твердых растворов (кроме альбититов). В то же время все пробы, точки которых расположены между двумя барическими линиями, под микроскопом содержат одновременно оба полевых шпата. Очевидно, гранитная магма образовалась при давлении ниже 5 кбар, но выше, чем 1 кбар, т.е. в верхней части коры. Это мнение подтверждается также нормативной диаграммой $Q-Ab-Or$, где преобладающая часть фигуративных точек гранитогнейсов располагается около приповерхностной котектики в пределах низкотемпературного "корыта" Таттла и Боуэна (1958). Они, очевидно, кристаллизовались из пересыщенного кремнеземом расплава с начальным выделением избыточного против котектики кварца, вышли на котектическую линию и дошли до эвтектического минимума $M_{0.5}$.

Сопоставление с изобарическим сечением $Q-Or-Ab-An-H_2O$ при 2 кбар показывает, что фигуративные точки составов гранитогнейсов не достигают изотермы $900^{\circ}C$, концентрируясь в области изотерм $850-700^{\circ}C$, что, вероятно, является интервалом их кристаллизации. Приведенные сопоставления являются, конечно, приближенными, но, по-видимому, могут вместе с приведенными выше петрохимическими особенностями помочь в составлении представления об их магматичес-

ком генезисе и условиях кристаллизации. Наблюдаемый разброс фигуративных точек составов гранитогнейсов вызван частичной их мобилизацией в ходе верхнерифейского метаморфизма и огнейсования.

Следует отметить, что биотитолиты (№ 37) – это ксенолиты ультрамафитов, подвергшиеся интенсивному глубинному калиевому метасоматозу, а амфиболиты имеют различное происхождение – фрагмент дайки диабаз (№ 39), ксенолит аподиабазового амфиболита (№ 40) и ксенолит апогаббрового амфиболита (№ 38), что вытекает не столько из их химизма, сколько из их геолого-петрографических особенностей.

Таблица 2

Химические составы пород докембрийской гранитогнейсовой формации

№ № п/п № № обр.	1 [17]	2 691	3 [16]	4 447	5 692	6 [17]	7 [16]	8 [16]	9 [17]	10 [17]
SiO ₂	63,51	70,10	70,65	71,03	71,44	72,48	72,59	73,15	73,37	73,38
TiO ₂	0,72	0,24	0,55	0,37	0,24	0,36	0,31	0,27	0,25	0,33
Al ₂ O ₃	15,00	16,01	14,10	13,71	15,78	13,76	12,71	12,87	12,59	13,24
Fe ₂ O ₃	4,00	0,56	0,18	2,13	0,26	1,63	0,73	0,71	1,57	1,34
FeO	2,92	2,59	3,59	2,19	2,58	1,06	3,57	3,49	1,43	1,99
MnO	0,09	0,04	—	0,06	0,02	—	—	—	—	0,02
MgO	0,81	1,01	0,93	1,01	2,13	0,97	1,90	1,74	1,10	1,03
CaO	1,90	2,00	1,42	2,28	1,42	1,60	1,41	1,29	2,37	1,66
Na ₂ O	4,21	1,80	4,99	3,25	4,20	3,73	2,36	2,41	1,97	3,82
K ₂ O	2,62	4,30	2,44	3,25	1,70	2,83	3,73	3,55	3,46	1,80
P ₂ O ₅	—	0,11	—	0,10	0,04	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,17	—	0,26	—	—	0,23	0,10	0,23	0,25	0,18
п.п.п.	3,78	1,02	0,67	1,18	0,73	1,28	0,16	0,17	1,75	0,92
Сумма	99,73	99,78	99,78	100,63	100,54	99,95	99,54	99,88	100,11	99,71

№ № п/п № № обр.	11 690	12 [17]	13 604	14 [15]	15 [15]	16 2246	17 2469	18 2528	19 [18]	20 5013
SiO ₂	73,41	73,50	74,10	74,34	75,36	64,43	68,59	69,25	70,30	70,95
TiO ₂	0,24	0,23	0,13	0,36	0,18	0,48	0,62	0,48	0,50	0,29
Al ₂ O ₃	14,27	13,04	13,13	13,50	13,50	15,81	14,62	15,22	13,90	15,09
Fe ₂ O ₃	2,12	—	2,03	1,13	0,54	2,73	1,16	2,08	3,50	1,92
FeO	1,14	2,42	0,14	2,07	0,86	1,85	1,99	2,88	1,12	1,43
MnO	0,02	0,05	0,01	0,02	0,01	0,04	0,06	0,09	0,21	0,07
MgO	1,10	1,94	0,69	1,13	0,32	1,24	1,77	1,33	0,90	0,46
CaO	1,50	2,30	1,50	0,56	0,58	1,97	3,12	2,81	1,20	2,08
Na ₂ O	3,90	1,93	3,50	3,00	3,12	5,60	4,12	3,00	4,00	3,00
K ₂ O	2,10	3,19	4,00	3,75	4,50	2,12	2,62	2,00	2,80	3,30
P ₂ O ₅	0,06	—	0,09	0,10	0,03	0,35	0,12	0,02	0,18	0,23
H ₂ O	—	0,23	0,10	0,82	0,50	—	—	0,08	0,25	0,19
п.п.п.	1,00	1,40	1,40	—	0,20	3,14	1,07	1,53	1,50	1,21
Сумма	100,86	100,23	100,62	100,78	99,70	99,76	99,86	100,77	100,36	100,44

№ п/п	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
№ обр	2332а	[18]	2388	[18]	[18]	[18]	[18]	617	[15]	Пр 8
SiO ₂	74,12	75,80	76,17	76,50	78,10	78,13	79,00	71,07	75,70	76,45
TiO ₂	0,03	0,23	0,05	0,04	0,10	—	0,06	0,24	0,32	0,08
Al ₂ O ₃	14,63	12,55	13,02	12,86	11,50	12,49	12,20	18,55	13,50	14,76
Fe ₂ O ₃	0,87	1,94	0,14	0,49	1,00	1,09	0,20	0,73	0,45	—
FeO	1,60	1,30	1,00	1,07	1,40	0,71	0,84	0,28	0,89	0,20
MnO	0,05	0,02	0,02	0,02	—	0,01	0,03	—	0,03	0,01
MgO	0,67	0,58	1,05	—	0,18	—	0,20	1,10	0,56	0,23
CaO	1,40	0,84	1,42	1,05	1,48	0,63	1,50	1,60	1,79	0,86
Na ₂ O	4,00	3,00	3,57	2,40	2,50	3,40	3,20	6,80	5,40	6,75
K ₂ O	2,10	3,80	3,25	5,30	4,20	4,00	2,75	0,15	1,12	0,38
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,15	0,25	—	0,18	0,02	0,04	0,07	0,02
H ₂ O	—	—	—	0,02	0,10	—	0,10	—	0,30	0,10
п.п.п.	1,40	0,72	0,79	0,21	0,10	0,13	0,50	0,22	0,46	0,77
Сумма	100,89	100,82	100,81	100,21	99,89	100,77	100,60	100,78	100,59	100,61

№ п/п	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
№ обр	[15]	605-а	696	763	2387	5037	446	700	Pr-9	697
SiO ₂	78,02	83,70	60,25	71,91	74,16	78,10	41,60	41,38	46,06	59,32
TiO ₂	3,20	0,07	1,02	0,35	0,35	0,29	1,79	2,78	1,48	1,13
Al ₂ O ₃	11,97	8,11	22,23	14,49	13,86	12,70	14,61	12,51	13,63	19,12
Fe ₂ O ₃	1,05	0,65	2,08	1,50	1,20	2,86	7,58	3,79	3,29	0,97
FeO	0,14	—	2,58	0,45	1,17	—	10,99	10,63	6,44	5,45
MnO	0,01	0,01	0,05	0,10	0,03	0,04	0,06	0,28	0,14	0,07
MgO	0,04	—	1,75	0,46	1,23	0,31	11,20	8,80	13,44	1,40
CaO	0,90	0,71	1,49	0,86	0,71	1,15	1,11	15,06	8,79	3,83
Na ₂ O	5,00	0,87	0,30	7,47	0,57	0,04	0,84	1,00	2,50	0,16
K ₂ O	0,40	5,00	3,80	0,35	5,00	1,04	7,30	1,70	1,12	3,30
P ₂ O ₅	0,03	0,2	0,11	0,19	0,10	0,11	0,80	0,48	0,31	0,11
H ₂ O	0,30	0,26	0,85	0,39	—	0,12	—	0,22	0,41	0,31
п.п.п.	—	0,49	4,33	1,19	1,56	4,10	2,05	1,47	2,82	4,55
Сумма	101,06	99,89	100,84	99,71	99,94	100,86	99,93	100,10	100,61	99,72

Опись анализов:

(1-15) Бжнийский массив: 1 — гнейсо-гранит двуслюдяной, район с Арзакан [17]; 2 — гранитогнейс, 2 км СЗ с Бжни; 3 — гранит гнейсовый с Бжни; [16]; 4 — гнейсовидный гранит, слабо огнейсованный, 3,5 км ССВ с Арзакан; 5 — гранитогнейс, 1,8 км СЗ с Бжни; 6 — гнейсо-гранит, с Арзакан; [17]; 7 — гранитный мигматит, с Арзакан [16]; 8 — гранитный мигматит, с Арзакан [16]; 9 — мусковитовый гранитогнейс, с Арзакан [17]; 10 — гранит-мигматит, с Арзакан [17]; 11 — гранитогнейс, 2,3 км СЗ с Бжни; 12 — гранит-мигматит, Арзакан-Бжнийский массив [17]; 13 — гранитогнейс мусковитовый, 1,7 км ССЗ с Бжни; 14 — гранитогнейс, с Бжни [15]; 15 — гранитогнейс, с Арзакан [15].

(16-17) Лусагюхский массив: 16 — плагиогранито-гнейс, крупнозернистый, катаклазированный, 1,3 км ВСВ с Лусагюх; 17 — гранитогнейс крупнозернистый, катаклазированный, 0,95 км ВСВ верш. г.Тухманук; 18 — гранитогнейс, 2 км СВ с Меликгюх; 19 — гранитогнейс, 1 км В с Лусагюх [18]; 20 — гранитогнейс, крупнозернистый, 2 км СЗ с Лусагюх; 21 — гранитогнейс, 2 км ЮВ с Сараландж; 22 — лейкогранит, Варденисский выход [18]; 23 — гранитогнейс, крупнозернистый, 1,7 км ЮВ с Сараландж; 24 — лейкогранит, 2,5 км СВ с Лусагюх [18]; 25 — гранитогнейс, отрог к югу от с.Лусагюх [18]; 26 — лейкогранит, аплитовидный, 2,5 км СВ с Лусагюх [18]; 27 — лейкогранит, Варденисский выход [18].

(28-31) Альбититы Бжнийский массив: 28 — альбитовый плагиогранит, 1,5 км СЗ

с Бжни; 29 – альбитит, с Арзакан [15]; 30 – альбитовый плагиогранит, 2 км ССЗ с Бжни; 31 – альбитовый плагиогранит, с Арзакан; [15]. (32,33) Пегматит и аплит: 32 – пегматитовая жила в гранитогнейсе, 1,6 км ССЗ с Бжни. 33 – аплитовидная жила в гранитогнейсе, 1,3 км СЗ с Бжни. (34,36) Метасоматиты по гранитогнейсам: 34 – метасоматит серицит-каолинитовый, 1,5 км СЗ с Бжни; 35 – серицитизированный гранитогнейс, 3 км В с Мулки; 36 – аргиллизит адуляр – каолинитовый, 1,3 км СВ с Лусажюх. (37,40) Ксенолиты: 37 – биотитолит, линза в гранитогнейсах, овраг Сулидзор, 3,5 км ССВ с Арзакан; 38 – ксенолит параамфиболита, 2,5 км СЗ с Бжни; 39 – амфиболит черный гнейсовидный, 1,2 км СЗ с Бжни; 40 – амфиболит черный, метабластовый, 1,2 км СЗ с Бжни.

Анализы 2,4,5,11,13,16,17,18,20,21,23,28,30,32-40 по материалам В.А. Агамалаяна выполнены в ИГН НАН РА аналитиками Гаспарян З.Ш. (2,5,11,28,33,38,40), Бабаян В. (4,13,30,39) и в НИГМИ аналитиками Акопян Ф. и Григорян Л. (16,17,18,20,21,30,32,34,35,36,37).

Заклучение

На примере Цахкуняцкого кристаллического массива выясняется, что докембрийский магматизм пан-африканского орогенного цикла завершается внедрением калиевых гранитов, образующих гранитогнейсовые купольные сооружения СВ простирания. Выплавление калиевой гранитной магмы приурочено по времени к аккреции энсиматической (анкаванской) и энсиалической (арзаканской) островодужных образований верхнего протерозоя [6] за счет плавления высококалиевых парасланцев [10] фрагмента добайкальского кратона (нижняя серия). Об этом свидетельствуют высокие значения первичного изотопного отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ гранитогнейсов ($0,7102 \pm 0,0008$ и $0,7056 \pm 0,0009$) и связанных с ними альбититов ($0,7092 \pm 0,0008$) [12] и локализация гранитогнейсов среди парасланцев нижней серии.

По своим геолого-петрологическим особенностям и Rb/Sr возрасту (620 млн. лет) гранитогнейсы Армении аналогичны “молодым гранитам” Нубийско-Аравийского щита [19], завершающим консолидацию пан-африканского неократона [20,21]. Выплавление большого количества калиевой гранитной магмы, внедрение которой привело к кратонизации древней складчатой области, было обусловлено, вероятно, погружением сиалического основания Арзаканской ОД в предварительно прогретую зону субдукции в результате обдукции Анкаванской энсиматической ОД на Арзаканскую ОД. Очевидно, наиболее устойчивыми при последующих тектоно-магматических циклах оказываются области древних сутурных швов, сохраняющиеся в виде срединных массивов и стабильных террейнов в новом складчатом обрамлении.

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

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՄԱՏԻՔԵՄԻՐՅԱՆ ԳՐԱՆԻՏԱԳՆԵՅՍԱՅԻՆ ՖՈՐՄԱՅԻԱՆ

Վ. Ա. Աղամալյան

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում արվում է մինչքեմբրյան հասակի յուրահատուկ գրանիտագնեյսային ֆորմացիայի երկրաբանական և պետրոլոգիական բնութագիրը, որի ներդրումները Բջնիի

և Լուսագյուղի զանգվածների տեսքով կազմում են միգմատիտային յրջապեակներ ունեցող գմբեթային կառույցներ, որոնք պատռում և կամարածե ճկում են ստորին և վերին սերիաների շերտերը: Կալիումային գրանիտագնեյսների ներդրումով ավարտվել է մինչքեմբրյան ժամանակաշրջանի մագմատիզմը և այն հանգեցրել է Հոնդվանական մայրցամաքի հիմքը կազմող պան-աֆրիկյան նեոկրատոնի կարծրացմանը:

THE PRE-CAMBRIAN GRANITE-GNEISS FORMATION OF ARMENIA

V. A. Agamalian

A b s t r a c t

The geological and petrologic characteristics of the unique Pre-Cambrian granite gneiss intrusive formation, which is represented by the Bjni and Lousagyugh sinorogenic dome structures with magmatic setting in the Tsakhkounyats massif, are presented. Intrusion of potassium granite-gneiss domes had completed the Pre-Cambrian magmatism and resulted in consolidation of the Pan-African Neocraton of Gondwana Land.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агамалян В.А. Древние метаморфические комплексы Армянской ССР и специфика их крупномасштабного картирования. Тез. докл. II Регион. петрограф. совещ. по Кавказу, Крыму и Карпатам, 1973, Ереван, с.11-13.
2. Агамалян В.А. Древние метаморфические комплексы территории Армянской ССР и их тектоническое положение. Материалы II Регион. петрограф. совещ. по Кавказу, Крыму, Карпатам, 1978, Тбилиси: Изд. КИМС, с.109-115.
3. Агамалян В.А., Асланян А.Т., Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Области ассинтской и герцинской консолидаций в кристаллическом основании структурно-формационных зон территории Армении. Мат. Кавк. Межд. симпозиума Проекта №5 МПГК, М.: 1982, с.15-16.
4. Агамалян В.А. Мезозойский аккреционный комплекс (Апаранская серия) Цахкуняцкого хребта Армянской ССР. — Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, №2, с.13-24.
5. Агамалян В.А. Геолого-петрографическая модель кристаллического фундамента Армянской ССР. — В кн.: Роль регион. петрографии в решении глоб. петролог. проблем, Ереван: Изд.АН АрмССР, 1987, с.10-11.
6. Агамалян В.А. Докембрийский вулканизм Армении. — Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1994, т.47, №1-2, с.7-23.
7. Агамалян В.А. Формирование и эволюция земной коры области сочленения пассивной и активной окраин Тетиса на примере Армении. — В кн.: Законом. эволюции Земной коры, т.II, С.-Петербург: 1996, с.23.
8. Аракелян Р.А. История нижнепалеозойского магматизма Армении. Зап. Арм. отд. ВМО, вып.1, 1959, с.21-28.
9. Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х., Чибухиян З.О. К вопросу возрастного расчленения древних магматических образований Апаран-Анкаванского кристаллического массива. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1984, т.37, №5, с.10-24.
10. Багдасарян Г.П., Агамалян В.А., Джрбашян Р.Т. и др. Особенности проявления кислого магматизма в истории развития Малого Кавказа. — В кн.: Магматизм и эндогенное рудообразование. Мат.V Всес. петр. совещ. Изд. "Наука", Алма-Ата, 1976, с.113-115.
11. Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. О возрасте Бжнийского массива мигматит-гранитов (по данным Rb/Sr изохронной радиометрии с учетом геологических представлений). — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, т.36, №6, с.3-15.

12. Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций Армянской ССР. Ереван: Изд.АН АрмССР, 1985, 291 с.
13. Белов А.А., Соколов С.Д. Реликты мезозойской океанической коры среди кристаллических комплексов Мисханского массива Армении. — Сов. геология, 1973, №8, с.26-42.
14. Баласанян С.И. Основные черты магматизма Армении. Ереван: Изд. "Митк", 1967, 487 с.
15. Магди Сами Баста. Сравнительная характеристика гранитоидного магматизма кристаллического фундамента Египта и Армении. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук, Ереван, 1993, 24 с.
16. Назарян А.Е. О возрастном расчленении интрузивного комплекса Цахкуняцкого хребта. Ереван: Научные Тр. Ер.Гос.ун-та, 1961, с.39-52.
17. Паффенгольд К.Н. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1970, 435 с.
18. Чибухчян З.О. Интрузивные комплексы Арзаканского кристаллического массива. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985, 183 с.
19. Greenberg J.K. Characteristics and origin of Egyptian younger granites: summary. Bull. Geol. Soc. Am. 1981, 92, p.224-232.
20. Hashad A.H., Hassan M.A. On the validity of an ensimatic island arc cratonisation model of the Egyptian shield. Ann. Geol. Surv. Egypt, 1979, 9, p.70-80.
21. Kennedy W.B. The structural differentiation of Africa in the Pan-African tectonic episode. In: 8-th Ann. Sci. Rep. Afr. Geol. Res. Inst., Univ. of Leed, 1964, p.48-49.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 2000, LIII, №1-2, 54-61

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ШАРОВО-ПОДУШЕЧНЫХ ЛАВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В НИХ

© 2000 г. Г. А. Казарян

*Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 20.11.98.*

Пиллоу-лавы различных возрастных групп вулканических пород Армении формировались в субмаринных условиях. Петрогенные элементы в шарах и морских подводных лавовых потоках распределены неравномерно, что обусловлено воздействием соленой воды и механической дифференциацией течения расплава.

Пиллоу-лавы характерны для субмаринных излияний геологически прошлых и современных извержений в различных геодинамических обстановках [11,13,21 и др.]. Некоторые из них часто параллелизуются со спилитами, о происхождении которых имеются разные, порой противоположные взгляды [20].

Пиллоу-лавы характерны для большинства мезокайнозойских эффузивов Армении, сформировавшихся в субмаринных условиях. Рассматриваемые в статье шаровые лавы разного возраста и формационной принадлежности нами были установлены в ряде мест Республики: в составе нижне-среднеюрской вулканогенной толщи Сомхето-Карабахской структурно-формационной зоны в Алавердском районе- средняя часть старой дороги Н. Ахтала-В. Ахтала, в Тавушском- в 1.5-2.0 км к

12. Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций Армянской ССР. Ереван: Изд.АН АрмССР, 1985, 291 с.
13. Белов А.А., Соколов С.Д. Реликты мезозойской океанической коры среди кристаллических комплексов Мисханского массива Армении. — Сов. геология, 1973, №8, с.26-42.
14. Баласанян С.И. Основные черты магматизма Армении. Ереван: Изд. "Митк", 1967, 487 с.
15. Магди Сами Баста. Сравнительная характеристика гранитоидного магматизма кристаллического фундамента Египта и Армении. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук, Ереван, 1993, 24 с.
16. Назарян А.Е. О возрастном расчленении интрузивного комплекса Цахкуняцкого хребта. Ереван: Научные Тр. Ер.Гос.ун-та, 1961, с.39-52.
17. Паффенгольд К.Н. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1970, 435 с.
18. Чибухчян З.О. Интрузивные комплексы Арзаканского кристаллического массива. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985, 183 с.
19. Greenberg J.K. Characteristics and origin of Egyptian younger granites: summary. Bull. Geol. Soc. Am. 1981, 92, p.224-232.
20. Hashad A.H., Hassan M.A. On the validity of an ensimatic island arc cratonisation model of the Egyptian shield. Ann. Geol. Surv. Egypt, 1979, 9, p.70-80.
21. Kennedy W.B. The structural differentiation of Africa in the Pan-African tectonic episode. In: 8-th Ann. Sci. Rep. Afr. Geol. Res. Inst., Univ. of Leed, 1964, p.48-49.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 2000, LIII, №1-2, 54-61

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ШАРОВО-ПОДУШЕЧНЫХ ЛАВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В НИХ

© 2000 г. Г. А. Казарян

*Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 20.11.98.*

Пиллоу-лавы различных возрастных групп вулканических пород Армении формировались в субмаринных условиях. Петрогенные элементы в шарах и морских подводных лавовых потоках распределены неравномерно, что обусловлено воздействием соленой воды и механической дифференциацией течения расплава.

Пиллоу-лавы характерны для субмаринных излияний геологически прошлых и современных извержений в различных геодинамических обстановках [11,13,21 и др.]. Некоторые из них часто параллелизуются со спилитами, о происхождении которых имеются разные, порой противоположные взгляды [20].

Пиллоу-лавы характерны для большинства мезокайнозойских эффузивов Армении, сформировавшихся в субмаринных условиях. Рассматриваемые в статье шаровые лавы разного возраста и формационной принадлежности нами были установлены в ряде мест Республики: в составе нижне-среднеюрской вулканогенной толщи Сомхето-Карабахской структурно-формационной зоны в Алавердском районе- средняя часть старой дороги Н. Ахтала-В. Ахтала, в Тавушском- в 1.5-2.0 км к

востоку от пос.Берд, в Красносельском- на восточной окраине с.Ариванист, в Кафанском- у с.Шикахох, в НКГ- у моста шоссейной дороги через р.Тертер, в 3.0 км к северу от с.Вагуас и других районах Азербайджана [7]; в верхнеюрских-нижнемеловых островодужных вулканогенных толщах офиолитовых зон; в Севанской зоне- в толеитовых базальтах месторождения Тигранаберд и трахибазальтах на ю.-з. склоне горы Саринар и горном массиве Чах-чах Базумского хребта; в Вединской зоне- гиадобазальтах у разв. с Азизкенд, трахибазальтах в долине р.Хосров, в районе г.Ерах, на восточной окраине с.Ехегис в Вайке; в палеогеновых эффузивных толщах Анкаван-Зангезурской структурно-формационной зоны- в нижнеэоценовых базальтах ю.-з. склона Севанского хребта в 3.0 км к востоку от с.Артаниш, на северном склоне Восточно-Севанского хребта, в 6.0 км к югу от с.В.Шоржа; среднего эоцена- в 1.0 км к югу от с.Айрк (Восточно-Севанский хребет), в Вайке- в среднем течении р.Ехегис и верховьях р.Арпа напротив с.Гндеваз; неогеновых вулканитах- в рифтогенных анальцимовых тефритах Западного Вайка (между с.с.Ринд и Ахавнадзор). По данным Харазяна [15], новейшие долеритовые пиллоу-лавы развиты в долине р.Дзорагет.

Наблюдения показывают, что форма и размерность шаров пиллоу-лав зависят от состава магматического расплава. В диабазах пиллоу-лав контрастной толеит-плагиориолитовой (КТПР) серии Тигранабердского месторождения (Севанская офиолитовая зона) размеры шаров идеальной формы, варьируют от мельчайших до 25-30 см в радиусе. Относительно крупные "шары", обычно сплюснутые, с верхней выпуклой "сфероидной" поверхностью и вогнутой нижней, имеют размеры до 1.2-1.5 м по горизонтали и 0.7-0.8 м – по вертикали; для них больше подходит название "подушки". Придонная зона потока пиллоу-лав КТПР серии обычно представлена маломощным слоем гиадокластитов [5].

Амигдалоидные трахибазальтовые пиллоу-лавы трахибазальт-трахитовой (ТБТ) серии г.Шекасар (Саринар), с.с.Гукарич, Авазан (Севанская офиолитовая зона), ядра Тексарской антиклинали (Вайк), гиадобазальты басс. р. Веди имеют морфологически иную форму и размерность. "Шары" в них отчетливо вытянутые, грушевидные и баллонообразные, длиной до 1.5-2.0 м, с диаметром 0.7-0.8 м и ориентированы согласно с направлением течения потока. Неогеновые анальцимовые тефриты трахибазальт-трахиандезитовой формации Западного Вайка [1] во фронтальной части потока (восточная окраина развалин с.Ринд) представлены высокоамигдалоидными пиллоу-лавами с продолговатыми, баллонообразными обособлениями.

Шаровые образования, как правило, слагают фронтальную часть лавовых потоков, с мощностью от нескольких до 25-30 м и редко больше, соразмерной с толщиной потока. Во второй половине фронтальной части шаровой зоны, под пиллоу-лавами залегают массивные лавы, мощность которых по мере убывания объема шаровых обособлений увеличивается. Шаровая отдельность пород по простиранию потока прослеживается на расстоянии первых сотен метров по всему фронту, в тыловой части она становится слабовыраженной и постепенно переходит в пластообразное тело с мелкобугристой поверхностью.

Наружная, закаленная корка диабазовых шаров КТПР серии мощностью 1.5-2.0 см стекловатая, бурого цвета, ниже которой следует светло-зеленая зона и далее собственно в ядре – серо-зеленая, мелкозернистая. Породы закаленной корки афировые с вариолями до 0.5 мм, состоящими из светлого и прозрачного вулканического стекла с пучкообразно-расходящимися микролитами, создающими афанито-вариолитовую структуру. Редкие микровкрапленники плагиоклаза альби-

тизированы, пелитизированы и карбонатизированы. Мелкие (до 0,5 мм) миндалины с хлоритом, реже кварцем, придают породе микропятнистый характер. Порода ядра шаров имеют спилитовую, переходящую в субдиабазовую структуру: в криптокристаллической массе, сложенной вулканическим стеклом (40-45%), беспорядочно рассеяны микровкрапленники плагиоклаза (№52-53), в промежутках которых расположены мелкие зерна клинопироксена.

В высокоамигдалоидных (более 25% миндалин) трахибазальтовых шарах ТБТ серии миндалины имеют закономерное, концентрично-полосчатое распределение, с отчетливым скоплением у верхней кромки шаров. Размерность карбонатных, хлоритовых или цеолитовых миндалин от 0,05 мм краевой зоны шаров к ядру увеличивается до 3,0-5 мм, с соразмерным сокращением их количества. Зональное распределение миндалин придает шарам своеобразную полосчатость, повторяющую сферическую поверхность тел. В придонной части несколько сплюснутых шаров (Тексарская антиклиналь) и у подошвы потоков трахибазальтов развиты суживающиеся по вертикали стержневидные карбонатные тельца длиной до 6-8 см и толщиной до 1,0 см. На поперечных разрезах шаров видны радиальные, иногда заполненные карбонатом трещины, разделяющие их на клинообразные сегменты. Среди высокоамигдалоидных титанавгит-керсутитовых трахибазальтов Ерахской антиклинали с карбонат-хлорит-цеолитовыми миндалинами отмечаются шары, в которых после 5-6-сантиметровой плотной закаленной корки ядро, занимающее более 70% объема, заполнено лишь кристаллами кальцита, что указывает на их первично пустотелый характер.

В отличие от диабазов КТПР серии, с плагиоклаз-клинопироксеновым (гиперстен) парагенезисом минералов, породы ТБТ серии характеризуются большой гаммой разновидностей: сериально-порфировые плагиоклаз-оливиновые трахибазальты (р.Хосров), титанавгит-керсутитовые трахибазальты (Далиага), анальцит-клинопироксеновые тефриты (Западный Вайк и др.). Лавовые потоки подводных излияний имеют зональное строение, аналогичное шарам пиллоу-лав. В основании таких потоков развита 8-10-сантиметровая зона закалки бурого цвета. Порода из этой зоны потока гналобазальтов Вединской зоны имеет пилотакситовую структуру и состоит из вулканического стекла с игольчатыми кристаллами титанавгита, микролитов и незначительного количества сильно карбонатизированных микровкрапленников плагиоклаза и редких, нацело хлоритизированных микровкрапленников клинопироксена. Порода средней зоны потока состоит из палагонитизированного вулканического стекла (25-30%), разрозненных призматических зерен зонального плагиоклаза (№58-60 в ядре) и почти нацело разложенных вкрапленников розовато-фиолетового титанистого клинопироксена, оливина, а также акцессорных минералов — апатитов, титаномагнетита. В 25-30-метровом подводном потоке андезитовых лав палеогена юго-восточной части бассейна оз.Севан буро-ржавые породы из зоны закалки (10-12 см) состоят из измененного вулканического стекла (75%) с микролитами полевых шпатов, частично оплавленных, резорбированных вкрапленников плагиоклаза (№48-50) и мелких миндалин с хлоритом и кальцитом. В центральной зоне потока количество вкрапленников плагиоклаза (№50-51 в ядре) увеличивается (76-78%), заметное участие принимает частично амфиболитизированный клинопироксен (10—12%), а количество вулканического стекла вместе с миндалинами резко сокращается (10-15%). Миндалины зоны закалки сплюснуты и длинной осью располагаются вертикально относительно дна потока.

Исследование пиллоу-лав современных морских глубин из подводных обитаемых аппаратов [11,12,21] показало идентичность их форм залегания с соответствующими эффузивными образованиями древних субмаринных излияний. Следовательно, можно предполагать и одинаковые условия их формирования. Наблюдениями установлено, что подводные излияния лав происходят из морфологически различных центров: вулканических конусов высотой до 300 м, узких щелей и лавовых озер, которые и обуславливают характер и форму эффузивных тел. Лавовые потоки крутых склонов вулканов имеют форму рукавов, близких к типу пахоэхоз, которые в верхней части, близ жерла, обычно пустотелые, вследствие истечения из них части магматического расплава. На пологих склонах или относительно равнинных участках рельефа обычны шарово-подушечные формы залегания. Гиалокластиты развиты неравномерно, встречаются у жерловин вулканов и во фронтальной зоне лавовых потоков. Степень пузыристости обратно пропорциональна глубине подводного извержения; содержание миндалин более 5% отражает мелководные условия (до 1,0 км) излияний лав [2]. Описываемые мезокайнозойские островодужные субмаринные эффузивы повторяют перечисленные особенности пиллоу-лав современных подводных извержений.

Высокотемпературные (1200°C по [16]) жидкие толеитовые лавы КТПР серии при излиянии в холодную морскую среду быстро разбивались на шарово-каплевидные тела разной размерности. Мелкие шары (до 20 см) с тонкой закаленной коркой сохранили идеальную сферическую форму, благодаря высокой внутренней центростремительной силе, препятствующей растеканию еще не затвердевших тел. Крупные шарообразные тела в разной степени уплощены, поскольку только что затвердевшая тонкая корка закалки магматического расплава не выдерживала внутренней нагрузки массы, которая растекаясь принимала форму, близкую к подушечной, с выпуклой поверхностью и вогнутой — нижней, в виде слепка сферических верхушек подстилающего ряда шаров. Межшаровое пространство, ограниченность которого в определенной мере обусловлена плотностью упаковки еще не полностью затвердевших шаров, впоследствии заполнялось кремнистой, кремнисто-карбонатной или карбонатной массой. В приподошвенной зоне фронтальной части потоков пиллоу-лав иногда содержится небольшое количество гиалокластитов.

При излиянии низкотемпературного (1150°C) и относительно вязкого трахибазальтового расплава образовались вытянутые в длину баллонообразные, с поперечными морщинками тела с отношением длины 2:1. Продолговатая, баллонообразная форма отдельности трахибазальтов близка к лавовым потокам типа пахоэхоз, сформированным на суше с тонкой зоной закалки и плотной упаковкой рукавов [12]. Простой минеральный парагенезис (Пл-КПи), преобладающая афировая структура диабазов КТПР серии показывают, что высоконагретые, жидкие толеитовые лавы из малоглубинного очага магмообразования перемещались быстро, без остановки. Трахибазальтовые лавы с многообразным парагенезисом интрателлурических вкрапленников, представленных плагиоклазом, оливином, клинопироксеном и керситом, образовались при медленном подъеме расплава из глубинного магматического очага и поступлении его в промежуточные камеры, в которых начиналась кристаллизация и проявленная в разной степени дифференциация.

Характер распределения петрогенных элементов в шарах и потоках пиллоу-лав Армении и ряда регионов мира

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	51.21	53.19	45.24	48.43	46.24	46.54	48.06	45.18	48.10	45.02	44.42	48.88	47.36	50.84	49.32	48.60	48.25
TiO ₂	1.43	1.79	1.20	0.39	3.30	3.53	1.51	3.04	3.28	2.41	3.04	1.48	1.10	1.60	1.76	1.34	1.45
Al ₂ O ₃	16.82	14.61	18.68	16.02	17.64	13.39	18.60	17.11	17.18	18.28	18.30	14.56	14.22	13.46	14.46	16.32	15.90
Fe ₂ O ₃	7.67	6.25	3.95	1.22	11.22	12.47	7.34	8.11	5.59	1.39	9.65	3.55	3.88	4.32	4.81	3.16	3.04
FeO	7.18	6.81	4.82	6.22	1.14	0.58	3.73	4.54	3.69	6.89	1.70	7.52	6.78	7.06	6.62	8.26	9.34
MnO	0.12	0.44	0.16	0.09	0.14	0.09	0.07	0.05	0.16	0.09	0.09	0.19	0.19	0.14	0.16	0.11	0.19
MgO	3.10	4.37	6.05	10.61	2.54	3.41	2.97	5.83	4.54	9.19	4.00	6.31	8.07	5.34	6.85	6.60	6.35
CaO	3.3	4.20	10.36	11.46	5.4	7.68	7.35	4.86	7.00	5.88	6.44	10.80	12.05	7.14	7.04	10.20	9.96
Na ₂ O	4.8	4.80	4.20	1.30	3.5	3.80	2.10	2.60	2.30	2.2	1.80	2.82	2.05	5.14	4.78	4.20	3.50
K ₂ O	0.07	0.10	0.40	1.50	3.0	1.60	1.20	0.33	0.33	1.8	0.70	0.05	0.13		0.08	1.10	0.90
P ₂ O ₅	0.06	0.13	0.09	0.09	0.34	0.39	0.34	0.48	0.48	0.39	0.48	0.08	0.08	0.16	0.14		0.43
H ₂ O ⁻	0.48	0.24	0.54	0.17	1.40	1.14	1.56	1.53	2.28	1.17	2.65	0.48	0.40	0.27	0.71		
H ₂ O ⁺	2.38	1.70				0.9						2.06	3.52			0.47	0.46
CO ₂	0.80		3.08	1.62		0.22	3.43	3.34	3.08	2.99	2.72						
ппп		2.34	1.69	1.54	4.30	4.14	0.01	1.69	0.02	2.57	4.19			4.32	3.59	0.13	0.169
Сумма	99.47	100.6	100.46	100.76	99.88	100.16	100.7	99.32	100.4	99.83	100.18	99.77	99.83	99.80	100.32	100.49	99.93

Севанская зона 1. Диабаз, корка шара (обр.2750а), Тигранабердское м-ние. 2. Диабаз, ядро шара (обр.2750г), там же. Вединская зона 3. Диабаз, корка шара (обр.3197г.), в 0,5 км к СВ от с. Каракерт. 4. Диабаз, ядро шара (обр.3197в), там же. 5. Трахибазальт, корка шара (обр.2760а), долина р.Хосров. 6. Трахибазальт, ядро шара (обр.2760б), там же. 7. Гиалобазальт, корка шара (обр.3237а) в 0,6 км к СВ от развалин с. Азизкенд. 8. Трахибазальт, ядро шара (обр.3716), там же. 9. Гиалобазальт, нижняя зона потока (обр.3215в), там же. 10. Гиалобазальт, средняя зона потока (обр.3213а). 11. Гиалобазальт, верхняя зона потока (обр.3213а), там же. 12. Диабаз, стекловатая внешняя оболочка шара, Хоккайдо, Япония [17]. 13. Диабаз, субофитовое ядро шара, там же. 14. Диабаз, корка шара, Зап Мугоджары [8]. 15. Диабаз, ядро шара, там же. 16. Долерит, корка шара, ст. Туманян [15]. 17. Долерит, ядро шара, там же.

Анализы выполнены на образцах из коллекции Г.А. Казаряна в хим. лаборатории ИГН НАН РА.

Химические данные (табл.1) показывают заметные вариации вещественного состава пород зон закалки относительно ядра шаров, а также нижней и верхней зон – относительно середины левого потока. В общем для всех изученных разнофациальных пород от краев к центру тел устанавливается значительное увеличение содержания магния (1,5-2,0 раза), кальция и резкое падение количества глинозема и в некоторой степени закисного железа, для которого определяющее значение имеет окислительный потенциал окружения. Количество окисного железа в диабазах от краев к центру тел увеличивается, а в трахибазальтах и гналобазальтах выражена обратная тенденция. Количество кремнезема при общем увеличении к середине толентовых тел, в трахибазальтах и гналобазальтах в этом направлении уменьшается. Количество натрия в средней части тел относительно выше, за исключением диабазов Каракерта. Поведение калия неоднозначно, при общей тенденции увеличения от краев к центру тел, за исключением диабазов, в которых его содержание уменьшается.

Приведенные данные по перераспределению петрогенных элементов внутри разнофациальных зон эффузивных тел хорошо согласуются со сведениями относительно пиллоу-лав Токар, Хоккайдо [17], Западных Мугоджар [8] и др. Полученные данные имеют важное методологическое значение для правильного отбора проб эффузивных пород на петро-геохимические анализы.

Внутришаровая и внутрипотоковая вариации составов пород обусловлены явлениями механического и физико-химического порядка. Внутри бронированных твердой коркой сообщающихся шаров и лавовых потоков движущаяся магматическая масса подвергается механической дифференциации течения расплава [18,19], выраженной в центростремительном перемещении ранее выделившихся темноцветных минералов, вследствие чего ими обедняются краевые зоны. Подобным образом формировались относительно лейкократовые оливиновые диабазы эндоконтактной зоны пикритов Алавердского района [3], басс. р.Веди и подводных потоков гналобазальтов и андезитов басс. оз.Севан, являющихся силлоподобными телами, "внедренными" между дном водоема и мощным водным слоем моря. Одновременно с этим явлением внутри этих тел происходило перемещение газовых пузырей к краям и их послойное распределение вдоль корки шаров, потока или дайки. В последних подобное послойное распределение пузырей (миндалин) вдоль зальбандов создало своеобразную полосчатую структуру [4].

Условия остывания магматического расплава играют определенную роль в неравномерном распределении петрогенных элементов внутри эффузивных тел. В водной среде происходит быстрый захват магмы и образование тонкой твердой корки закалки, способствующей сохранению на неопределенное время внутри тел в начале жидкой, а далее горячей массы [12]. Это фиксируется в микроструктурах пород – в закаленной корке запечатана соответствующая полужидкому состоянию гналиновая структура (Пл-расплав), которая в средней зоне сменяется субдиабазовой (Пл-Кпи) и диабазовой (в потоках и дайках).

Перераспределение петрогенных элементов в породах субмаринных пиллоу-лав – явление экзогенно-метасоматического порядка, и их исследование является объектом специальных петро-геохимических работ. Геологические наблюдения, факты вариаций петрогенных компонентов в изученных пиллоу-лавах, а также литературные данные [9,14] указывают, что ведущую роль в этих изменениях играла подогретая, соленая и активизированная морская вода, действующая на контакте с

горячей магматической массой. Об активном воздействии горячей воды на горные породы [14] свидетельствует вынос легкоподвижных элементов водами горячих источников. В.Б.Курносоев и др. [9] указывают, что изменениям под воздействием морской воды наиболее подвержены стекловатые закаленные корки подводных пиллоу-лав. В отличие от исследованных более древних пород новейшие шаровые долериты басс. р. Дебед, сформированные в морской речной долине с пресной водой [15], характеризуются обилием гиалокластитов и не содержат признаков описанных изменений состава (табл.1.). Это подтверждает мнение об активном участии соленой морской воды в подводных метасоматических явлениях.

В заключение необходимо особо отметить, что перераспределение петрогенных элементов в разнофациальных зонах шаров пиллоу-лав и субмаринных лавовых потоках не обусловлено их возрастом. Они одинаковым образом проявлены в силурийских (Мугоджары), юрских (Япония), меловых и палеогеновых (Армения) субмаринных шаровых образованиях и лавовых потоках.

Работа выполнена в рамках темы 96-118, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

ԳՆԴԱ-ԲՈՒՐԳԱԶԵՎ ԼԱՎԱՆԵՐԻ ԶԵՎԱՎՈՐՄԱՆ ԵՎ ՆՐԱՆՑՈՒՄ ՊԵՏՐՈԳԵՆԵՏԻԿԱԿԱՆ ԷԼԵՄԵՆՏՆԵՐԻ ՏԱՐԱԲԱՇԽՄԱՆ ՕՐԻՆԱԶՆԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Հ. Ա. Ղազարյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայաստանի մեզո-կայնոզոյան հասակի հրաբխածին հաստվածքներում հաճախ են պիրոու-լավաների հոսքերը, որոնք ձևավորվել են ստորջրյա պայմաններում: Գնդաձև անջատումներում և ստորջրյա լավային հոսքերում պետրո-գենետիկական էլեմենտների անհավասար տեղաբաշխումն ունի մեխանիկական և քիմիական բացատրություն: Ամուր կեղևով պաշտպանված մարմնում ընթացել է հալուցքի մեխանիկական դիֆերենցիացիա [11,12], որի շնորհիվ վաղ անջատված միներալների ջրոնները կուտակվել են մարմնի կենտրոնական գոնայում: Քիմիական բնույթի փոփոխությունները պայմանավորված են տաք մարմնի հետ շփվող աղի, տաք և ակտիվացած ծովային ջրի հարուցած մետասոմատիկ երևույթներով:

THE REGULARITIES OF FORMING AND DISTRIBUTION OF PETROGENOUS ELEMENTS IN SPHERE-PILLOW LAVAS

H. A. Kazarian

A b s t r a c t

Pillow lava of different age groups of volcanic rocks in Armenia formed in submarine conditions. Petrogenic elements in pillows and submarine lava flows are distributed irregularly, which is determined by the influence of saline water and mechanical differentiation of the melt flow.

ЛИТЕРАТУРА

1. Базарова Т.Ю., Казарян Г.А. 1986. Неогеновые щелочные эффузивы южной Армении и условия их формирования. Вулканология и сейсмология. №2, с.34-46.
2. Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Матвеев В.В., Хаин В.В. 1985. Разрез палеозойской океанической коры в Южных Мугоджарах: реконструкция спрединга и палеорельефа. Геотектоника. №3, с.5-20.
3. Казарян Г.А. 1959. Ультраосновные жильные породы Алавердского рудного района. Тр. Управления геологии и охраны недр АрмССР, т.1, с.181-190.
4. Казарян Г.А. 1959. О полосчатом строении диабаз-порфировых даек Алавердского района. Зап. Арм.Отд. ВМО, вып.1, с.61-68.
5. Казарян Г.А. 1980. Основные черты верхнемелового вулканизма Севанского офиолитового пояса. Изв. АрмССР, Науки о Земле, №4, с.56-64, и 1981, №1, с.24-35.
6. Казарян Г.А. 1992. Кислые вулканы толлитовой серии офиолитовых зон Республики Армения. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, №1, с.3-13.
7. Кашкай М.А., Бабаев И.А. 1958. О шаровых лавах Азербайджана. Изв. АН Азерб.ССР, сер. геол-геогр. наук, №6, с.15-25.
8. Кориневский В.Г. 1965. Подушечные лавы Западных Мугоджар. В сб.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. III Ур.петрогр. совещ., т.III, с.308-318.
9. Курносое В.Б., Мурдмаа И.О. 1980. Вторичные изменения базальтов на дне океанов. Тезисы совещ. "Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис". г.Звенигород, с.39-41.
10. Лебединский В.И. 1963. К вопросу о развитии взглядов на генезис шаровых лав. В кн.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М.: Изд.АН СССР, с.72-91.
11. Лисицин А.П., Живаго Л.В., Зоненшайн Л.П. 1987. Геология рифта Таджура: наблюдения из подводных аппаратов. М.: Наука, 236 с.
12. Макдональд Г. 1975. Вулканы., М.: Изд. "Мир", 431 с.
13. Монин А.С., Богданов Ю.А., Зоненшайн Л.П. 1985. Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов. М.: Наука, 230 с.
14. Таврова М.И. 1958. О выносе воднорастворимых веществ из пирокластике вулкана Безымянное. №7, с.157-163.
15. Харазян Э.Х. 1966. Шаровые лавы и гиадокластиты бассейна р.Дебед (Армянская ССР). Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, т.19, №3, с.27-40.
16. Цамерян О.П., Закариадзе Г.С., Соболев А.В., Конокова Н.Н. 1988. Типизация офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа, по составам пород и расплавам. — Геохимия, №8, с.1140-1157.
17. Bmba T. 1974. Series of Magmatism Related to the Formation of Spilite. Spilitic and Spilitic Rocks. p.84-112.
18. Bhattacharji S. 1967. Mechanics of flow differentiation in ultramafic and mafic sills. The journal of Geologi. v 75, N 1, p. 101-128.
19. Komar P.D. 1972. Mechanical interactions of phenocrysts and differentiation of igneous dyces, sills. Geol. Soc. Amer. Bull, N83, p.973-988.
20. Spilitic Rocks. International Union of Geological Scienses. Series A. 1974, N4 p.482.
21. Wells G., Bryan W.B., Pearce T.H. 1979. Comparative morphology of ancient and modern pillow lavas. The journal of Geology, v.87, N4, p.427-440.

ПЛАГИОРИОЛИТЫ (КВАРЦЕВЫЕ КЕРАТОФИРЫ) АЛАВЕРДСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

© 2000 г. М. С. Азизбекян, А. З. Алтунян, Ш. О. Амирян

*Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 11.12.97.*

Плагииориолиты Алавердского месторождения по петрографическому и химическому составу похожи на шамлугские, но занимают более высокий стратиграфический горизонт и относятся к верхнеюрско-нижнемеловой фашиально-возрастной группе, что расширяет перспективы обнаружения рудных скоплений не только в пределах Алавердского месторождения, но и на территории рудного района в целом.

Несмотря на более чем двухвековую историю исследования и разработки Алавердского месторождения, существуют вопросы о геологическом строении месторождения и стратиграфии пород, которые пока полностью не выяснены.

Крайне важным для понимания геологического строения, структуры как Алавердского месторождения, так и всего рудного района является установление стратиграфического положения плагииориолитов (кварцевых кератофиров), развитых в пределах Шамлугского и отчасти Алавердского месторождений.

В процессе исследований, проведенных нами за последние годы, получены новые данные, позволяющие дополнить имеющиеся представления по этому вопросу. В частности, плагииориолиты (кварцевые кератофиров) в пределах Алавердского рудного района распространены, в основном, на территории Шамлугского месторождения, вдоль северного склона р.Ераванк, между ее левыми притоками Бугакар, Хараба и Охнац и, как известно, вмещают в себе большинство рудных тел промышленного характера. В этой связи актуальной задачей становится их изучение, а также выявление аналогичных образований на других участках территории рудного района.

Связь оруденения с определенным комплексом пород вообще и в Алавердском рудном районе в частности затронута в работах многих исследователей [1-10] и, поскольку решение этого вопроса имеет непосредственное отношение к толще "кв. кератофиров", небезынтересно привести некоторые данные и представления относительно их состава, распространения, стратиграфического положения, возраста и т.д.

Исследователи рудного поля Шамлугского месторождения имеют различное мнение относительно вышеотмеченных пород. Так, например, И.Г.Кузнецов (1942) "кв. кератофиров" относит к липаритам, О.С.Степанян, Н.Я.Монахов (1944) описывают их под названием "кератофиров", а П.С.Саакян (1934) относит их к верхним порфирам. В.С.Коптев-Дворников (1969) называет их альбитофирами, А.Т.Асланян [4] – криптокварцевыми порфирами, Р.Л.Мелконян [8] – липарито-дацитами, Г.А.Казарян [6] – кв. альбитофирами, П.Ф.Сопко [11] – рудоносной свитой, представленной кв. кератофирами.

По стратиграфической схеме Н.Р.Азаряна [1], "кв. кератофиров" относятся к алаверди-шамлугской свите и допускается их фашиальный переход в туфопесчаники, агломераты и т.д.

Стратиграфическое положение "кв. кератофиров" определяется на-

леганием их на пепловые туфы и туфобрекчии дацитов кошабердской свиты и перекрыванием туфоосадочными образованиями верхнего байоса, что принимается почти всеми геологами и исследователями Алавердского рудного района (А.Т.Асланян, П.Ф.Сопко, Г.А.Казарян, С.З.Казарян и др.).

Вопрос о наличии "кв. кератофиров и кв. плагиопорфиров" шамлугского типа в пределах Алавердского месторождения был затронут в работах П.Ф.Сопко [10], В.О.Пароникяна, Э.М.Налбандяна [10]. Однако их местонахождение, стратиграфическое положение, литологический состав и, вместе с тем, их возраст указанными исследователями объяснялось различно.

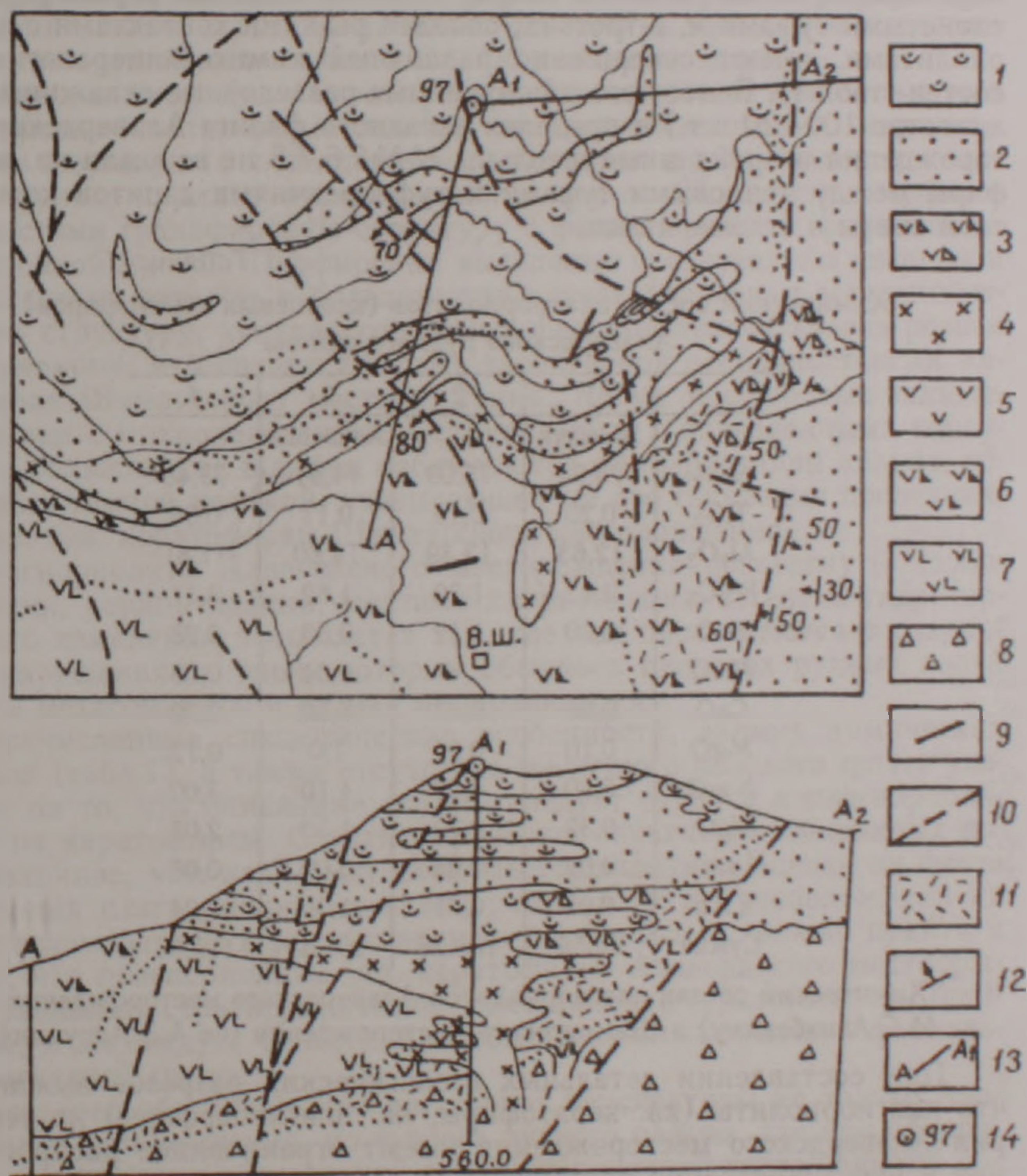


Рис.1. Схематическая геологическая карта и разрез центральной части Алавердского месторождения. 1. Вулканические брекчии и потоки пироксеновых порфиров. 2. Туфопесчаники. 3. Вулканические брекчии и туфы андезитовых порфиров. 4. Плагионолиты (кв. кератофиры). 5. Мандельштейновые андезитовые порфиры. 6. Слоистые туфогенные породы. 7. Лавобрекчии андезитов (агломераты). 8. Пирокластические туфы дацитового состава (туфобрекчии кошабердской свиты). 9. Дайки габбро-диабазов. 10. Разрывные нарушения. 11. Гидротермально измененные породы. 12. Элементы залегания пород. 13. Линия геологического разреза. 14. Пробуренные скважины.

По мнению П.Ф.Сопко [11], "кв. кератофиры" в пределах Алавердского рудного поля стратиграфически располагаются между туфобрекчиями, пирокластическими туфами кошабердской свиты и агломератами. Причем он называет их рудоносной свитой, являющейся маркирующим горизонтом не только для Шамлугского месторождения, но и для всего Алавердского рудного района.

Согласно Э.М.Налбандяну и В.О.Пароникяну [10] агломераты кверху фациально сменяются кв. плагиопорфирами. Однако все эти высказывания не обоснованы фактическими материалами и не подтверждаются исследованиями лет. Во-первых, отметим, что агломераты в стратиграфической схеме занимают более низкие горизонты, чем кв. кератофиры, во-вторых, они кверху сменяются не кв. кератофирами, а слоистыми туфами и, в-третьих, обладая резкими контактами с плагиориолитами, имеют совершенно различный химико-минералогический состав (табл.1). Более того, пробуренные разведочные скважины (в количестве 100-120 шт.) в пределах западного фланга Алавердского месторождения и пройденные штольни №№5,6,7,8 не вскрыли кв. кератофиры между пепловыми туфами и туфобрекчиями дацитов кошабердской свиты и агломератами.

Таблица 1

Химический состав плагиориолитов (кварцевых кератофиров)
Алавердского рудного района^{*)}

	1	2	3	4
	Шамлуг		Алаверди	
SiO ₂	75,94	75,09	74,61	73,43
TiO ₂	0,25	0,15	0,11	0,36
Al ₂ O ₃	12,63	13,39	14,60	11,81
Fe ₂ O ₃	2,12	1,29	1,62	3,11
FeO	0,90	1,12	0,56	0,28
MnO	—	—	0,04	0,08
CaO	0,56	0,47	1,50	2,70
MgO	0,10	0,34	1,0	0,72
Na ₂ O	6,60	4,92	4,10	3,00
K ₂ O	0,32	2,70	1,30	2,07
вл.	0,09	0,08	0,09	0,08
п.п.п.	0,08	0,71	1,30	3,24
Сумма	99,59	100,26	100,83	100,88

^{*)} Химический состав плагиориолитов Алавердского месторождения (по М.С.Азизбекину) и Шамлугского месторождения (по А.З.Алтуняну).

При составлении детальных геологических разрезов выяснилось, что плагиориолиты (кв. кератофиры, кв. плагиопорфиры) на территории Алавердского месторождения имеют ограниченное распространение и пространственно разобщены от основных выходов Шамлугского месторождения. Здесь они обнажаются к северо-востоку от вентиляционной шахты на расстоянии 100 м, их мощность составляет 35-40 м с близширотным простиранием и падением на север под углами 10-15° (рис.1). Кроме того, между пос. Ленрудники и участком Жанг, в 300 м от вентиляционной шахты на запад, плагиориолиты (кв. кератофиры) отчетливо прорывают пачку слоистых туффитов, перекрывающих агломераты, и в свою очередь перекрываются туфопесчаниками в. байос — келловейского возраста (по Н.Р.Азаряну).

Такая же картина наблюдается в разрезе скв. №97, которая пересекла их северное продолжение на интервале 360-416 м. Мощность плагиориолитов не выдержана и колеблется от 10 до 70 м, что указывает на их неодинаковую размытость. Аналогичного типа породы обнажаются в районе западного склона г. Воскесар.

Все вышеизложенное указывает на то, что как на поверхности, так и на глубине (скв. 97) наблюдается характерный разрез геологического строения всего Алавердского рудного района на территории Алавердского месторождения и четко определяется стратиграфическое положение плагиориолитов (кв. кератофигов).

Следует отметить также, что обнаруженные плагиориолиты Алавердского месторождения очень схожи с таковыми Шамлугского месторождения, но их стратиграфическое положение здесь иное и взаимоотношение оруденения с ними иное. Об этом чуть ниже.

Плагиориолиты (кв. кератофиры) Алавердского месторождения представлены светло-фиолетовыми, светло-серо-зелеными, мелкозернистыми породами с отчетливо выраженными порфировыми выделениями фенокристаллов магматического кварца. Они имеют порфировую, местами гранофировую структуру с фельзитовой, микрофельзитовой основной массой. Порфировые выделения представлены кварцем и плагиоклазом, которые в большинстве случаев образуют микропегматитовую структуру, контуры отдельных фенокристаллов кварца резкие и округленные, что является весьма характерной особенностью кв. кератофигов Шамлугского месторождения. Кроме порфировых выделений кварца с микропегматитовой структурой и с оплавленными контурами, в большинстве шлифов наблюдаются фенокристаллы кварца, обладающие темной каемкой, указывающей на две генерации последних, присущие кв. кератофирам Шамлугского месторождения.

Плагиориолиты Алавердского месторождения подвергнуты карбонатизации, серицитизации, местами хлоритизации. Степень гидротермального изменения повышается там, где они пересекаются с разрывными нарушениями, вдоль которых обычно в пределах рудных полей развиты метасоматиты и рудная минерализация.

Перечисленные специфические особенности, данные химических анализов (табл. 1), а также отсутствие щелочного полевого шпата указывают на то, что описанные породы следует отнести к плагиориолитам, а не кератофирам. Стратиграфическое положение описанных пород различное, чем на Шамлугском месторождении. Исходя из факта прорывания плагиориолитами агломератов, а также расположения их между агломератами и пироксеновыми порфиритами, можно прийти к выводу, что плагиориолиты (кв. кератофиры) Алавердского месторождения занимают стратиграфически более высокие горизонты, чем шамлугские, и их следует отнести к верхнеюрско-нижнемеловой фацальной возрастной группе.

Последнее обстоятельство расширяет перспективы не только Алавердского месторождения, но и всего рудного района, где при обнаружении аналогичных образований при благоприятной тектонической обстановке можно ожидать рудные скопления.

Что же касается алавердских выходов плагиориолитов, то необходимо их исследовать вначале проходкой 2-3 буровых скважин, в радиусе 50 метров от 97 скважины, глубиной не менее 500 м каждая. При получении положительных результатов следует пройти горизонтальную выработку ниже уровня вентиляционной шахты на 50-100 м с целью подсечения их по падению, вблизи Алавердского меридионального разлома.

Практический интерес могут представить также выходы плагио-риолитов, развитых в районе гг. Воскесар, Кошаберд, Дарк, а также левого склона р. Ераванк и участка восточнее Шамлугского месторождения до с. Айрум. Все они должны быть детально изучены и закартированы, а вдоль зон разрывов следует пройти несколько поисковых буровых скважин глубиной 250-400 м каждая, с целью определения их рудоносности.

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

ԱԼԱՎԵՐԴԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՊԼԱԳԻՈՐԻՈԼԻՏՆԵՐԸ (ԿՎԱՐՑԱՅԻՆ ԿԵՐԱՏՈՖԻՐՆԵՐԸ)

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

Ա մ փ ո փ ու մ

Ալավերդու հանքավայրի տարածքում հայտնաբերված պլագիորիոլիտները իրենց պետրոգրաֆիական ու քիմիական կազմով նույնատիպ ապարներ են ինչ որ Շամլուղի հանքավայրինը, սակայն զբաղեցնում են ավելի բարձր ստրատիգրաֆիական դիրք և անհրաժեշտ է նրանց դասել վերին յուրա-ստորին կավճի ֆացիալ-հասակային խմբին: Այս ամենը հիմք են ծառայում արդյունաբերական նշանակություն ունեցող հանքանյութերի նոր կուտակումներ հայտնաբերելու համար ոչ միայն բուն Ալավերդու հանքավայրի սահմաններում այլ ամբողջ հանքային շրջանի տարածքում:

PLAGIORHYOLITES (QUARTZ KERATOPHYRES) OF ALAVERDI DEPOSIT

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

A b s t r a c t

The Alaverdy deposit's plagioryholites are similar to the Shamlough ones according to their petrographic and chemical compositions but occur higher stratigraphic horizon and are attributed to the Upper Jurassic-Lower Cretaceous facies-and-age group. This fact enlarges perspectives to find ore accumulations not only within the Alaverdy deposit but also within the entire ore region's territories.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азарян Н.Р. Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1966, 255 с.
2. Азизбекян М.С. Новые данные о стратиграфии юрских отложений Алавердского месторождения. ДАН АрмССР, 1970, т. I, с. 161-164.
3. Алтунян А.З. Вопросы стратиграфии района Шамлугского месторождения и перспективы оруденения. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1970, т. XXIII, №1, с. 25-32.
4. Асланян А.Т. Стратиграфия юрских отложений северной Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1949, 270 с.
5. Зограбян С.А. Структура и условия образования Ахтальского месторождения. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1971, 143 с.
6. Казарян Г.А. Основные закономерности магматизма Алавердского рудного района. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1971, 116 с.
7. Коптев-Дворников В.С. и др. Современное состояние терминологии и но-

- менклатуры изверженных пород. Матер. IV ВПС. Изд. АН. АзССР, 1969, 159 с.
8. Мелконян Р.Л. Формационные типы магматических комплексов Алавердского рудного района. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1967, т. XX, №1-2, с.53-61.
 9. Мкртчян С.С., Паффенгомы К.Н., Хачатурян Э.А. Алавердский рудный район. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1968, 153 с.
 10. Налбандян Э.М., Пароникян В.О. О рудовмещающих породах Алавердского месторождения. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1966, т. XIX, №6, с.90-94.
 11. Сопко П.Ф. Геология колчеданных месторождений Алавердского рудного района. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1961, 170 с.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 2000, LIII, №1-2, 67-73

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД МАРЦИГЕТСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

© 2001 г. К. Л. Галоян

*Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 14.05.01.*

В статье приведены новые данные по петрохимии вулканических и интрузивных пород Марцигетского рудного района. Среди вулканитов преобладают разности состава базальтов и базальтовых андезитов, которые, кроме некоторых верхнеэоценовых вулканитов, являются кварц- и гиперстен-нормативными. Наиболее широко развитые в районе среднеэоценовые вулканиты относятся к толентовой серии, позднеэоценовые — к толентовой с переходом в известково-щелочную. Среди интрузивных образований раннемеловой — Атанский массив характеризуется известково-щелочным химизмом, а эоценовый — Дзагидзорский массив занимает промежуточное положение между толентовыми и известково-щелочными сериями.

Марцигетский рудный район расположен в приграничной части двух геотектонических зон — Сомхето-Карабахской и Севано-Ширакской. Географически район совпадает с бассейном р. Марцигет, в основном с его правобережьем.

В рудном районе вопросы петрохимии магматических пород изучены весьма слабо. Целью настоящей статьи является восполнение этого пробела. В рассматриваемом районе наиболее широким развитием пользуются вулканические и вулканогенно-осадочные породы среднего и верхнего эоцена, в меньшей степени — вулканиты средней юры. Интрузивные образования представлены нижнемеловым — Атанским и предверхнеэоценовым — Дзагидзорским массивами.

Петрохимия вулканических и субвулканических образований

Петрографо-минералогические особенности, а также петрохимическая классификация вулканитов согласно TAS были рассмотрены нами ранее [9]. Согласно полученным данным эоценовый магматизм снизу вверх представлен следующими главными типами пород: средний эоцен — спилиты и миндалекаменные базальтовые порфиристы с поду-

* Среднеюрские вулканиты в настоящей статье не рассматриваются

- менклатуры изверженных пород. Матер. IV ВПС. Изд. АН. АзССР, 1969, 159 с.
8. Мелконян Р.Л. Формационные типы магматических комплексов Алавердского рудного района. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1967, т. XX, №1-2, с.53-61.
 9. Мкртчян С.С., Паффенгомы К.Н., Хачатурян Э.А. Алавердский рудный район. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1968, 153 с.
 10. Налбандян Э.М., Пароникян В.О. О рудовмещающих породах Алавердского месторождения. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1966, т. XIX, №6, с.90-94.
 11. Сопко П.Ф. Геология колчеданных месторождений Алавердского рудного района. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1961, 170 с.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 2000, LIII, №1-2, 67-73

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД МАРЦИГЕТСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

© 2001 г. К. Л. Галоян

*Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 14.05.01.*

В статье приведены новые данные по петрохимии вулканических и интрузивных пород Марцигетского рудного района. Среди вулканитов преобладают разности состава базальтов и базальтовых андезитов, которые, кроме некоторых верхнеэоценовых вулканитов, являются кварц- и гиперстен-нормативными. Наиболее широко развитые в районе среднеэоценовые вулканиты относятся к толентовой серии, позднеэоценовые — к толентовой с переходом в известково-щелочную. Среди интрузивных образований раннемеловой — Атанский массив характеризуется известково-щелочным химизмом, а эоценовый — Дзагидзорский массив занимает промежуточное положение между толентовыми и известково-щелочными сериями.

Марцигетский рудный район расположен в приграничной части двух геотектонических зон — Сомхето-Карабахской и Севано-Ширакской. Географически район совпадает с бассейном р. Марцигет, в основном с его правобережьем.

В рудном районе вопросы петрохимии магматических пород изучены весьма слабо. Целью настоящей статьи является восполнение этого пробела. В рассматриваемом районе наиболее широким развитием пользуются вулканические и вулканогенно-осадочные породы среднего и верхнего эоцена, в меньшей степени — вулканиты средней юры. Интрузивные образования представлены нижнемеловым — Атанским и предверхнеэоценовым — Дзагидзорским массивами.

Петрохимия вулканических и субвулканических образований

Петрографо-минералогические особенности, а также петрохимическая классификация вулканитов согласно TAS были рассмотрены нами ранее [9]. Согласно полученным данным эоценовый магматизм снизу вверх представлен следующими главными типами пород: средний эоцен — спилиты и миндалекаменные базальтовые порфириды с поду-

* Среднеюрские вулканиты в настоящей статье не рассматриваются

шечной отдельностью, вместе с кристалло-литовитрокластическими туфами; лавы, туфы и туфобрекчии состава базальтов и базальтовых андезитов без миндалекаменной текстуры; базальтовые порфириты; верхний эоцен (?) – базальтовые андезиты. В состав субвулканических образований входят многочисленны́е тела, которые представлены диабазовыми, габбро-диабазовыми, кварцевыми базальтовыми порфиритами, плагиоклазовыми базальтами и порфировыми монцогаббро. Среди даечных образований преобладают базальты (долериты), а андезитовые и дацитовые породы имеют ограниченное развитие.

Таким образом, среди эффузивных и субвулканических пород резко преобладают разности состава базальта и базальтовых андезитов, причем если эффузивы представлены почти исключительно породами указанного состава, то субвулкани́ты представлены дифференцированным базальт-дацитовым рядом пород [9]. Все вышеотмеченные вулкани́ты претерпели зеленокаменное перерождение пропилитовой фации.

Петрохимическая характеристика магматических образований района рассматривается на основании 65 силикатных анализов, из коих 54 анализа выполнено по материалам автора в химической лаборатории ИГН НАН РА (аналитик З.Ш.Гаспарян), а остальные – по С.А.Исаакяну [11]. В табл.1 приводятся результаты 22 представительных анализов, характеризующих главные типы пород.

Согласно петрохимическим пересчетам, проведенным различными методами (Irvine, Baragar, 1971; Miyashiro, 1974), вулканические образования района относятся в целом к толеитовым сериям (рис.1а).

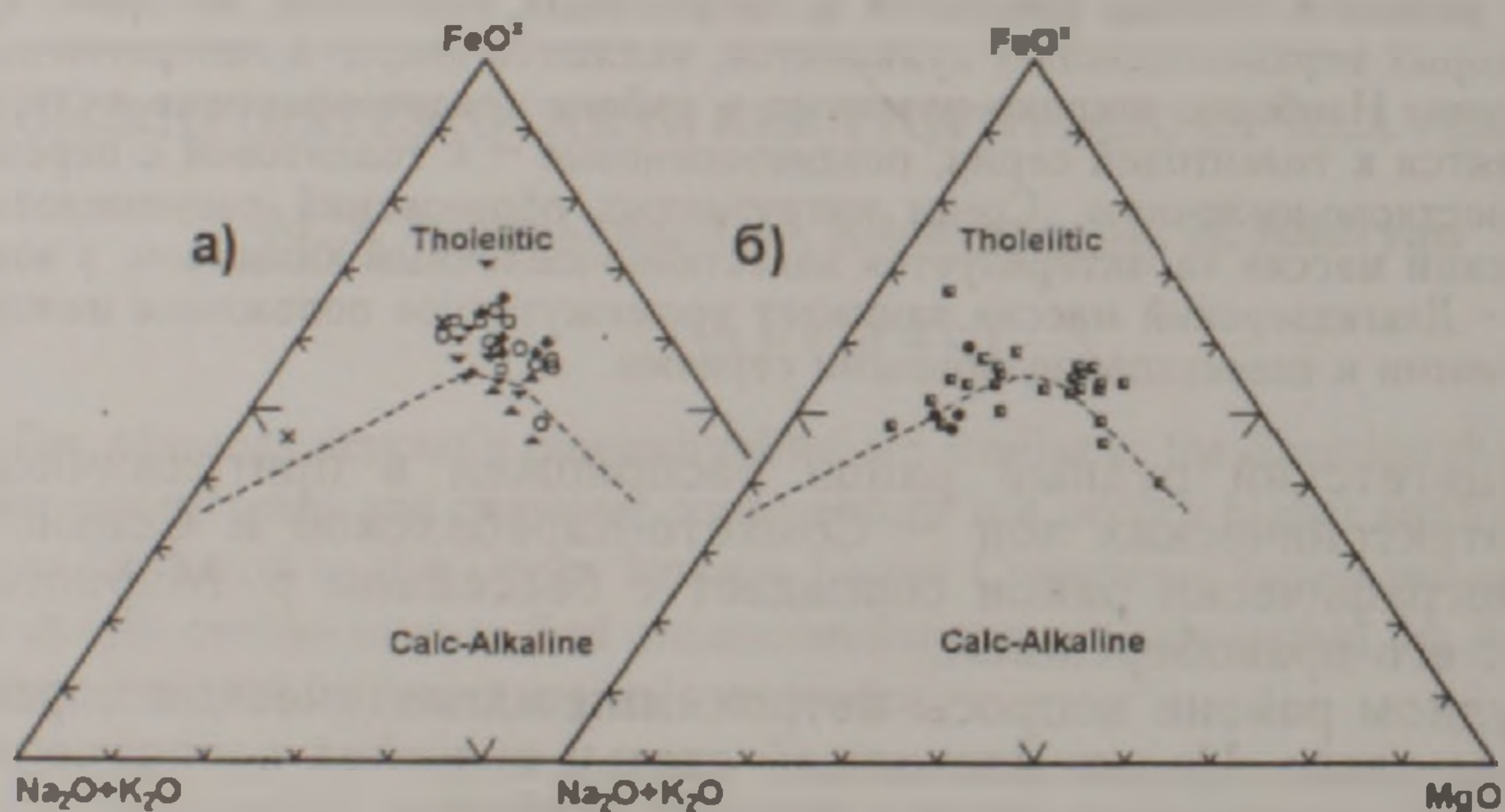


Рис.1. Диаграмма *AFM* (Irvine, Baragar, 1971) для вулканических, субвулканических (а) и интрузивных образований (б) Марцигетского рудного района (легенда см. рис 2).

Как уже отмечалось выше, основу среднеэоценового вулканического комплекса составляют подушечные лавы: спилиты и миндалекаменные базальтовые порфириты, которые проявляют минералогические особенности, типичные для толеитовых базальтов, однако широкое развитие вторичных изменений в подушечных (или шаровых) лавах затрудняет детальное изучение первичных минералов.

По содержаниям TiO_2 и K_2O , сумме щелочей, отношениям $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ и FeO^x/MgO они близки к соответствующим параметрам толеитовых базальтов развитых островных дуг и дугам Молуккского моря [7] коллизионного типа (Д-Д: дуга-дуга коллизионный тип). Верх-

неэоценовые (?) базальтовые андезиты по тем же параметрам близки к толеитовым базальтовым андезитам развитых островных дуг.

Субвуланические диабазовые и габбро-диабазовые породы, а также кварцевые базальтовые порфириты (конгадиабазы по Г.Туманяну, 1970) близки друг к другу по тем же параметрам и идентичны толеитовым базальтам Д-Д коллизии, приближаясь к границе известково-щелочного поля на диаграмме *AFM*. Плагиоклазовые порфировые базальты и порфировые монцогаббро, в отличие от вышеотмеченных разностей, относятся к известково-щелочной серии.

Даечные образования, среди которых преобладают базальты, а андезиты и дациты играют подчиненную роль, также относятся к толеитовой серии (рис.1а). Надо подчеркнуть, что все вышеотмеченные породы в целом являются кварц- и гиперстен-нормативными (соответственно 2,5-36,5% и 3-25%), кроме некоторых верхнеэоценовых базальтовых андезитов и дачных дацитов, у которых нормативный гиперстен отсутствует (0,14 – 0,20%).

Базальты по своим петрохимическим особенностям относятся к образованиям нормального ряда. Они обычно характеризуются натриевым типом щелочности ($\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O} = 3,0 - 3,6$, в среднем 3,3, табл.1). На диаграмме $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (Le Maitre, 1989) большинство вулканитов (P_2^2) попадают в среднекалиевое поле, некоторые – в низкокалиевое и лишь позднеэоценовые субвуланические плагиоклазовые базальты, порфировые монцогаббро, а также трахитоидные андезиты (обр. к335) относятся к высококалиевым разностям.

Петрохимия интрузивных образований

В рассматриваемом районе известны два небольших интрузивных тела – Атанский и Дзагидзорский. Атанский интрузив (~1,3 км²), как и Дзагидзорский (~3,5 км²), имеет овальную форму, при удлиненности в северо-западном направлении. По данным Г.П.Багдасаряна (1976) и Г.А.Туманяна (1970), Атанский приповерхностный интрузив прорывает юрскую вулканогенную толщу, перекрывается в некоторых своих периферических частях отложениями эоцена и относится к верхнеюрскому-нижнемеловому возрасту. Согласно изотопным определениям (К-Аг метод) его возраст – 141,5 Ма (по 6 определениям) соответствует нижнему мелу [1]. Породы интрузива, как известно, представлены в основном кварцевыми диоритами и тоналитами (количество свободного кварца в породах колеблется в пределах 17-25÷30%).

Дзагидзорский интрузив находится на стыке двух разновозрастных – среднеюрских и среднеэоценовых, вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов. Породы массива представлены следующими разностями пород: нормальные габбро (крупно-, среднезернистые, порфировидные), роговообманковые (амфиболовые) габбро, кварцевые монцогаббро, диориты и кварцевые диориты [10]. Согласно изотопным (К-Аг) определениям их возраст – 43,2 Ма [1] соответствует границе среднего и верхнего эоцена (т.е. предверхнеэоценовый). Детальное петрографическое описание пород Дзагидзорского интрузива приведено ранее С.А.Исаакином [11] и нами [10].

По своему химизму породы Атанского интрузива относятся к известково-щелочной, а породы Дзагидзорского интрузива, в основном, к толеитовой серии (рис. 1б). В целом для пород Атанского интрузива характерны низкие содержания TiO_2 (0,34%), Al_2O_3 (14,50%), MgO (2,27%), CaO (6,41%), K_2O (1,25%).

Среди пород Дзагидзорского интрузива габбро (нормальные и ам-

Химический состав магматических пород Марцигетского рудного района

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	п.п.п.	Σ
1	k341	48,67	0,57	16,08	5,33	6,60	0,21	7,67	6,20	3,40	1,20	0,65	0,48	2,50	1,04	100,60
2	k170	43,31	0,73	16,51	6,43	4,88	0,15	4,49	11,84	2,60	0,50	0,73	0,16	—	1,80	100,73
3	k196	51,53	0,96	13,25	10,05	4,88	0,14	4,08	10,15	2,80	0,85	0,74	0,23	—	0,60	100,26
4	k206	52,80	0,57	15,84	7,24	4,88	0,09	2,93	8,96	2,70	1,60	0,54	0,29	—	1,93	100,37
5	k305	54,00	1,10	16,52	5,11	5,17	0,14	3,23	9,28	2,10	0,35	1,30	0,39	—	2,02	100,71
6	k80	48,37	0,64	14,83	7,95	5,74	0,09	4,80	8,40	4,00	0,25	0,33	0,39	—	4,75	100,54
7	k180	52,89	0,46	16,78	7,54	3,16	0,12	2,50	9,87	2,70	0,60	1,88	0,09	3,56	1,58	100,17
8	k316	55,89	0,73	14,39	3,72	6,60	0,15	2,82	6,79	2,20	1,10	0,50	0,48	2,90	1,34	100,27
9	k327	51,35	0,52	17,47	4,09	7,18	0,15	4,84	5,74	3,70	0,50	0,30	0,50	—	1,06	100,30
10	k251	48,79	0,96	18,76	6,12	4,88	0,25	4,00	9,58	2,60	1,10	0,45	0,39	—	2,17	100,05
11	k265	51,26	1,24	15,94	6,39	5,17	0,12	6,20	7,08	2,80	2,00	0,48	0,57	—	1,44	100,69
12	k289	49,70	0,78	17,40	6,59	5,17	0,11	5,15	9,02	3,00	1,70	0,50	0,80	—	0,86	100,78
13	k193	49,60	0,92	15,31	9,25	4,88	0,12	4,80	9,87	2,90	1,10	0,84	0,23	2,75	0,56	100,38
14	k335	60,70	0,50	14,01	5,88	0,86	0,07	0,80	6,83	3,20	3,40	0,90	0,39	—	0,47	100,76
15	k308	68,79	0,46	14,60	3,05	2,87	0,12	не обн.	6,20	3,30	0,25	0,25	0,34	—	0,33	100,56
16	k147	57,42	0,43	13,82	6,23	3,44	0,12	2,15	8,17	3,10	1,00	0,21	0,13	—	4,35	100,57
17	k149	63,11	0,27	14,14	6,11	2,01	0,09	2,68	4,51	3,90	1,50	0,69	0,16	—	1,52	100,69
18	k267	49,00	1,33	16,59	5,91	6,32	0,21	6,40	8,36	2,80	0,70	0,53	0,46	—	1,97	100,58
19	k96	50,67	0,78	19,96	4,57	5,74	0,17	4,80	9,80	2,50	0,55	0,05	0,55	—	0,55	100,69
20	k269	53,41	0,96	16,75	6,24	4,59	0,15	3,20	7,84	2,90	1,70	0,23	0,50	—	1,05	99,52
21	k259	57,00	0,64	17,96	5,69	2,58	0,08	2,00	7,89	4,40	0,70	0,08	0,29	—	0,79	100,10
22	k263	64,77	0,66	13,47	5,61	2,29	0,05	1,60	4,51	5,80	0,35	0,04	0,27	—	0,55	100,69

Эффузивные породы (1-7): 1 - спилит (1 км СВ с. Дзагидзор); 2 - спилит (0,2 км Ю с. Шамут); 3, 4 - миндалекаменные базальтовые порфириты (2-2,5 км Ю с. Лорут, у р. Марц); 5 - базальтовый андезитовый порфирит (1,3 км В г. Марц); 6 - базальтовый порфирит (1,5 км С с. Кариндж); 7 - базальтовый андезит (1,5 км СЗ с. Ахнидзор); Субвулканические и даечные породы (8-15): 8 - диабаз (1,5 км СВ г. Марц); 9 - кварцевый базальтовый порфирит (1,8 км С г. Марц); 10 - диабаз (0,8 км В с. Дзагидзор); 11 - плагиоклазовый базальт (0,3 км СВ пос. Туманян); 12 - порфиговое монцогаббро (0,6 км СВ пос. Туманян); 13 - базальт (2 км Ю с. Лорут); 14 - андезит (0,1 км Ю с. Марц); 15 - дацит (1,2 км С с. Лорут); Интрузивные породы (16-20): Атанский массив: 16 - кварцевый диорит (0,6 км С-СВ с. Атан); 17 - тоналит (0,5 км С с. Атан); Дзагидзорский массив: 18 - габбро (0,7 км СВ пос. Туманян); 19 - амфиболовое габбро (1,8 км СВ с. Дзагидзор); 20 - кварцевое монцогаббро (1 км СВ пос. Туманян); 21 - диорит (2,2 км СВ с. Дзагидзор); 22 - кварцевый диорит (там же).

фиболовые) относятся, в основном, к толеитовым разностям с переходом к известково-щелочным, кварцевые монцогаббро — к известково-щелочным разностям. Диориты и кварцевые диориты являются низкокалиевыми, высоконатриевыми толеитами. От габбро к кварцевым диоритам параллельно росту SiO_2 наблюдается уменьшение содержаний оксидов — TiO_2 , FeO^x , MnO , MgO и, наоборот, возрастание — Al_2O_3 и Na_2O ; наиболее высокие содержания K_2O отмечаются в кварцевых монцогаббро (табл.1).

Все габброиды Дзагидзорского и кварцевые диориты Атанского интрузивов, как и вулканы (в основном) изучаемого района, являются гиперстен- и кварц-нормативными. Интрузивные породы обоих массивов по отношению к $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (Le Maitre, 1989; Gill, 1981) соответствуют среднекалиевому ряду пород нормальной щелочности.

Заключение

Петрографо-минералогические и петрохимические особенности эоценовых вулканитов свидетельствуют о том, что эоценовые вулканогенные образования относятся к недифференцированным или укороченно-дифференцированным (базальты-базальтовые андезиты) толеитовым сериям, в то время как субвулканические и даечные образования — к дифференцированным (базальты-базальтовые андезиты-андезиты-дациты) толеитовым сериям с переходом в известково-щелочные.

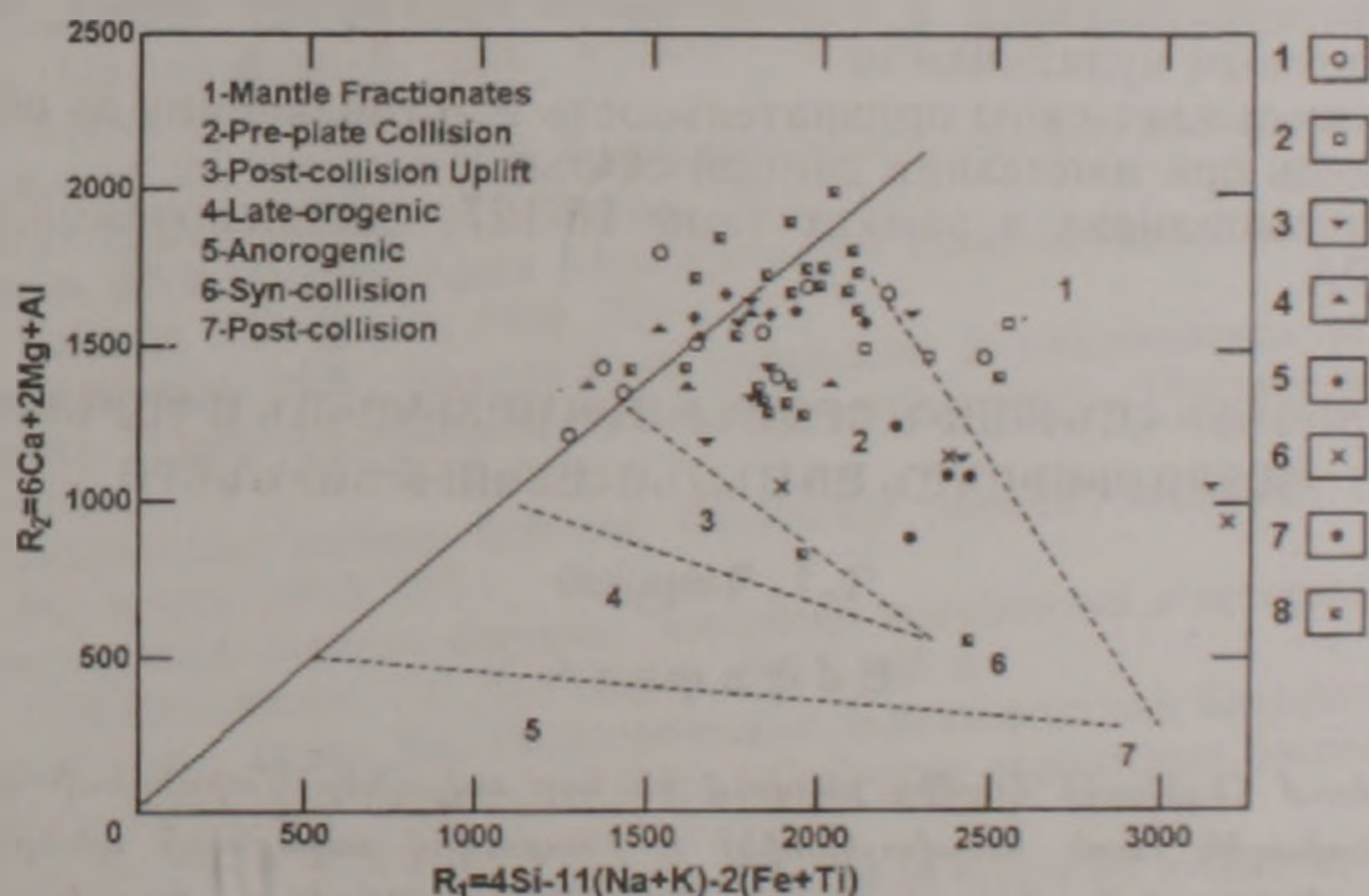


Рис.2. Диаграмма Батчелора и Боудена (Batchelor and Bowden, 1985). Эффузивные породы: 1-спилиты, базальты, базальтовые андезиты (Pg_2^2), 2-базальтовые андезиты ($\text{Pg}_2^{3?}$); субвулканические породы: 3-диабазы и базальтовые порфириты (Pg_2^2), 4-плагиоклазовые базальтовые порфириты и порфировые монцогаббро ($\text{Pg}_2^{3?}$); даечные породы: 5-базальты, 6-андезиты и дациты; интрузивные породы: 7-кварцевые диориты, тоналиты (Атанский интр., J_3-K_1), 8-габбро, кварцевые монцогаббро, диориты и кварцевые диориты (Дзагидзорский интр., Pg_2^2).

По содержанию щелочей большинство пород эоценового возраста характеризуется нормальной щелочностью, а по отношению $\text{K}_2\text{O}/$

Na_2O относятся в основном к натриевым и реже — калиево-натриевым типам (соответственно 0,06-0,25 и 0,30-0,71, табл.1). Петрохимически вулканы эоцена в целом являются кварц-нормативными, а также, кроме некоторых верхнеэоценовых вулканитов и субвулканитов, гиперстен-нормативными.

Изучаемые вулканы по особенностям химизма близки к соответствующим разностям, сформированным в пределах развитых островных дуг и дуг коллизионного типа [6,7]. На диаграмме Батчелора и Боудена (Batchelor and Bowden, 1985) они занимают поле пород, сформированных в предколлизиионном (pre-plate collision) геодинамическом режиме (рис.2), а на треугольной $\text{MgO-FeO}^x\text{-Al}_2\text{O}_3$ диаграмме Т.Пирса и др. (Pearce et al.1977) [3] занимают поле островных базальтоидов (Spreading Center island).

Как известно [5,4,2], в палеоцен-эоцене в Закавказском регионе был сформирован ряд протяженных, узких бассейнов — Аджаро-Триалетский, Севано-Ширакский, Талышский и др., относящихся к рифтогенным структурам и характеризующихся мощно проявленным субщелочным и щелочным базальтовым вулканизмом рифтогенного типа. В результате наших исследований впервые установлено наличие в Марцигетском рудном районе (Севано-Ширакская зона) толеитового базальтового вулканизма, что вносит определенные коррективы в историю геодинамического развития Севано-Ширакского синклиория.

Исходя из вышеперечисленного, можно предполагать о окраинно-морской (тыловодужной) природе событий в эоценовое время, когда в результате раздвигов [7,8] в тыловодужном бассейне возник рифтовый трог, характеризующийся в осевой части преимущественно толеитовым базальтовым вулканизмом.

Автор выражает свою признательность Р.Л.Мелконяну за обсуждение и помощь при написании данной статьи.

Работа выполнена в рамках темы 96-127, финансируемой из госбюджета РА.

ՄԱՐՑԻԳԵՏԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ՄԱԳՄԱՏԻԿԱԿԱՆ ԱՊԱՐԱՆԵՐԻ ՊԵՏՐՈՔԻՄԻԱԿԱՆ ԱՌԱՆՋՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ղ. Լ. Գալոյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում հեղինակի կողմից բերվում են նոր տվյալներ Մարցիգետի Հանքային շրջանի Հրաբխային (նաև սուբվոլկանիկ) և ինտրուզիվ ապարների պետրոքիմիայի վերաբերյալ: Կատարված դիտարկումների շնորհիվ պարզվել է, որ Հրաբխային առաջացումների կազմում գերակշռում են բազալտային և բազալտ-անդեզիտային տեսակի ապարները, որոնք, բացի որոշ վերին էոցենյան տիպերից, Հանդիսանում են քվարց- և հիպերստեն-նորմատիվային: Շրջանում առավել տարածված միջին էոցենի գրեթե բոլոր առաջացումները պատկանում են տուլիտային, ուշ էոցենին՝ տուլիտային և անցողիկ կրա-ալկալային սերիաներին: Վաղ կավճի Աթանի ինտրուզիվին բնորոշ է կրա-ալկալային քիմիզմը, իսկ Չադիձորի ինտրուզիվը զբաղեցնում է անցողիկ դիրք տուլիտային և կրա-ալկալային սերիաների միջև:

Ելնելով որոշակի Հանգամանքներից՝ շրջանի մագմատիզմը ենթադրաբար վե-

* Диаграмма Т.Пирса и др. в настоящей статье, ввиду ограничений объема, не приводится

բազրվում է ծայրամասային-ծովային (կամ հետադինային) ռիֆթոգենների կենտրոնա-
կան-առանցքային մասին՝ տոլեիտային քիմիզմով:

PETROCHEMICAL FEATURES OF MAGMATIC ROCKS IN THE MARTSIGHET ORE REGION

G. L. Galoyan

Abstract

The paper presents new data on the petrochemistry of volcanogenic and intrusive rocks of the Martsighet ore region. Diversities of basaltic and basaltic andesite composition are predominant amongst the volcanics, which, with the exception of some Upper Eocene volcanites, are quartz-, and hypersthene-normative. The Middle Eocene volcanites that are the most common in the region belong to the tholeiitic series, whereas the Late Eocene volcanites are related to the tholeite series with transition into the limestone-alkaline series. Among the intrusive formations, the early Cretaceous Atan massif is characterized by the limestone-alkaline chemistry, and the Eocene Dzaghidzor massif takes an intermediate position between tholeiitic and limestone-alkaline series.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм.ССР, 1984, 291 с.
2. Джрбашян Р.Т. Палеогеновые вулканические пояса зоны замыкания оксана Тетис (Малый Кавказ). Дисс. на соиск. уч. ст. докт. геол.-мин. наук, г.Тбилиси: КИМС, 1990, 59 с.
3. Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород (справ. пособие). М.: Недра, 1985, 510 с.
4. Карякин Ю.В. Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. М.: Наука, 1989, 329 с.
5. Лордкипанидзе М.Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980, 160 с.
6. Магматические горные породы. Основные породы, под ред. Е.В.Шарков. Т.3, М.: Наука, 1985, 485 с.
7. Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли, под ред. В.И.Коваленко. Т.6, М.: Наука, 1987, 438 с.
8. Соднерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах. В кн.: Геология окраинных бассейнов (пер. с англ.). М.: Мир, 1987, 464 с.
9. Գալոյան Դ.Լ. Մարցիգետի հանքային շրջանի հրաբխածին ապարների պետրոգրաֆիան. Երիտասարդ գիտաշխատողների հոդվածների ժողովածու, ԳԱԱ (տպագրության մեջ).
10. Գալոյան Դ.Լ. Չաղիծորի ինտրուզիվ մարմնի ապարների պետրոգրաֆիական կազմի առանձնահատկությունները. Երիտասարդ գիտաշխատողների հոդվածների ժողովածու, ԳԱԱ (տպագրության մեջ).
11. Իսահակյան Ս.Ա. Չաղիծորի ինտրուզիվ ապարների պետրոգրաֆիան. ԵՊՀ «Գիտ. աշխատություններ», 37 հատոր, երկրաբ.սերիա. Երևան, 1952, էջ 119-148.

ХАРАКТЕР ОРУДЕНЕНИЯ, МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЙГЕДЗОРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

© 2000 г. Ш. О. Амирян, М. С. Азизбекян, А. З. Алтунян,
Р. Н. Таян, А. С. Фарамазян

*Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 5.10.98.*

Рудное поле Айгедзорского медно-молибденового месторождения находится на крайней юго-восточной оконечности Памбак-Зангезурской структурно-металлогенической зоны Республики Армения. Находящиеся на ее территории медные (Личк), медно-молибденовые (Айгедзор, Марал-Зами и др.), полиметаллические (Кармир-Кар, Личквас) и золоторудные (Тей, Тертерасар) месторождения составляют единый родственный генетический ряд. Отмеченные месторождения имеют свои специфические геологические, структурные и минералого-геохимические особенности, нередко с общими чертами оруденения и генезиса руд. С уверенностью можно отметить, что характерные для них закономерности являются общими для всего Зангезурского рудного района и металлогенической зоны в целом, играя важную роль в определении, оценке перспектив рудного района и месторождений, а также в организации поисковых и разведочных работ.

Рудное поле Айгедзорского молибденового месторождения после Каджаранского является одним из перспективных в Зангезурском рудном районе в отношении медно-молибденового, полиметаллического и золото-сульфидного оруденения. Здесь находятся Личкское, Арцабердское медные, Бугакарское, Марал-Заминское медно-молибденовые, Айгедзорское молибденовое, Кармиркарское, Личквасское золотосодержащие полиметаллические, Тейское, Тертерасарское золоторудные месторождения, которые отличаются общностью геологических, магматических и структурных условий регионального характера. По более детальным специфическим и частным особенностям – геологическому строению, рудовмещающим структурам, характеру оруденения, стадийности рудообразования, минералого-геохимическим, структурно-текстурным особенностям, парагенезисам минералов, по форме, условиям залегания, размерам рудных тел, относительному возрасту оруденения и другим признакам они отличаются друг от друга.

Отличительные особенности месторождений служат основанием для выделения медных, молибденовых, медно-молибденовых, полиметаллических и золоторудных формационных типов руд. А общие черты оруденения сводят их к единому, родственному генетическому ряду, связанному с многофазным интрузивным комплексом Мегринского плутона.

Главным рудоконтролирующим фактором в образовании и локализации руд в рудном поле, наряду с магматическим, является структурный. Оруденение приурочено к юго-восточному участку вздымания Памбак-Зангезурского антиклинория, где выступают палеозойские и более молодые образования, прорванные интрузивными массивами эоцен-олигоцен-миоценового возраста. Здесь широкое развитие имеют разрывные нарушения различного рода, которые контролируют локализацию как жильных пород, так и рудных месторождений. Для рудного

поля важную рудоконтролирующую роль играют Дебаклинский региональный разлом и сопряженные с ним Тейский, Марал-Заминский, Личкский и другие более мелкие нарушения, зоны бракчирования пород и трещины их оперения. Месторождения рудного поля зажаты в тектонические клины, образованные Дебаклинским и Тейским (Тей, Личквас), Тейским и Маралзаминским (Айгедзор, Марал-Зами), Личкским (Личк) разломами.

Оруденение на Айгедзорском и Личквасском месторождениях представлены жилами (кварцевыми и кварц-сульфидными), а на Тейском, Тертерасарском и Марал-Заминском – главным образом зонами прожилково-вкрапленной минерализации и редко жилами (в зонах бракчирования пород) [5]. Рудные тела на Айгедзорском месторождении приурочены преимущественно к структурам северо-восточного простирания с падением на юго-восток, под крутыми углами. Прослеживаются они на несколько сот метров (до 250-300 м), при мощности 0,1-1,6 м. Сложены они в основном из кварца, молибденита, пирита и халькопирита. Второстепенное значение имеют галенит, сфалерит, борнит и др. минералы. Среднее содержание Мо в них составляет 0,34%, а Cu – 0,32%. В молибденитовом концентрате установлены Re – 40-96 г/т, Se – 110 г/т, Te – 34 г/т, в пиритовом концентрате – Se – 32,5 г/т, Te – 38,0 г/т, в молибдените – Se – 408 г/т, Te – 44,0 г/т, Re – 1260 г/т, в халькопирите – Se – 115 г/т, Te – 121 г/т, Bi – 145 г/т, пирите – Se – 250 г/т, Te – 10 г/т.

На Айгедзорском месторождении рудовмещающими являются интрузивные породы (габбро-диориты, гранодиориты, диориты), которые альбитизированы, эпидотиризованы, хлоритизированы, окварцованы, серицитизированы и каолинизированы.

Марал-Заминское месторождение представлено зонами бракчирования и гидротермального изменения пород северо-восточного простирания. Оно по простиранию прослежено на 1500 и более метров, по падению – на 150-200 м, при мощности 450-500 м. Оруденение представлено прожилково-вкрапленной минерализацией. Мощность прожилков доходит до 10 см. Оно представлено главным образом молибденитом, халькопиритом и пиритом. Среднее содержание меди по зоне составляет 0,156%, Мо – 0,33%. В рудах установлены следы золота, 0,6–1,5 г/т серебра, 0,4–0,6 г/т Re, 2,0–3,5 г/т Se, 2,0 г/т Te, 8,0–10,0 г/т Bi. В молибденитовом концентрате определены Ag – до 80 г/т, Re – 720–770 г/т, Se – 68–95 г/т, Te – 2,0 г/т, Bi – 15,5–20,8 г/т, в медном концентрате – Au – 0,2–0,5 г/т, Ag – 6,5–25,0 г/т, Re – 1,7–2,7 г/т, Se – 50,9–78,6 г/т, Te – 3,1–4,0 г/т, Bi – 20,0–25,7 г/т, в пиритовом концентрате – Au – 0,1–0,2 г/т, Ag – 4,5–17,2 г/т, Re – 0,1–0,6 г/т, Se – 70,0–130,0 г/т, Te – 4,5–9,0 г/т, Bi – 27,0–31,0 г/т.

На Айгедзорском и Марал-Заминском месторождениях четко проявлены северо-восточная система разрывов, выполненная аплитами, диорит-порфиритами, и северо-западные нарушения, выполненные дайками диабазовых порфиритов. Здесь характер изменения пород такой же, как на Айгедзорском месторождении.

На Личквасском месторождении оруденение представлено главным образом кварцевыми и кварц-сульфидными жилами в основном северо-восточного простирания с падением на северо-запад и юго-восток под углами 65–80°. Жилы на западе упираются в зону Дебаклинского разлома. Среди жил выделяются кварцевые, кварц-молибденитовые, кварц-пирит-халькопиритовые и кварц-карбонат-полиметаллические [1,5]. Как видно, здесь совмещены различные формационные типы руд. Кварц-мо-

либденитовые жилы приурочены к северо-западным и северо-восточным структурам, а золотосодержащие жилы — к северо-восточным. Жилы с раздувами и пережимами. По простиранию и падению они разветвляются. Оруденение в жилах неравномерное и имеет кустовой характер. Преобладающая часть жил полиметаллического состава. В минеральном составе руд участвуют пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, самородное золото, блеклые руды, нередко молибденит (в двух жилах). Оруденение приурочено к интрузивным (габбро-диориты, диориты, гранодиориты) и нередко вулканогенным (порфириды, их туфы, туфобрекчии) породам, прорванным дайками аплитов, диоритовых порфиритов, керсантитов и андезито-дацитов. Околорудные изменения представлены серицитизацией, каолинизацией, окварцеванием и карбонатизацией. Площадное развитие имеют альбитизация, хлоритизация и эпидотизация.

Содержание золота и серебра, по данным Ш.О.Амиряна и Г.А.Туняна, в рудах Личквазского месторождения по сравнению с медно-молибденовыми значительно выше — если содержание Au в молибденовых рудах составляет 0,7 г/т, а серебра — до 18,85 г/т, то в рудах Личкваса они соответственно равны 1,1 г/т, 24,9 г/т для пиритовых руд, 1,82 и 85,8 г/т для пирит-халькопиритовых, 56,87 г/т и 366,83 г/т для полиметаллических руд. В отмеченных минеральных типах руд повышены и концентрации других элементов.

Рудная минерализация на Тейском месторождении представлена пиритовым, пирит-халькопиритовым, золото-полиметаллическим, золото-арсенопиритовым минеральными типами, которые в виде жил и зон простираются в северо-восточном направлении с падением на СЗ 320-330° под углами 60-70°. Они прослеживаются до двух километров, при мощности от 2-3 до 15 м (для зон). Оруденение в зонах весьма неравномерное. В них нередко образуются линзы и жилы массивных сульфидных руд. Здесь широким развитием пользуются порфириды, прорванные интрузивными (гранодиориты, кварцевые диориты, диориты) и жильными (керсантиты, андезито-дациты) породами.

Рудовмещающие породы серицитизированы, каолинизированы, окварцованы и карбонатизированы. Нередко наблюдаются цеолитизация, хлоритизация и эпидотизация с проявлением тулита и цоизита.

По своим минералого-геохимическим особенностям, форме и размерам рудных тел, характеру оруденения Тейское месторождение отличается от Личквазского. Здесь преобладающими являются золотосодержащие и золотоносные пирит-халькопиритовые, полиметаллические и арсенопиритовые руды. В составе руд, в отличие от Личкваса, кроме главных сульфидов, установлены минералы висмута и теллура (козалит, виттихенит, теллуrowисмутит, тетрадимит, гессит). Здесь руды характеризуются гораздо большим содержанием золота, серебра и редких элементов [2,4].

Оруденение на Тертерасарском месторождении представлено зонами прожилково-вкрапленной минерализации и жилами. Они прослеживаются на несколько сот метров, при мощности до одного-двух метров для зон и нескольких сантиметров для жил. По составу различаются пиритовые, пирит-халькопиритовые, полиметаллические и арсенопиритовые руды [3,4].

Рудные тела находятся в порфиритах и прорывающих их интрузивных (габбро-диориты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры) и жильных (аплиты, диабазовые и диоритовые порфириды) породах, которые серицитизированы, каолинизированы, окварцованы, карбонатизированы, хлоритизированы и эпидотизированы.

В пиритовых и пирит-халькопиритовых рудах содержится 0,2–0,6 г/т Au и 4,2–5,4 г/т Ag, в полиметаллических и арсенопиритовых рудах – 10,0–12,1 г/т Au и 52,76 г/т Ag. В коллективных концентратах содержание висмута составляет 313,33 г/т, Se – 32,0–61,0 г/т, Te – 67,1 г/т, Cd – 931,1 г/т, Cu – от 0,08 до 1,58%, Pb и Zn более 10,0%. Кроме отмеченных элементов в рудах установлены As, Sb, Ni, Co, Ga, Ge, In и др., которые характеризуются низкими концентрациями, но при разработке более рациональной технологической схемы обработки руд могут извлекаться.

По характеру оруденения, форме рудных тел и условиям их залегания, аналогичным изменениям рудовмещающих пород, минералогеохимическим особенностям руд Тертерасарское месторождение сходно с Тейским и имеет хорошие перспективы.

Существенно медное Личкское месторождение представлено вкрапленными и прожилково-вкрапленными типами оруденения, приуроченными к зонам северо-восточного простирания на эндоконтакте порфировидных гранодиоритов с монцонитами. Зоны с богатым оруденением прослеживаются на 80–120 м, при мощности 40–60 м. В зонах изменения пород отмечаются прожилки пиритового, пирит-халькопиритового и редко молибденитового состава. Вкрапленное оруденение имеет широкое площадное развитие, сопровождается интенсивным окварцеванием и характеризуется низкими содержаниями меди – 0,1–0,5% (до 0,8%). Прожилково-вкрапленное оруденение в виде зон северо-восточного простирания сопровождается окварцеванием, серицитизацией и каолинизацией пород и характеризуется высокими содержаниями меди – от 1,0 до 3–4%. Роль молибдена в рудах ничтожна, только на отдельных небольших участках отмечаются повышенные его концентрации [5,6].

В минеральном составе руд главными минералами являются пирит, халькопирит и борнит. Второстепенную роль играют галенит, сфалерит, молибденит, блеклые руды и медно-висмутовые минералы [6].

Рудовмещающие породы серицитизированы, окварцованы, хлоритизированы. Нередко встречаются вторичные кварциты. В рудном процессе выделяются [5] магнетит-биотитовая, кварц-халькопирит-борнитовая, кварц-молибденитовая, кварц-пиритовая, кварц-карбонатная, халцедоновая и ангидрит-гипсовая стадии минерализации. Преобладающим типом рудной минерализации является пирит-халькопиритовый (с борнитом), почему и месторождение относится к существенно медным.

В структурном отношении оруденелые участки зажаты между двумя зонами нарушений северо-западного простирания и близширотной – северо-восточной зоной брекчирования пород, проходящей на северо-западе месторождения.

Таким образом, из краткой характеристики основных месторождений Айгедзорского рудного поля следует, что по установленным минеральным парагенезисам, физико-химическим условиям рудообразования, геолого-структурным особенностям, форме и условиям залегания рудных тел, по типам интрузивных, жильных пород, их изменениям эти месторождения отличаются друг от друга и относятся к различным формационным типам. Однако, следует отметить, что различные формационные типы месторождений тесно взаимосвязаны в геологическом, структурном и минералогеохимическом отношении. Они близки по общему возрасту, источнику рудоносных растворов и являются продуктами различных этапов гидротермального рудообразования. Как видно, здесь мы имеем дело с генетически родственными рудными

формациями

Работа выполнена по темам 96-106 и 96-122, финансируемым из госбюджета Республики Армения.

**ԱՅԳԵՉՈՐԻ ՀԱՆՔԱԴԱՇՏԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ
ԲՆՈՒՅԹԸ, ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ ՄՆԵՐԱԼԱ-ԵՐԿՐԱՔԻՄՈՒԿԱՆ
ԱՌԱՆՋՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ԵՎ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ
ՈՒ ՏԵՂԱՅՆԱՑՄԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ**

**Շ. Հ. Ամիրյան, Մ. Ս. Ազիզբեկյան, Ա. Զ. Ալթունյան, Ռ. Ն. Տայան,
Ա. Ս. Ֆարամազյան**

Ա մ փ ո փ ու մ

Այգեձորի հանքադաշտում են գտնվում պղնձի (Լիճք), պղինձ-մոլիբդենային (Այգեձոր, Մարալ-Զամի), բազմամետաղային (Կարմիր-Քար, Լիճքվազ) և ոսկու (Թեյ, Տերտերասար) հանքավայրերը:

Նշված հանքավայրերը կազմում են գենետիկ ընդհանրություններով օժտված հանքային ֆորմացիաների շարք: Սակայն նրանցից յուրաքանչյուրին բնորոշ են երկրաբանական, կառուցվածքային, հանքանյութերի միներալա-երկրաքիմիական, հանք պարունակող ապարների հիդրոթերմալ փոփոխությունների յուրահատուկ առանձնահատկություններ, որոնք թույլ են տալիս նրանց համարել հանքայնացման պրոցեսների տարբեր էտապների արդյունքներ: Պղնձի և պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերում հանքայնացումը ներկայացված է երակիկացանային տիպով, պղնձի ու մոլիբդենի միներալների և նրանց պարագենեզիսների գերակայությամբ, իսկ բազմամետաղ և ոսկի-բազմամետաղ (ոսկի-սուլֆիդային) հանքավայրերում գերակշռող են երակները և հանքայնացված ապարների գոտիները: Այստեղ գերակշռող են պիրիտի, խալկոպիրիտի, ոսկու, գալենիտի, սֆալերիտի, արսենոպիրիտի, կոզալիտի և այլ միներալներն ու պարագենեզիսները:

Թուրաքանչյուր հանքավայր բնորոշվում է հանքայնացման իրեն հատուկ ստադիաներով և օգտակար հանածոների բարձր պարունակությամբ: Ապարների մետասոմատիկ փոփոխությունների բնույթը ևս տարբեր է - պղնձի և պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերին հատուկ են համեմատաբար բարձր ջերմաստիճանային փոփոխություններ, իսկ մյուսներին ընդհակառակը: Նրանցում հանքահսկիչ ստրուկտուրաները նույնպես տարբեր են: Սակայն բոլորի համար ընդհանուր են ռեգիոնալ խզվածքները և մագմատիկ գործոնները, որոնք և բերել են գենետիկ շարքի հանքավայրերի առաջացմանն ու տեղայնացմանը:

**ORE FORMATION CHARACTER, ORE MINERALOGY AND
GEOCHEMISTRY FEATURES, AND FORMATION AND LOCATION
CONDITIONS OF THE AIGHEDZOR ORE FIELD DEPOSITS**

**Sh. H. Amiryan, M. S. Azizbekyan, A.Z. Altounyan,
R. N. Tayan, and A.S. Faramazyan**

A b s t r a c t

The ore field of the Aighedzor copper-molybdenum deposit is at the extreme SE margin of the Pambak-Zanghezour structural and metallogenic zone of the Republic of Armenia. In this zone, copper (Lichk), copper-molybdenum (Aighedzor, Maral-Zami, etc.), polymetallic (Karmir-Kar, Lichkvaz) and gold (Tey, Terterasar) ore deposits form a single congeneric genetic series. These deposits are characterized by specific features of geology, structure, mineralogy and geochemistry, sometimes having general features of ore formation and genesis. Regularities characteristic for them can be quite

confidently considered general for the entire ore region of Zanghezour and the metallogenic zone as a whole. They play an important role in the definition and assessment of prospects of the ore region and the deposits as well as in the organization of reconnaissance and exploration activities.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амирян Ш.О. Некоторые новые данные по минералогии и геохимии руд Личквасского золоторудного месторождения. Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, 1966, т.ХІХ, №6, с.41-52.
2. Амирян Ш.О., Тунян Г.А. Минералого-геохимическая характеристика руд Тейского золоторудного месторождения. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1971, т.ХХІV, №5, с.57-59.
3. Амирян Ш.О., Тунян Г.А., Хачатрян Н.Д. О характере оруденения Тертерасарского золото-полиметаллического месторождения. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1982, т.ХХХV, №2, с.27-37.
4. Амирян Ш.О. Золоторудные формации Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984, 304 с.
5. Геология Армянской ССР. Т. VI. Металлические полезные ископаемые. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1967, 540 с.
6. Магакьян И.Г., Пиджян Г.О., Фармазян А.С., Амирян Ш.О., Каралетян А.И., Пароникян В.О., Зарьян Р.Н., Меликсетян Б.М., Акопян А.Г. Редкие и благородные элементы в рудных формациях Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1972, 393 с.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 2000, LIII, №1-2, 79-86

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ГЛАВНЕЙШИХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ И ОЦЕНКА ИХ ПЕРСПЕКТИВ

© 2000 г. Г. Б. Межлумян

*Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 12.12.95.*

Кратко рассматриваются закономерности формирования и размещения промышленных месторождений железных руд на территории Республики Армения по главнейшим железорудным формациям. В связи с этим затрагиваются вопросы выделения типов железных руд и их вещественного состава, выработки научных основ поисков, оценки промышленных и прогнозных перспектив, характера и направления дальнейших поисково-разведочных работ и научных исследований.

Железорудные месторождения и проявления, известные на территории республики, образовавшиеся в различных геолого-генетических условиях, классифицируются на следующие формации: собственно магматическая (гистеромагматическая) титаномагнетитовых руд, скарновая магнетитовых руд, гидротермально-метасоматическая магнетит-апатитовых руд, гидросиликатная мушкетовит-гематит-пиритовых руд, гидротермальная гематитовых руд, метаморфогенная (кремнисто-железистая) магнетитовых кварцитов, вулканогенно-осадочная (эксгальционная) яcobсит-магнетитовых руд и ископаемая россыпь титанистых маг-

confidently considered general for the entire ore region of Zanghezour and the metallogenic zone as a whole. They play an important role in the definition and assessment of prospects of the ore region and the deposits as well as in the organization of reconnaissance and exploration activities.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амирян Ш.О. Некоторые новые данные по минералогии и геохимии руд Личквазского золоторудного месторождения. Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, 1966, т.ХІХ, №6, с.41-52.
2. Амирян Ш.О., Тунян Г.А. Минералого-геохимическая характеристика руд Тейского золоторудного месторождения. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1971, т.ХХІV, №5, с.57-59.
3. Амирян Ш.О., Тунян Г.А., Хачатрян Н.Д. О характере оруденения Тертерасарского золото-полиметаллического месторождения. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1982, т.ХХХV, №2, с.27-37.
4. Амирян Ш.О. Золоторудные формации Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984, 304 с.
5. Геология Армянской ССР. Т. VI. Металлические полезные ископаемые. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1967, 540 с.
6. Магакьян И.Г., Пиджян Г.О., Фармазян А.С., Амирян Ш.О., Каралетян А.И., Пароникян В.О., Зарьян Р.Н., Меликсетян Б.М., Акопян А.Г. Редкие и благородные элементы в рудных формациях Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1972, 393 с.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 2000, LIII, №1-2, 79-86

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ГЛАВНЕЙШИХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ И ОЦЕНКА ИХ ПЕРСПЕКТИВ

© 2000 г. Г. Б. Межлумян

*Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 12.12.95.*

Кратко рассматриваются закономерности формирования и размещения промышленных месторождений железных руд на территории Республики Армения по главнейшим железорудным формациям. В связи с этим затрагиваются вопросы выделения типов железных руд и их вещественного состава, выработки научных основ поисков, оценки промышленных и прогнозных перспектив, характера и направления дальнейших поисково-разведочных работ и научных исследований.

Железорудные месторождения и проявления, известные на территории республики, образовавшиеся в различных геолого-генетических условиях, классифицируются на следующие формации: собственно магматическая (гистеромагматическая) титаномагнетитовых руд, скарновая магнетитовых руд, гидротермально-метасоматическая магнетит-апатитовых руд, гидросиликатная мушкетовит-гематит-пиритовых руд, гидротермальная гематитовых руд, метаморфогенная (кремнисто-железистая) магнетитовых кварцитов, вулканогенно-осадочная (эксгальционная) яковсит-магнетитовых руд и ископаемая россыпь титанистых маг-

нетитовых песчаников [4]. Среди выделенных железорудных формаций по перспективам и масштабам оруденения, а также запасам руд определенный промышленный интерес представляют месторождения железных руд собственно магматического, скарнового и гидротермально-метасоматического происхождений. Заслуживают большого внимания гидросиликатные мушкетовит-гематит-пиритовые и титанистые магнетитовые песчаники.

Формация собственно магматических титаномagnetитовых руд. Железные руды этого формационного типа представляют собой ультраосновные породы, главным образом оливиниты, пироксениты и перидотиты, которые размещены среди пород дифференцированного основного – ультраосновного комплекса верхнеэоцен-олигоценного возраста. Как Арамаздский интрузивный массив, так и Мегринский плутон, с основными-ультраосновными породами которых соответственно связаны Сваранцское и Камакарское месторождения, сложены многофазными интрузивными породами пестрого и сложного состава. В них принимают участие граниты, гранодиориты, диориты, сиениты, сиенито-диориты, габбро-диориты, габброиды, пироксениты, амфиболиты, оливиниты, серпентиниты и их переходные разновидности. Общей специфической особенностью этих интрузивов является полифазность их формирования, а также превалирующая роль процесса магматической дифференциации. Типичным примером титаномagnetитового типа оруденения является крупнейшее в Закавказье Сваранцское месторождение, расположенное на северном склоне г. Арамазд. Практическое значение приобретает также Камакарское месторождение титаномagnetитовых руд на г. Каладаш в пределах Мегринского плутона.

На Сваранцском месторождении зафиксированы более 30 рудных тел титаномagnetитовых оливинитов, морфологически представленных жилло- и дайкообразными, а также линзовидными крутопадающими телами мощностью от 8–10 до 60–70 м (в раздувах – 80–90 м); в среднем – 30–40 м. Крупные рудные тела по простиранию прослеживаются на расстоянии 260–800 м, реже – на 1200–1400 м в меридионально-субмеридиональном направлении и имеют крутое падение (60–85°) на восток и северо-восток, реже – на юг и юго-запад. Отличительной чертой титаномagnetитового оруденения является его принадлежность к двум этапам эндогенной минерализации: раннемагматическому с переходом к позднемагматическому. Оруденение представлено, в основном, от редкой до густой вкрапленностью, а также жилами, неправильными полосками, линзочками и шлировыми выделениями титаномagnetитов среди ультраосновных пород – оливинитов, пироксенитов и перидотитов. В этом отношении их правильнее назвать титаномagnetитовыми оливинитами. Руда характеризуется титаномagnetит-ильменомagnetит-оливин-минеральным парагенезисом. Содержание первых двух минералов колеблется в широких пределах – от 17 до 93% от общей массы руды. В составе руд в малом количестве участвуют ильменит, шпинель и вторичный магнетит, незначительно – пирит, халькопирит, халькозин и ковеллин; из нерудных минералов наряду с оливином присутствуют серпентин, плагиоклаз, моноклинный пироксен, флогопит, иддингсит и тальк.

Титаномagnetитовые руды по химическому составу комплексные. Они относятся к бедному по содержанию железа (18–20% Fe) малотитанистому, ванадийсодержащему типу железных руд и являются ти-

* На Сваранцском месторождении пироксениты и перидотиты по сравнению с оливинитами имеют резко ограниченное распространение.

пичным аналогом качканарских на Среднем Урале [5].

Выделяются три разновидности титаномагнетитовых руд: бедный редковкрапленный, средний густовкрапленный и богатый прожилково-шлировый и массивный, которые отличаются как по содержанию главных компонентов (Fe_2O_3 , FeO , SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO), так и ценных элементов-примесей (Ti, V, Mn, Co, Ni, Cu, Ga, Ge, Ag, Au, Sr, Zr).

В средних титаномагнетитовых рудах среднее содержание наиболее характерных элементов составляет: 0.08-0.15% V_2O_5 ; 1.2-3.4% TiO_2 ; 0.07-0.3% MnO ; 0.03-0.1% NiO ; 0.04-0.1% CoO . Содержание вредных примесей в рудах довольно низкое — от следов до 0.08% серы; фосфор и мышьяк практически отсутствуют.

В локализации и размещении титаномагнетитовых руд рудоконтролирующую роль играли раннемагматические прототектонические структуры: первичные трещинки, трещиноватые ослабленные зоны первичной псевдостратификации. На месторождении титаномагнетитовые руды повсеместно приурочены к псевдостратифицированным оливиновым габбро и троктолитам. Эта закономерность является надежным поисковым критерием для обнаружения новых рудных залежей, что позволяет поисковые работы направить в районы и участки развития этих разновидностей габброидов с полосчатой текстурой. В этом отношении заслуживают особого внимания площади развития ультраосновных и основных пород Баргушатского и Мегринского рудных районов республики, потенциальная железонность которых изучена недостаточно.

По масштабу оруденения и удельному весу значение титаномагнетитовых руд весьма велико. Более половины геологических и прогнозных запасов железных руд Республики Армения падает на формацию титаномагнетитовых руд (1.0-1.2 млрд. т). Подсчитанные общие запасы по промышленным категориям составляют 484 млн. т.

Формация скарновых железных руд. Железные руды рассматриваемой формации играют значительную роль в общем балансе железорудного сырья республики, на долю которых приходится 20-25% разведанных запасов. Сумма последних составляет порядка 240-260 млн. т. Известны более 20 железорудных месторождений и проявлений скарновых руд, среди которых промышленное значение имеют Разданское, Базумское и Ахавнадзорское месторождения. Они пространственно приурочены к породам краевой фации (габбро-диоритам, кварцевым диоритам, монцонитам) известково-щелочных умеренно-кислых гранитоидных интрузивных массивов предверхнеэоценового (Каджерийский) и верхнеэоцен-олигоценового (Разданский, Ахавнадзорский) возрастов. Породы этих железонных интрузивов отличаются повышенной основностью и субщелочностью; они формировались в гипабиссальной фации глубинности в результате нескольких последовательных интрузивных фаз внедрения. При образовании и формировании указанных интрузивов, с которыми связаны скарновые железные руды, наряду с процессами магматической дифференциации имели место ассимиляция и контаминация пород вулканогенной, вулканогенно-осадочной и осадочной толщ, вмещающих интрузивы. Контактное воздействие последних на породы названных толщ (порфириты, туффиты, песчаники, известняки, известковистые песчаники) привели к образованию роговиков, безрудных и рудных скарнов и мраморов. По составу и формационной принадлежности все железорудные скарны республики относятся к формации известковых скарнов и представлены, главным образом, гранат-магнетитовым, гранат-эпидот-магнетитовым и гранат-пироксен-магнетитовым минеральными типами, обычно с наложенной суль-

фидной минерализацией (пирит, халькопирит). По составу главных рудослагающих минералов скарновые железные руды подразделяются на следующие типы: магнетитовый (Разданское месторождение, Анкаванское, Казнахлинское, Аллаварское, Кем-дарасинское проявления), магнетит-апатитовый (Ахавнадзорское месторождение), пирит-магнетитовый (Базумское месторождение), халькопирит-пирит-гематитовый (Моллакишлагское, Карачобанское проявления). А по содержанию железа среди них выделяются богатые массивные, средние прожилково-шлировые и бедные прожилково-вкрапленные. Содержание железа в бедных рудах колеблется в пределах от 14.5 до 24.7%, в средних – 27.2-38.4%, а в богатых – 42.3-60.8%. Характерными компонентами скарновых железных руд являются Fe_2O_3 , FeO , SiO_2 , Al_2O_3 , MgO и CaO ; ценными элементами-примесями – Mn , Co , Ni и Zn ; часто присутствующими – Ti , V , Ga , Ge , Cu , Zr , Sr , La , Ba , Yb , Nb , Au , Ag , Y и другие.

Из скарновых железорудных месторождений характерным представителем является Разданское, которое хорошо изучено и разведано с подсчетом промышленных запасов руд. Поэтому целесообразно ниже привести его общее краткое описание. Скарново-рудная зона на месторождении по контакту интрузии прослеживается на расстоянии 1400 м в северо-западном (320°) направлении и падает на юго-запад под углом $25-30^\circ$. В пределах этой зоны оруденение морфологически представлено гнездами, линзами, невыдержанными пластообразными скоплениями, вкрапленностью и пятнами магнетита общей мощностью 150-200 м; мощность отдельных массивных рудных образований составляет 2-3 и более метров. На месторождении оконтурены два параллельных друг другу, пологопадающих (под углом $30-35^\circ$ на юго-запад), пластообразных скарново-рудных тела. Одно из них прослеживается по простиранию на 1100 м и по падению в среднем на 300 м, а другое – по простиранию на 600 м, а по падению – на 200 м. Мощность первого рудного тела колеблется от 0.5 до 67 м (в среднем 23.4 м), средняя мощность второго рудного тела составляет 37.5 м.

Запасы железных руд месторождения по категориям В + C_1 составляют 50 млн. т, при среднем содержании Fe 35.76%, а забалансовых – 23 млн. 130 тыс. т, при среднем содержании Fe 17.73%.

Формы скарново-рудных тел зависят, главным образом, от литологического состава и физико-механических свойств вмещающих пород, подвергшихся метасоматическому замещению, степени интенсивности тектонического воздействия на них и характера контактов интрузии.

Факты постоянной приуроченности железных руд к гранатовым, гранат-эпидотовым, гранат-пироксеновым скарнам, развитым в контактах и приконтактных частях известково-щелочных умеренно-кислых гранитоидных интрузивов верхнеэоцен-олигоценового и предверхнеэоценового возрастов, позволяют эту закономерность рассматривать как поисковые критерии для скарнового типа оруденения железа. Для обнаружения новых скоплений скарновых железных руд необходима постановка оценочных, поисково-разведочных, комплексных геолого-геофизических работ и детальных научных исследований.

Формация гидротермально-метасоматических магнетит-апатитовых руд. Железные руды этой формации своеобразны (по геолого-генетическим условиям образования, минеральным парагенезисам, структурным особенностям локализации руд, характеру околорудных образований) и представлены единственным Абовянским месторождением, аналога которого как в бывшем Советском Союзе, так и в зарубежных странах неизвестно. Месторождение является одним из наи-

более интересных и перспективных объектов среди железорудных месторождений нашей республики в отношении промышленных концентраций железа, а также фосфора и редкоземельных элементов.

По минеральному составу и количественному соотношению главных рудослагающих минералов руды Абовянского месторождения относятся к магнетит-апатитовому типу железных руд. В составе руд в разных количествах присутствуют гематит, мартит, скаполит, кальцит, актинолит, биотит и пирит. На месторождении выделяются богатые массивные магнетитовые (с небольшим количеством апатита), средние и бедные прожилково-вкрапленные и пятнистые магнетит-апатитовые руды. Для этих руд характерными и постоянно присутствующими элементами являются Fe, Ca, P, Ce, F и Si. В отношении высокой концентрации элементов-примесей привлекают на себя внимание апатиты, в которых суммарное содержание редкоземельных элементов (Ce, La, Nb, Pr, Sm, Cd, Dy, Eu, Tu, Yb, Lu, Y) колеблется в пределах 2.97-4.17% [6]. Часто присутствуют Ti, Mn, V, Ni, Co, Sr, Cu, Be и другие. На месторождении преобладающим изменением вмещающих пород, сопровождающим оруденение магнетит-апатитовых руд, является скаполитизация; широкое развитие имеют альбитизация, актинолитизация, карбонатизация и биотитизация. По преобладающему типу околорудных изменений, парагенетически связанных с рудным процессом, Абовянское месторождение следует отнести к скаполитовому типу. Месторождение формировалось в условиях высоких-средних температур (в интервале 390-580°C) и субвулканической фации глубинности 1.0-1.5 км.

В морфологическом отношении магнетит-апатитовое оруденение представлено ветвящимися жило- и линзообразными скоплениями, которые, в общей сложности, образуют линзовидные и крутопадающие пластовые и дайкообразные тела различных размеров. На месторождении выделяются также отдельные зоны и участки раздробленных брекчированных, брекчиевидных и прожилково-вкрапленных руд. Отмеченные линзовидные и жиллообразные рудные тела прослеживаются до 600 м по простиранию при мощности 18-24 м, в раздувах — 37-40 м. На глубину оруденение продолжается до 450-500 м.

Рудовмещающие андезитовые порфириты и андезито-дациты эффузивно-экструзивного комплекса относятся к постсармат-допонтскому возрасту (8-9 млн. лет), а магнетит-апатитовое оруденение — понт-киммерийскому (5-7 млн. лет) [2,6]. Этот факт, а также наличие меланократовых ксенолитов интрузивных пород (габбро-пироксенитов, габбро-монцонитов) в вулканитах района Абовянского месторождения свидетельствуют о том, что магнетит-апатитовое оруденение является неразрывной частью единого вулкано-плутонического процесса. Здесь руды и рудовмещающие экструзивные тела андезито-дацитов, вероятно, связаны с общим магматическим очагом. Образование гидротермально-метасоматических магнетит-апатитовых руд связано с более поздним процессом гидротермальной деятельности магматического очага, породившего парагенетически взаимосвязанные экструзивные андезито-дациты и магнетит-апатитовые руды [3]. Магнетит-апатитовое оруденение локализовано именно в трещиноватых и раздробленных андезито-дацитах жерловой фации молодых вулканов. Морфология рудных тел и оруденелых зон и участков обусловлена сложной формой жерлового некка, что контролируется тектоническим фактором, главным образом приуроченностью вулкана к зоне разлома. Месторождение размещено вдоль Ани-Ордубадской региональной зоны разлома и флексур глубокого заложения, служившей структурным швом, разграничива-

ющим эвгеосинклинальную и миогеосинклинальную области Армянской геосинклинали [1].

Прогнозные запасы железных руд по Абовянскому месторождению оцениваются в 350 млн. т, в том числе 242 млн. т разведанных запасов по категориям В + С₁ при среднем содержании железа 32.0%. Для наращивания запасов магнетит-апатитовых руд необходимо буровыми скважинами глубиной до 500-600 м проверить перспективы интенсивных магнитных аномалий, выявленных в пределах рудного поля месторождения.

Формация гидросиликатных железных руд. Железорудные месторождения и проявления этой формации (Цакери-дош, Мисхана, Карцах, Большой Геог-даг, Гедак-бурун и др.) пространственно приурочены к внешней зоне экзоконтактового ореола Кохбской гипабиссальной тоналитовой интрузии нижнего мела и размещены в породах средне- и верхнеюрской вулканогенной и вулканогенно-осадочной толщ с линзами известняков. Среди гидросиликатных железорудных месторождений в практическом отношении наибольший интерес представляют Цакери-дошское и Мисханское месторождения. Здесь руды характеризуются мушкетовит-гематит-пирит-минеральным парагенезисом; в небольшом количестве принимают участие лимонит, маггемит, халькопирит и малахит. Из нерудных минералов присутствует, главным образом, эпидот; в небольшом количестве – актинолит, кальцит и полевошпат.

На месторождении Цакери-дош выделяются мушкетовитовая руда с примесью пирита, мушкетовит-гематит-пиритовая руда с примесью халькопирита и гематитовая руда с примесью пирита и халькопирита. Эти руды, в свою очередь, подразделяются на богатые с содержанием 50.76-63.40% Fe, средние с содержанием 28.56% Fe и бедные – 16.20-26.67% Fe.

Следует отметить, что в окисно-сульфидных железных рудах содержание постоянно присутствующего пирита колеблется в широких пределах – от десятых долей процента до 17-19%, реже достигает 30-40% от общей массы руды. Пириты из этих руд кобальтоносные и представляют собой кобальтпириты. Содержание кобальта в них из различных стадий минерализации окисно-сульфидных гидросиликатных железных руд месторождения Цакери-дош варьирует в пределах от 0.01 до 1.1%, а никеля – 0.002-0.022%.

Железные руды рассматриваемой формации относятся к среднетемпературной эпидот-актинолитовой фации гидротермально-метасоматических изменений. Они формировались в условиях малых и субвулканических глубин до 1.0-1.5 км.

Гидросиликатным железным рудам присущи мушкетовитизация и наложенная сульфидизация (пиритизация), которые наряду с эпидотизацией и актинолитизацией могут служить надежными поисковыми критериями этого формационного типа железорудения. Площади развития отмеченных процессов следует рассматривать как перспективные рудоносные участки и обратить особое внимание при поисково-оценочных работах на железные руды северной части республики.

Железорудные месторождения гидросиликатной формации изучены недостаточно и их перспективы окончательно не выяснены в отношении промышленной концентрации Fe, Co, Ni и других ценных компонентов. Выявленные геолого-генетические и минералого-геохимические положительные предпосылки говорят в пользу перспектив гидросиликатных железных руд и целесообразности их дальнейшего детального и разностороннего изучения.

**ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԵՐԿԱԹԻ ԳԼԽԱՎՈՐ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ
ՉԵՎԱՎՈՐՄԱՆ ՈՒ ՏԵՂԱԲԱՇԽՄԱՆ ՕՐԻՆԱԶԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ԵՎ ՆՐԱՆՑ
ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԻ ԳՆԱՀԱՏՈՒՄԸ**

Գ. Բ. ՄԵՃԼՈՒՄՅԱՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Համառոտակի դիտարկվում են Հայաստանի Հանրապետության բնատարածքի արդյունաբերական նշանակության կարևորագույն հանքավայրերի առաջացման ու տեղաբաշխման օրինաչափությունները ըստ երկաթահանքային ֆորմացիոն-գենետիկական տիպերի: Ի դեպ, առանձնահատուկ ուշադրություն են դարձվել հատուկ մագմատիկական (հիստերոմագմատիկական) տիտանամագնետիտային, սկառնային մագնետիտային և հիդրոթերմալ-մետասոմատիկ մագնետիտ-ապատիտային ֆորմացիոն տիպերի միներալային կազմի, նրանց պարագենետիկ համագոյակցության, հանքանյութերի գլխավոր բաղադրամասերի և բնորոշ արժեքավոր խառնուրդ-տարրերի պարունակության հարցերի վրա: Տրվում են նաև երկաթահանքային ֆորմացիոն տիպերի հանքայնացման որոնման չափանիշները, կանխատեսումային և արդյունաբերական գնահատականը, հետազայում կատարվելիք որոնողա-հետախուզական և գիտահետազոտական աշխատանքների ուղղությունն ու բնույթը:

**REGULARITIES OF FORMATION AND DISTRIBUTION
OF THE PRINCIPAL IRON ORE DEPOSITS OF THE REPUBLIC
OF ARMENIA AND ASSESSMENT OF THEIR PROSPECTS**

G. B. Mejlumyan

A b s t r a c t

The paper considers regularities of the formation and distribution of the industrial iron ore deposits in the territory of the Republic of Armenia based on the main iron ore formations. In this connection, issues of iron ore types and their material composition, development of scientific bases for the exploration, assessment of industrial and prognostic prospects, and character and trends in the further explorative works and scientific research are considered.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А.Т. 1981. Основные черты геологического строения Армянский ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. 34, N3, с.3-21
2. Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х., Карамян К.А. 1968. Итоги абсолютного датирования ряда рудных формаций Армянской ССР. Изв. АН СССР, сер. геол., N5, с.19-28.
3. Межтумян Г.Б. 1978. Генетические особенности Абовянского железорудного месторождения. В кн.: Зап. Арм. отд., ВМО, вып.9, Ереван: Изд. АН АрмССР, с.136-147
4. Межтумян Г.Б. 1986. Формационная классификация железорудных месторождений Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т.39, N2, с.30-37

5. Рупасова З.В. 1948. Качканарское месторождение титаномагнетитовых руд. Горный журнал, N5, с.3-6
6. Саруханян Л.Б. 1971. Минералогия, геохимия и генезис Абовянского магнетит-апатитового месторождения. Ереван: Изд. АН АрмССР, 184 с.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 2000, LIII, №1-2, 86-93

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНЫХ ТЕЛ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ КОЛЧЕДАННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ

© 2000 г. С. А. Зограбян, Р. Л. Мелконян

*Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 25.11.99.*

Проведен сравнительный анализ морфологических особенностей рудных тел главных колчеданных месторождений Армении. Однотипный характер и одинаковая ориентированность рудовмещающих трещинных структур на всех месторождениях, независимо от их местонахождения в пределах соответствующих рудоконтролирующих вулканических сооружений, свидетельствуют о более позднем возрасте и наложенном характере рудовмещающих структур относительно этих сооружений и об оторванности во времени рудообразовательных процессов от становления среднеюрской толщи, вмещающей оруденение. Верхний возрастной предел формирования оруденения – оксфорд-неоком.

Структурно-геологическое изучение главных рудных полей и месторождений, проведенное в течение последних десятилетий в Институте геологических наук НАН РА, позволило выявить основные особенности их геологической позиции, тектонического строения, истории формирования рудоконтролирующих структур, морфологии рудных тел и т.д. Особое внимание при этом было уделено исследованию промышленных колчеданных (медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических) месторождений – Алаверди, Ахтала, Шамлуг, Капан и др., учитывая напряженное состояние с запасами на этих месторождениях. В результате многолетних специализированных работ (Зограбян С.А., Алтунян А.З., Азизбемян М.С., Саркисян Р.А. и др.) был получен новый фактический материал по отдельным месторождениям, позволивший, в частности, по-новому подойти к решению ряда дискуссионных вопросов колчеданного рудообразования. Однако, обобщение этого материала до настоящего времени не проводилось. В этой связи нами, в рамках тематических исследований, был проведен сравнительный анализ роли структурных факторов в локализации оруденения на колчеданных месторождениях Сомхето-Капанской (Алаверди-Капанской) структурно-металлогенической зоны [8].

Целью настоящей статьи является сравнительный анализ морфологических особенностей рудных тел колчеданных месторождений и обсуждение в этой связи некоторых вопросов колчеданного рудообразования на территории Армении.

5. Рупасова З.В. 1948. Качканарское месторождение титаномагнетитовых руд. Горный журнал, N5, с.3-6
6. Саруханян Л.Б. 1971. Минералогия, геохимия и генезис Абовянского магнетит-апатитового месторождения. Ереван: Изд. АН АрмССР, 184 с.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 2000, LIII, №1-2, 86-93

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНЫХ ТЕЛ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ КОЛЧЕДАННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ

© 2000 г. С. А. Зограбян, Р. Л. Мелконян

*Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 25.11.99.*

Проведен сравнительный анализ морфологических особенностей рудных тел главных колчеданных месторождений Армении. Однотипный характер и одинаковая ориентированность рудовмещающих трещинных структур на всех месторождениях, независимо от их местонахождения в пределах соответствующих рудоконтролирующих вулканических сооружений, свидетельствуют о более позднем возрасте и наложенном характере рудовмещающих структур относительно этих сооружений и об оторванности во времени рудообразовательных процессов от становления среднеюрской толщи, вмещающей оруденение. Верхний возрастной предел формирования оруденения – оксфорд-неоком.

Структурно-геологическое изучение главных рудных полей и месторождений, проведенное в течение последних десятилетий в Институте геологических наук НАН РА, позволило выявить основные особенности их геологической позиции, тектонического строения, истории формирования рудоконтролирующих структур, морфологии рудных тел и т.д. Особое внимание при этом было уделено исследованию промышленных колчеданных (медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических) месторождений – Алаверди, Ахтала, Шамлуг, Капан и др., учитывая напряженное состояние с запасами на этих месторождениях. В результате многолетних специализированных работ (Зограбян С.А., Алтунян А.З., Азизбемян М.С., Саркисян Р.А. и др.) был получен новый фактический материал по отдельным месторождениям, позволивший, в частности, по-новому подойти к решению ряда дискуссионных вопросов колчеданного рудообразования. Однако, обобщение этого материала до настоящего времени не проводилось. В этой связи нами, в рамках тематических исследований, был проведен сравнительный анализ роли структурных факторов в локализации оруденения на колчеданных месторождениях Сомхето-Капанской (Алаверди-Капанской) структурно-металлогенической зоны [8].

Целью настоящей статьи является сравнительный анализ морфологических особенностей рудных тел колчеданных месторождений и обсуждение в этой связи некоторых вопросов колчеданного рудообразования на территории Армении.

Морфология рудных тел

Алавердское месторождение. Рудовмещающими породами на Алавердском месторождении являются пепловые туфы дацитового состава кошабердской свиты (нижний байос) и редко — андезиты и их лавобрекчии. Однако, как отмечалось М.С.Азизбекиным, минерализацией заражены все породы стратиграфического разреза, из чего сделан вывод о том, что оруденение эпигенетично по отношению ко всем комплексам пород, слагающих месторождение.

Рудные тела представлены штоками и линзами, жилами и рудоносными зонами. Так называемые рудные штоки, по М.С.Азизбекину [1] представляют собой скорее линзовидные залежи, согласные с зоной Меридионального разлома, которые, соединяясь друг с другом, образуют параллельные полосы и экранируются агломератами. Таких полос на месторождении около 3-4. Большинство штоков и линз имеют северо-восточные и очень редко северо-западные простирания с падением в северо-западные румбы. Самые крупные штоки по простиранию достигают 100 м, прослеживаясь по падению на 4-6-ти последовательных разведочных горизонтах до 140-160 м. Мощности их колеблются в пределах 10-15 м, реже достигая 25-30 м. Эти тела, кверху и книзу суживаясь, выклиниваются.

Преобладающими являются штоки и линзы пирит-халькопиритового состава. Полиметаллические линзы и штоки более редки и имеют западное падение под углами $40-45^{\circ}$ при средней мощности 5-6 м. Протяженность их по простиранию до 40 м, а по падению — до 60-70 м.

Жильные рудные тела размещены на нижних горизонтах месторождения и залегают в дацитовых пепловых туфах кошабердской свиты и, вероятно, нередко являются рудопроводящими каналами для штокообразных тел. Характерно их близширотное простирание с крутым ($50-70^{\circ}$) падением в южные румбы. Протяженность их по простиранию доходит до 80-100 м при мощности 0.3-0.5 м с раздувами до 2 м. Все они размещены в трещинах отрыва.

Рудоносные зоны представлены прожилково-вкрапленными рудами, чаще всего окаймляющими полосой шириной 1-3 м все штоки и линзы и наиболее крупные жилы. Центральные части всех рудных тел, как правило, сложены массивными рудами, переходящими к зальбандам в прожилково-вкрапленные.

Шамлугское месторождение. Рудовмещающие породы представлены дацитами, реже — риолитами ("кварцевыми кератофирами") и пирокластическими туфами кошабердской свиты доверхнебайосского возраста. Широко распространенные на месторождении силлы риолитовых порфиров ("альбитофиров") играли рудоэкранирующую роль. Последние отчетливо секут фаунистически охарактеризованные песчаники и туфопесчаники келловей, чем и определяется нижняя возрастная граница формирования оруденения. В морфологическом отношении рудные тела А.З.Алтуниным [2] подразделяются на три группы: 1) штоки и линзы, 2) жилы, 3) рудоносные зоны.

Штоки и линзы развиты исключительно на верхних горизонтах месторождения в толще кварцевых кератофиров. Самыми крупными являются штоки "С", "КЛ" и "Линза N4", сложенные пирит-халькопиритовыми рудами. Штоки экранируются силлами риолитовых порфиров ("альбитофиров"). Шток "С" полого ($25-45^{\circ}$) падает на запад-северо-запад, все время сохраняя общую конфигурацию вышележащих альбитофиров. При средней мощности 8 м прослеживается до 200 м по простиранию и до 150 м по падению. "Линза N4" прослеживается по

простирацию на 40 м и по падению – на 50 м при средней мощности около 20 м. Шток "КЛ" имеет пологое ($25-45^0$) падение на юго-восток. При средней мощности 10 м прослежен на 100 м по простирацию и на 60 м по падению. Известен также ряд более мелких штоков с пологим ($25-45^0$) падением на северо-запад, редко на юг.

Линзы и штоки полиметаллического состава имеют ограниченное распространение и небольшие размеры.

Жилы имеют близширотное простирание и распространены на нижних горизонтах месторождения. А.З.Алтуняном [2] выделяются три группы жил: а) с крутыми ($65-80^0$) падениями на север; б) со средними углами падения ($40-50^0$) на юг и в) с пологими углами падения ($30-45^0$) на север. Эти группы жил различаются и по морфологическим особенностям.

Прожилково-вкрапленные зоны в основном окаймляют полосой до 1-3 м все штоки и линзы, а иногда располагаются между ними и примыкают к крупным рудным жилам.

Ахтальское барит-полиметаллическое месторождение. Оруденение локализовано исключительно в верхнебайосских дацитах ("кварцевых порфирах" или "кварцевых плагиопорфирах"), экранируясь андезитами дебедской свиты. Рудные тела, известные под названием линз, имеют скорее лентообразную конфигурацию, будучи вытянутыми вдоль крупных нарушений, или образуют штоко-чечевицеобразные тела. Наиболее крупными являются рудные тела N10 и N11, вытянутые вдоль Меридионального разлома. По простирацию "Линза N10" прослеживается на 95 м, а по падению на 350 м при мощности 5-15 м. "Линза N11" – соответственно на 75 и 500 м при мощности 5-20 м. Остальные рудные тела – от 5 до 60 м по простирацию и от 10 до 110 м по падению. Мощности их колеблются в пределах 1.5–35 м.

Все рудные тела Ахтальского месторождения залегают в куполовидной части рудовмещающих дацитов в контакте с экранирующими их андезитами дебедской свиты [6]. Наиболее типичный разрез рудных тел представлен следующим образом: с всякого бока рудных тел залегает мелкокристаллический серый или красный барит, который в виде шляпы покрывает рудные тела. Мощность баритового покрова колеблется в пределах 1-3 м, а иногда достигает до 10-15 м. Нередко барит над рудными телами вообще отсутствует, некоторые же тела наоборот – представлены исключительно баритом. Под баритом залегает массивная полиметаллическая руда мощностью 1-3 м. Ниже массивная руда постепенно переходит в прожилково-вкрапленные руды, которые затем сменяются убогими вкрапленными рудами или измененными кварц-серицитовыми породами.

Капанское месторождение. Оруденение размещено в вулканитах среднеюрского возраста, представленных лавами, брекчиевыми лавами и гиадокластитами миндалекаменных базальтовых андезитов и андезитов раннего байоса, туфах, игнимбритах, жерловых и околожерловых брекчиях андезитового и дацитового составов, кварцевых андезитах (барабатумских) позднего байоса – раннего бата [4].

Здесь развиты два морфологических типа оруденения – жильный и штокверковый. Основная часть балансовых запасов руд сосредоточена в телах штокверкового типа. Известно около 500 промышленных рудных жил широтного и близширотного простирания с крутым ($65-85^0$) падением преимущественно в южные румбы. Все они приурочены к трещинам отрыва. Устанавливаются отдельные крупные жилы и протяженные жилы, а также серии более мелких, кулисообразно разветвляющихся жил, сопровождающихся часто зонами прожилково-вкрап-

ленного оруденения. Средняя мощность жил составляет от 0.2-0.5 до 2.5 м и более в раздувах, а протяженность — 100-150 м (иногда до 300-350 м) по простиранию и 200-250 м по падению.

Штокверки Восточный, Западный, Северный, Катарский размещены в основном в северо-западной части месторождения и приурочены либо к лежащим бокам разрывных нарушений (Кавартджурский, Мец-Магаринский, Восточно-Саядкарский), либо к участкам пересечения разноориентированных нарушений.

Штокверковые рудные тела нередко с глубиной сменяются серией более или менее выдержанных жил.

Штокверк рудника 7-10 имеет вытянутую линзообразно в плане форму и представлен серией жил и прожилков кварц-пирит-халькопиритового состава, сопровождающихся прожилково-вкрапленной минерализацией аналогичного состава. Штокверк имеет близширотное простирание и круто ($75-85^\circ$) падает на север. По простиранию он прослежен до 400-500 м, а на глубину — до 500 м. Мощность варьирует в пределах 10-20 м.

Штокверк рудника им.Комсомола (Восточная зона прожилково-вкрапленных руд) локализован в лежащем боку Кавартджурского разлома и представляет крупное тело с неправильными контурами. Оно прослежено до 400 м по простиранию и более чем 300 м по падению при мощности до 90 м. Оруденение представлено серией параллельных невыдержанных жил и прожилков близширотного северо-западного направления с крутыми падениями на север и юг. Наибольшей интенсивности прожилкование достигает на верхних горизонтах, а с глубиной количество прожилков уменьшается вместе с некоторым увеличением их мощностей. Ниже оруденение переходит в жильный тип.

Северо-западнее описанного штокверка известно рудное тело штокверкового типа "Каварт", вытянутое на 350-400 м (при мощности 20-40 м) вдоль западного крыла Мец-Магаринского разлома. В западном направлении с удалением от разлома, а также с глубиной прожилково-вкрапленные руды постепенно переходят в жильные рудные тела.

Шаумянское золото-полиметаллическое месторождение. Оруденение целиком сосредоточено в кварцевых андезитах (барабатурских) позднего байоса и связанных с ними инъекционных вулканических брекчиях [7]. Рудные тела представлены мощными жилами и сравнительно маломощными прожилками, сопровождающимися нередко зоной прожилково-вкрапленного оруденения, и приурочены в основном к трещинам отрыва близширотного направления с крутыми (70°), местами до вертикального, падениями на юг. В большинстве случаев эти нарушения не выдержаны по простиранию, имеют неровные зальбанды и извилистые, зигзагообразные контуры. Жилы нередко дают апофизы во вмещающие породы, следующие параллельно материнской жиле, а иногда, через определенный интервал, снова сливающиеся с ней.

По простиранию рудные жилы прослеживаются на несколько сот метров. Мощности их колеблются от десятков см до первых метров в раздувах наиболее крупных рудных тел.

Шамшадинский рудный район. В отличие от Алавердского и Капанского рудных районов здесь промышленные объекты не выявлены. На отдельных рудопроявлениях, по данным В.О.Пароникяна (1976) и К.М.Мурадяна [9], наиболее распространенными формами рудных тел являются оруденелые зоны с прожилково-вкрапленной минерализацией, жилы, жильные зоны, реже линзообразные и гнездообразные тела.

На рудопроявлении Джргалидзор штольной вскрыта оруденелая зона полиметаллов мощностью 3-4 м, протяженностью 30 м. Установле-

но также несколько коротких полиметаллических жил близширотного простирания. Но наиболее интересно прожилково-вкрапленное оруденение с вертикальной протяженностью 150-200 м, состоящее из многочисленных прожилков мощностью 3-5 см и гнезд (50-300 см).

На рудопроявлении Арчич имеются три оруденелые зоны пирит – халькопирит-сфалерит-галенитового состава, контролируемые разломами близширотного простирания. Мощность оруденелых подзон составляет 2-5 см.

На Зуйгджрагацком колчеданно-барито-полиметаллическом рудопроявлении выделяются два основных морфологических типа рудных тел – жилы и параллельные жильные зоны, редко переходящие в раздувы и гнездообразные тела. Известно около 15 жильных рудных тел или оруденелых жильных зон мощностью 1-10 м и более, локализованных по системам трещин СВ 20-50° (а также СЗ 310° и субширотных) с падением на ЮВ под углами 50-70°. Они прослежены по простиранию на 30-50 м. Рудные зоны содержат жилы мощностью 10-20 см, иногда до 0.5-1 м.

На Мец-Блурском (Мец-Ялском) баритовом проявлении К.М. Мурадяном (1976) установлены жильные, линзообразные, гнездообразные и брекчиевые прожилково-вкрапленные типы руд. Три крупные рудоносные крутопадающие (70-90°) криптовулканические зоны, выполненные баритом, прослеживаются в близмеридиональном направлении. Мощность зон от 2.5-3 до 10 м, в их осевых частях залегают жилы и гнезды массивного барита мощностью от 10 до 50-70 см. По простиранию зоны протягиваются от 500-600 м до 1.2-1.5 км.

В западной группе полиметаллических рудопроявлений Мургузской рудоносной зоны известны многочисленные проявления полиметаллических руд: Арчикохер, Тандрлю, Ханумюрт, Маданидзор, Карнут, Хозюрт, Полин. Суммарная площадь зоны составляет примерно 20 км². Поисково-разведочными работами на этой площади установлено 8 рудных зон и 20 жил. По простиранию они прослеживаются на 200-600 м при мощности от 4-10 до 20 м. Наиболее выдержанная прожилково-вкрапленная и жильная зона в близширотном направлении (80-90°) прослеживается от уч. Тандрлю до уч. Карнут на расстояние 1.5-2 км. Рудные жилы (мощностью 0.3-1.0 м) не выдержаны по простиранию и обычно протягиваются на несколько десятков метров, реже до 250 м. Все главные рудные зоны и большинство жил имеют близширотное простирание с падением на юг и на север.

На Лалигюхском золото-полиметаллическом рудопроявлении рудные тела морфологически представлены жилами и жильными зонами. На участке Кармир-Кар имеется полоса сближенных жил шириною 100-200 м, примыкающая к северу к разломной зоне. Полоса сближенных жил шириною 50 м установлена и на участке Жангот-Дзор. Они здесь локализованы как в северо-восточных, так и северо-западных структурах, которые сочленяются в северной части участка с главными разломами.

Выводы

Обобщение вышеизложенного фактического материала о морфологических особенностях оруденения на месторождениях и рудопроявлениях Алаверди-Капанской структурно-металлогенической зоны позволяет сделать следующие выводы:

1. Наиболее распространенными формами рудных тел на рассмотренных месторождениях являются жилы, жильные и штокверковые зоны, штоки и линзовидные тела, причем на различных месторождениях

указанные морфологические типы встречаются в различных сочетаниях. Так, если на Алавердском, Шамлугском и Капанском месторождениях оруденение представлено различным сочетанием жил, жильных и штокверковых зон, штокверков и линз, то на Ахтальском месторождении они представлены исключительно линзообразными и лентообразными телами, а на Шаумянском месторождении известны только рудные тела жильного типа, иногда сопровождаемые зонами прожилково-вкрапленного оруденения.

2. На разнообразие морфологических типов рудных тел на указанных месторождениях существенное влияние оказывают характер и различные взаимосочетания рудоконтролирующих и рудовмещающих структур, а также литологические особенности рудовмещающих пород. В более подверженных хрупким деформациям и легче поддающихся метасоматическому замещению вулканогенных и вулканогенно-обломочных породах средне-кислого состава образуются штокверки, зоны прожилково-вкрапленных руд, штоки и линзовидные тела. В более вязких породах средне-основного состава (андезиты, базальтовые андезиты) чаще локализуются рудные тела жильного типа, образующиеся путем выполнения открытых полостей и зияющих трещин. Прожилково-вкрапленный тип оруденения в этих породах имеет ограниченное развитие.

3. В образовании штоков, линз и лентообразных рудных тел важную роль играют литологические и структурные экраны — межформационные зоны дробления и рассланцевания, пологие тектонические нарушения, литологические контакты разнородных пород. При этом, наиболее благоприятны участки перекрывания хрупких вулканогенных и вулканогенно-обломочных пород средне-кислого состава пологозалегающими малопроницаемыми, массивными вулканитами средне-основного, реже — кислого составов. Особенно перспективны куполовидные поднятия кровли рудовмещающих пород в местах сопряжения их с рудоподводящими каналами, где происходит скопление богатых массивных серно-медноколчеданных и барит-полиметаллических руд.

4. Как наиболее ярко выраженную общность месторождений Алаверди, Шамлуг, Капан, Шаумян и ряда рудопроявлений Шамшадинского рудного района следует отметить характер и элементы залегания жильных рудных тел. На всех указанных объектах жильные рудные тела, как правило, локализованы в трещинах отрыва широтного и близширотного направления с крутыми падениями в южные румбы. Протяженность жил по простиранию и падению и их мощности вполне сопоставимы.

Подобная выдержанность ориентированности рудовмещающих структур на месторождениях, отстоящих друг от друга на несколько сотен километров и к тому же не зависящая от расположения месторождений в различных частях (разноориентированных склонах или привершинных участках) крупных вулканических мегаструктур в пределах рудных районов, свидетельствует о более позднем возрасте и наложенном характере их относительно ранее сформированных вулканических сооружений.

Все вышеизложенное не позволяет рассматривать рудовмещающие нарушения в качестве синвулканических образований и, несомненно, свидетельствует об оторванности во времени рудообразовательных процессов от периода формирования среднеюрской вулканогенной толщи, вмещающей колчеданное оруденение.

С учетом, с одной стороны, результатов изотопных (кислород, сера) исследований Шамлугского месторождения, свидетельствующих о

существенном участии морской воды и ее сульфатов в процессах рудообразования [3], с другой – особенностями магматизма и палеогеографических условий этой области, свидетельствующих о континентальных условиях, начиная по меньшей мере с альба [5], верхний возрастной предел формирования рассмотренных месторождений ограничивается оксфордом-неокомом.

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

ՀՀ ՏԱՐԱԾՔԻ ԿՈՆՉԵԴԱՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՄԱՐՄՈՆՆԵՐԻ ՄՈՐՖՈԼՈԳԻԱԿԱՆ ԱՌԱՆՋԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ԵՎ ԿՈՆՉԵԴԱՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱԳՈՅԱՑՄԱՆ ՈՐՈՇ ՀԱՐՅԵՐ

Ս. Ա. Չոհրաբյան, Ռ. Լ. Մելքոնյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Բերված են Ալավերդի-Կապանի կառուցվածքա-մետաղածնային գոտու հրածին (կոլչեդանային) հանքավայրերի հանքային մարմինների մոլֆոլոգիական առանձնահատկությունները համեմատական ուսումնասիրության արդյունքները:

Դիտարկված է կապը հանքավայրերի զանազան մորֆոլոգիական տիպերի և հանքվերահսկող ու հանքներփակող ստրուկտուրաների բնույթի և նրանց զանազան փոխկապակցությունների և հանքներփակող ապարների լիթոլոգիական առանձնահատկությունների միջև:

Բոլոր հանքավայրերում հանքներփակող ճողքվածքային կառույցների միանման բնույթը և ուղղվածությունը, անկախ նրանց հանքային գոտու և համապատասխան հանքվերահսկող հրաբխային կառույցների սահմաններում տեղայնացումից, թույլ են տալիս եզրակացնել հանքաարունակող ստրուկտուրաների համեմատորեն ավելի երիտասարդ հասակի և նրանց վերադրված բնույթի մասին հրաբխային կառույցների նկատմամբ:

Այս հանգամանքը, անկասկած, վկայում է հանքառաջացման պրոցեսների և կոլչեդանային հանքառաջացումը ներփակող միջին յուրայի հրաբխածին հաստվածքի ձևավորման պրոցեսների ժամանակի առումով անջատվածության մասին:

Գոյություն ունեցող համապատասխան նյութերի վերլուծությունը թույլ է տալիս հանքայնացման վերին հասակը սահմանափակել օքսֆորդ-նեոկոմով:

ON THE MORPHOLOGICAL FEATURES OF THE ORE BODIES OF THE PRINCIPAL PYRITIC DEPOSITS IN ARMENIA

S. A. Zograbyan and R. L. Melkonian

A b s t r a c t

Comparative analysis of the morphological features of ore bodies of the main pyritic deposits in Armenia is made. Similar character and the same orientation of the ore-bearing fissure structures in all deposits, independent of their location and corresponding ore-control volcanic edifices, evidence about the later age and imposition of the ore-bearing structures on these edifices. Besides, this indicates that there was a time gap between the ore-formation processes and formation of the Middle Jurassic thickness that bears the ores. The upper age limit for the ore formation is Oxfordian-Neocomian.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азизбекян М.С. Геологическое строение и условия локализации медного оруденения Алавердского месторождения Армянской ССР. Автореф. дисс. на соискание уч. степени канд. геол.-мин. наук — Тбилиси: ГИН АН Грузинской ССР, 1975, 25 с.
2. Алтунян А.З. Геологическое строение и условия локализации оруденения Шамлугского рудного поля. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. геол.-мин. наук. — Ереван: ЕГУ, 1973, 25 с.
- ✓ 3. Асланян А.Т., Акопян М.С., Мелконян Р.Л., Пароникян В.О. Кохб-Шнохская палеоостроводужная рудно-магматическая система и модель ее формирования. — *Геохимия*, 1990, N1, с.91-105.
4. Ачикгезян А.З., Зограбян С.А., Карапетян А.И., Мирзоян Г.Г., Саркисян Р.А., Зарьян Р.Н. Кафанский рудный район (геологическое строение и рудоносность). — Ереван: Изд. АН АрмССР, 1987, 199 с.
5. Геология Армянской ССР, т.V. Литология. — Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974, 500 с.
6. Зограбян С.А. Структура и условия образования Ахтальского месторождения. — Ереван: Изд. АН Арм.ССР, 1971, 143 с.
7. Зограбян С.А. Положение Шаумянского месторождения в юрском вулканическом комплексе Южной Армении. — *Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле*, 1979, N3, с.38-46.
8. Зограбян С.А., Мелконян Р.Л. Роль структурных факторов в локализации оруденения на колчеданных месторождениях Алаверди-Капанской зоны. — *Изв. НАН РА, Науки о Земле*, 1999, N2, с.31-40.
9. Мурадян К.М. Рудоносность вулканогенных формаций Малого Кавказа. — Ереван: Изд. НАН Армении, 1994, 359 с.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 2000, LIII, №1-2, 93-98

СПОСОБ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ВАРИАЦИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

© 2000 г. А. К. Матевосян

*Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 8.10.98.*

В статье предлагается способ интерпретации вариаций геомагнитного поля, заключающийся в определении трехмерного тензора нормированного кажущегося удельного электрического сопротивления ($\mathbf{R}$). Приводятся выражения для расчета тензорной поверхности $\mathbf{R}$, предлагается способ визуализации трехмерного тензора, что способствует эффективному сопоставлению полученных по измерениям за различные циклы наблюдений, и при интерпретации различных пар пунктов наблюдений. Определенное внимание уделяется взаимосвязи между основными интерпретируемыми параметрами при смене местами базисного и полевого пунктов. Вводится понятие годографа тензора $\mathbf{R}(t)$.

Внедрение в геофизику цифровых способов регистрации и эффективных методов обработки данных на базе компьютерной технологии позволяет сократить затраты на проведение исследований, повысить их качество, точность и информативность получаемых данных. Решающая роль в этом принадлежит преобразованию и визуализации интерпретируемых параметров.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азизбекян М.С. Геологическое строение и условия локализации медного оруденения Алавердского месторождения Армянской ССР. Автореф. дисс. на соискание уч. степени канд. геол.-мин. наук — Тбилиси: ГИН АН Грузинской ССР, 1975, 25 с.
2. Алтунян А.З. Геологическое строение и условия локализации оруденения Шамлугского рудного поля. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. геол.-мин. наук. — Ереван: ЕГУ, 1973, 25 с.
- ✓ 3. Асланян А.Т., Акопян М.С., Мелконян Р.Л., Пароникян В.О. Кохб-Шнохская палеоостроводужная рудно-магматическая система и модель ее формирования. — *Геохимия*, 1990, N1, с.91-105.
4. Ачикгезян А.З., Зограбян С.А., Карапетян А.И., Мирзоян Г.Г., Саркисян Р.А., Зарьян Р.Н. Кафанский рудный район (геологическое строение и рудоносность). — Ереван: Изд. АН АрмССР, 1987, 199 с.
5. Геология Армянской ССР, т.V. Литология. — Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974, 500 с.
6. Зограбян С.А. Структура и условия образования Ахтальского месторождения. — Ереван: Изд. АН Арм.ССР, 1971, 143 с.
7. Зограбян С.А. Положение Шаумянского месторождения в юрском вулканическом комплексе Южной Армении. — *Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле*, 1979, N3, с.38-46.
8. Зограбян С.А., Мелконян Р.Л. Роль структурных факторов в локализации оруденения на колчеданных месторождениях Алаверди-Капанской зоны. — *Изв. НАН РА, Науки о Земле*, 1999, N2, с.31-40.
9. Мурадян К.М. Рудоносность вулканогенных формаций Малого Кавказа. — Ереван: Изд. НАН Армении, 1994, 359 с.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 2000, LIII, №1-2, 93-98

СПОСОБ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ВАРИАЦИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

© 2000 г. А. К. Матевосян

*Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 8.10.98.*

В статье предлагается способ интерпретации вариаций геомагнитного поля, заключающийся в определении трехмерного тензора нормированного кажущегося удельного электрического сопротивления ($\mathbf{R}$). Приводятся выражения для расчета тензорной поверхности $\mathbf{R}$, предлагается способ визуализации трехмерного тензора, что способствует эффективному сопоставлению полученных по измерениям за различные циклы наблюдений, и при интерпретации различных пар пунктов наблюдений. Определенное внимание уделяется взаимосвязи между основными интерпретируемыми параметрами при смене местами базисного и полевого пунктов. Вводится понятие годографа тензора $\mathbf{R}(t)$.

Внедрение в геофизику цифровых способов регистрации и эффективных методов обработки данных на базе компьютерной технологии позволяет сократить затраты на проведение исследований, повысить их качество, точность и информативность получаемых данных. Решающая роль в этом принадлежит преобразованию и визуализации интерпретируемых параметров.

В настоящее время комплексирование магнитотеллурических и магнитовариационных методов находит все большее применение как при глубинном и среднемасштабном картировании в нефтегазовой геологии, поисках крупных рудоконтролирующих зон и геотермальных ресурсов, так и при изучении глобальных и региональных геодинамических процессов. Обработка результатов наблюдений при этих исследованиях сводится к определению двумерных матриц и компонентов индукционного вектора Визе-Паркинсона [1-4]. Анализ методики интерпретации трехкомпонентных измерений геомагнитного поля показал, что исследуемые параметры не могут полностью и достоверно охарактеризовать электропроводность геоэлектрического разреза и ее изменения во времени.

Ниже предлагается способ интерпретации, заключающийся в определении компонентов трехмерного тензора нормированного кажущегося удельного электрического сопротивления ($\mathbf{R}$) в исследуемом поле-вом пункте по синхронным измерениям тех же параметров в базисном пункте.

Представим взаимосвязь приращений во временной области векторов геомагнитного поля в полевом ($\Delta\mathbf{T}$) и базисном ($\Delta\mathbf{T}^0$) пунктах через систему линейных уравнений:

$$\begin{bmatrix} \Delta H_{xi} \\ \Delta H_{yi} \\ \Delta H_{zi} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} R_{xx} & R_{xy} & R_{xz} \\ R_{yx} & R_{yy} & R_{yz} \\ R_{zx} & R_{zy} & R_{zz} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta H_{xi}^0 \\ \Delta H_{yi}^0 \\ \Delta H_{zi}^0 \end{bmatrix} \quad (1)$$

где $i=1, 2, 3$; $\Delta H_x, \Delta H_y, \Delta H_z$ — соответствующие составляющие приращений поля при первом, втором и третьем промежутках времени, синхронно измеренные в полевом и базисном пунктах, при условии, что векторы $\Delta\mathbf{T}_i$ и $\Delta\mathbf{T}_i^0$ за рассматриваемые промежутки времени не-компланарны.

Критерием достоверности результатов при выборе этих трех промежутков может служить величина

$$K_R \geq C_R \cdot \max \left\{ \begin{vmatrix} \Delta H_{x1}^0 & \Delta H_{y1}^0 & \Delta H_{z1}^0 \\ \Delta H_{x2}^0 & \Delta H_{y2}^0 & \Delta H_{z2}^0 \\ \Delta H_{x3}^0 & \Delta H_{y3}^0 & \Delta H_{z3}^0 \end{vmatrix}, \begin{vmatrix} \Delta H_{x1} & \Delta H_{y1} & \Delta H_{z1} \\ \Delta H_{x2} & \Delta H_{y2} & \Delta H_{z2} \\ \Delta H_{x3} & \Delta H_{y3} & \Delta H_{z3} \end{vmatrix} \right\}, \quad (2)$$

где C_R — коэффициент, величина которого задается с учетом точности исследований компонентов геомагнитного поля.

Решив систему (1), получим компоненты тензора $\mathbf{R}$:

$$R_{xx} = \frac{\begin{vmatrix} \Delta H_{x1} & \Delta H_{y1}^0 & \Delta H_{z1}^0 \\ \Delta H_{x2} & \Delta H_{y2}^0 & \Delta H_{z2}^0 \\ \Delta H_{x3} & \Delta H_{y3}^0 & \Delta H_{z3}^0 \end{vmatrix}}{D^0}, \quad R_{xy} = \frac{\begin{vmatrix} \Delta H_{x1}^0 & \Delta H_{x1} & \Delta H_{z1}^0 \\ \Delta H_{x2}^0 & \Delta H_{x2} & \Delta H_{z2}^0 \\ \Delta H_{x3}^0 & \Delta H_{x3} & \Delta H_{z3}^0 \end{vmatrix}}{D^0},$$

$$R_{xz} = \frac{\begin{vmatrix} \Delta H_{x1}^0 & \Delta H_{y1}^0 & \Delta H_{x1} \\ \Delta H_{x2}^0 & \Delta H_{y2}^0 & \Delta H_{x2} \\ \Delta H_{x3}^0 & \Delta H_{y3}^0 & \Delta H_{x3} \end{vmatrix}}{D^0}, \quad R_{yx} = \frac{\begin{vmatrix} \Delta H_{y1} & \Delta H_{y1}^0 & \Delta H_{z1}^0 \\ \Delta H_{y2} & \Delta H_{y2}^0 & \Delta H_{z2}^0 \\ \Delta H_{y3} & \Delta H_{y3}^0 & \Delta H_{z3}^0 \end{vmatrix}}{D^0},$$

$$R_{yy} = \frac{\begin{vmatrix} \Delta H_{x1}^0 & \Delta H_{y1} & \Delta H_{z1}^0 \\ \Delta H_{x2}^0 & \Delta H_{y2} & \Delta H_{z2}^0 \\ \Delta H_{x3}^0 & \Delta H_{y3} & \Delta H_{z3}^0 \end{vmatrix}}{D^0}, \quad R_{yz} = \frac{\begin{vmatrix} \Delta H_{x1}^0 & \Delta H_{y1}^0 & \Delta H_{y1} \\ \Delta H_{x2}^0 & \Delta H_{y2}^0 & \Delta H_{y2} \\ \Delta H_{x3}^0 & \Delta H_{y3}^0 & \Delta H_{y3} \end{vmatrix}}{D^0},$$

$$R_{zx} = \frac{\begin{vmatrix} \Delta H_{z1} & \Delta H_{y1}^0 & \Delta H_{z1}^0 \\ \Delta H_{z2} & \Delta H_{y2}^0 & \Delta H_{z2}^0 \\ \Delta H_{z3} & \Delta H_{y3}^0 & \Delta H_{z3}^0 \end{vmatrix}}{D^0}, \quad R_{zy} = \frac{\begin{vmatrix} \Delta H_{x1}^0 & \Delta H_{z1} & \Delta H_{z1}^0 \\ \Delta H_{x2}^0 & \Delta H_{z2} & \Delta H_{z2}^0 \\ \Delta H_{x3}^0 & \Delta H_{z3} & \Delta H_{z3}^0 \end{vmatrix}}{D^0},$$

$$R_{zz} = \frac{\begin{vmatrix} \Delta H_{x1}^0 & \Delta H_{y1}^0 & \Delta H_{z1} \\ \Delta H_{x2}^0 & \Delta H_{y2}^0 & \Delta H_{z2} \\ \Delta H_{x3}^0 & \Delta H_{y3}^0 & \Delta H_{z3} \end{vmatrix}}{D^0}, \quad D^0 = \begin{vmatrix} \Delta H_{x1}^0 & \Delta H_{y1}^0 & \Delta H_{z1}^0 \\ \Delta H_{x2}^0 & \Delta H_{y2}^0 & \Delta H_{z2}^0 \\ \Delta H_{x3}^0 & \Delta H_{y3}^0 & \Delta H_{z3}^0 \end{vmatrix}.$$

В качестве интерпретируемых параметров могут быть использованы следующие инварианты тензора $\mathbf{R}$:
линейный — $R_{xx} + R_{yy} + R_{zz}$,

квадратичный —
$$\begin{vmatrix} R_{xx} & R_{xy} \\ R_{yx} & R_{yy} \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} R_{xx} & R_{xz} \\ R_{zx} & R_{zz} \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} R_{yy} & R_{yz} \\ R_{zy} & R_{zz} \end{vmatrix},$$

инвариант 3-го порядка —
$$\begin{vmatrix} R_{xx} & R_{xy} & R_{xz} \\ R_{yx} & R_{yy} & R_{yz} \\ R_{zx} & R_{zy} & R_{zz} \end{vmatrix},$$

а также всевозможные их комбинации.

Характеристическое уравнение тензора $\mathbf{R}$ представляет собой кубическое уравнение относительно λ

$$\begin{vmatrix} R_{xx} - \lambda & R_{xy} & R_{xz} \\ R_{yx} & R_{yy} - \lambda & R_{yz} \\ R_{zx} & R_{zy} & R_{zz} - \lambda \end{vmatrix} = 0, \quad (3)$$

решение которого дает значения тензора вдоль главных взаимно перпендикулярных осей — главные (собственные) значения тензора $R_{\max}$, R_{med} , $R_{\min}$, для которых справедливо равенство: $R_{\max} \cdot R_{\text{med}} \cdot R_{\min} = D_R$. Поскольку рассматриваемая матрица $\mathbf{R}$ трехмерна, то, в частности, основной интерпретируемый параметр — эффективный магнитный параметр L_R [2] примет вид

$$L_R = |D_R|^{1/3} = (3V_m/4\pi)^{1/3},$$

где V_m — объем магнитного эллипсоида, построенного по направлению поля в поле в пункте.

Величина R при произвольном направлении в прямоугольной системе координат определяется по формуле:

$$R = \Delta T / \Delta T^0 = (R_x^2 + R_y^2 + R_z^2)^{1/2} = [(R_{xx} \cos \alpha + R_{xy} \cos \beta + R_{xz} \cos \gamma)^2 + (R_{yx} \cos \alpha + R_{yy} \cos \beta + R_{yz} \cos \gamma)^2 + (R_{zx} \cos \alpha + R_{zy} \cos \beta + R_{zz} \cos \gamma)^2]^{1/2} \quad (4)$$

— где $\cos \alpha$, $\cos \beta$, $\cos \gamma$ — направляющие косинусы. Поскольку в сфери-

ческой системе координат (р, ф, θ) компоненты вектора ΔT^0 (ΔH_x^0 , ΔH_y^0 , ΔH_z^0) имеют вид

$$\Delta H_x^0 = \Delta T^0 \sin \theta^0 \cos \phi^0, \quad \Delta H_y^0 = \Delta T^0 \sin \theta^0 \sin \phi^0, \quad \Delta H_z^0 = \Delta T^0 \cos \theta^0,$$

то компоненты вектора ΔT равны

$$\begin{aligned} \Delta H_x &= (R_{xx} \sin \theta^0 \cos \phi^0 + R_{xy} \sin \theta^0 \sin \phi^0 + R_{xz} \cos \theta^0) \Delta T^0 = R_x \Delta T^0, \\ \Delta H_y &= (R_{yx} \sin \theta^0 \cos \phi^0 + R_{yy} \sin \theta^0 \sin \phi^0 + R_{yz} \cos \theta^0) \Delta T^0 = R_y \Delta T^0, \\ \Delta H_z &= (R_{zx} \sin \theta^0 \cos \phi^0 + R_{zy} \sin \theta^0 \sin \phi^0 + R_{zz} \cos \theta^0) \Delta T^0 = R_z \Delta T^0. \end{aligned} \quad (5)$$

При смене местами базисного и полевого пунктов можно получить матрицу $\underline{R}$, которая является обратной по отношению к матрице $\mathbf{R}$ и компоненты которой представляются следующим образом:

$$\begin{bmatrix} \underline{R}_{xx} & \underline{R}_{xy} & \underline{R}_{xz} \\ \underline{R}_{yx} & \underline{R}_{yy} & \underline{R}_{yz} \\ \underline{R}_{zx} & \underline{R}_{zy} & \underline{R}_{zz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} r_{xx} & r_{xy} & r_{xz} \\ r_{yx} & r_{yy} & r_{yz} \\ r_{zx} & r_{zy} & r_{zz} \end{bmatrix} / D_R,$$

где r_{ij} (при $i, j = x, y, z$) – алгебраическое дополнение элемента R_{ij} матрицы $\mathbf{R}$. Между параметрами, характеризующими тензоры $\mathbf{R}$ и $\underline{R}$, справедливы следующие соотношения:

$$D_R = 1/D_{\underline{R}}, \quad R_{\max} = 1/R_{\min}, \quad R_{\min} = 1/R_{\max}, \quad R_{\text{med}} = 1/R_{\text{med}}, \quad L_R = 1/L_{\underline{R}}.$$

Вычисленные значения компонентов тензора $\mathbf{R}$ за различные три промежутка времени (с учетом критерия достоверности результатов (2)) в течение определенного цикла измерений усредняются. В результате получается усредненный тензор $\mathbf{R}$ за данный цикл, который полностью и наиболее достоверно характеризует электропроводность геоэлектрической среды по проявлению геомагнитного поля в полевом пункте относительно базисного. На рис.1 изображен пример растровой полярной карты параметра R , полученной с использованием формул (4) и (5).

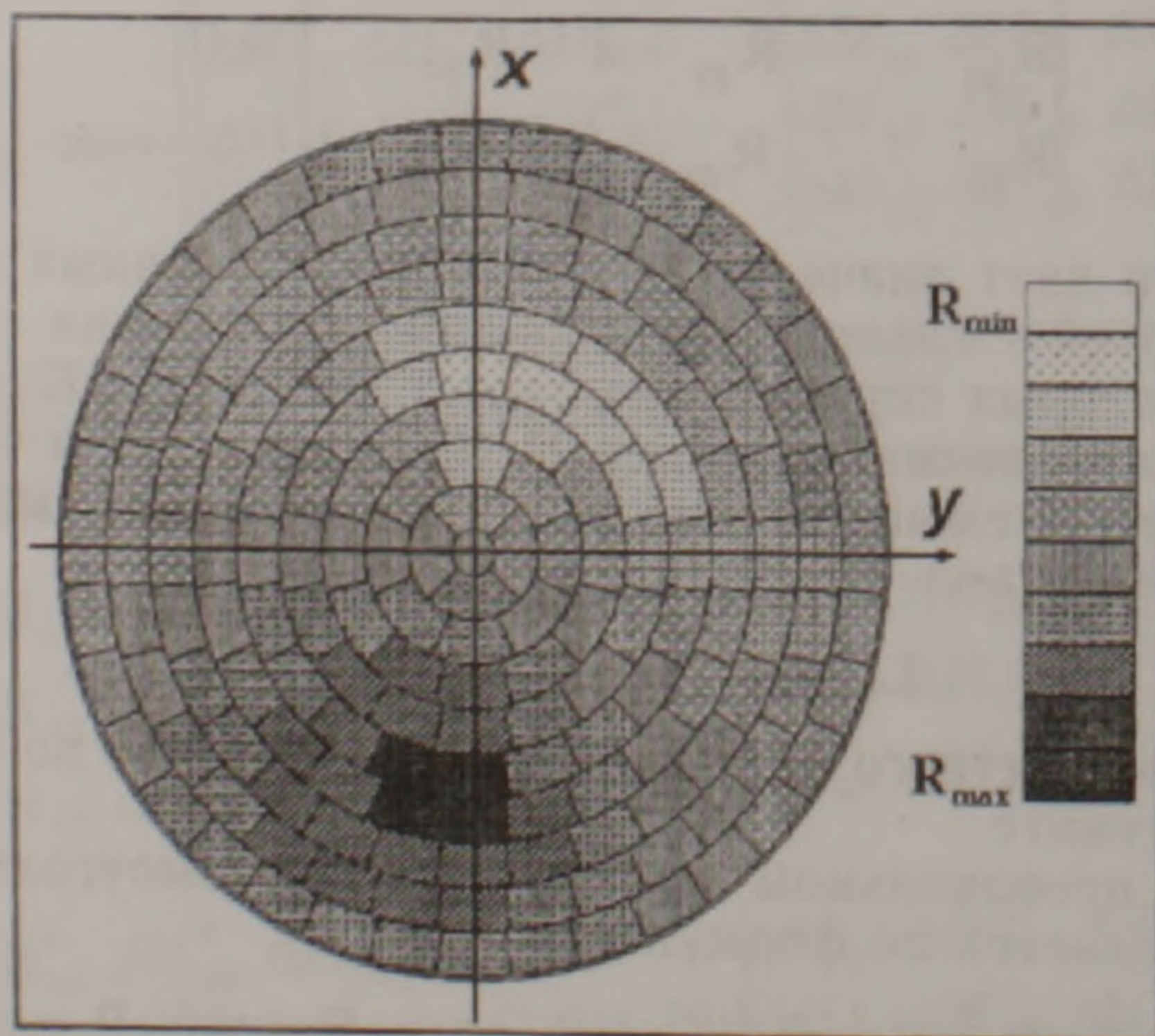


Рис.1. Растровая полярная карта нормированного кажущегося удельного электрического сопротивления R .

Поскольку в общем случае тензор $\mathbf{R}$ несимметричен, то тензорная поверхность неоднозначно характеризует тензор $\mathbf{R}$, и поэтому предлагается следующий способ (подход) представления этого тензора. При

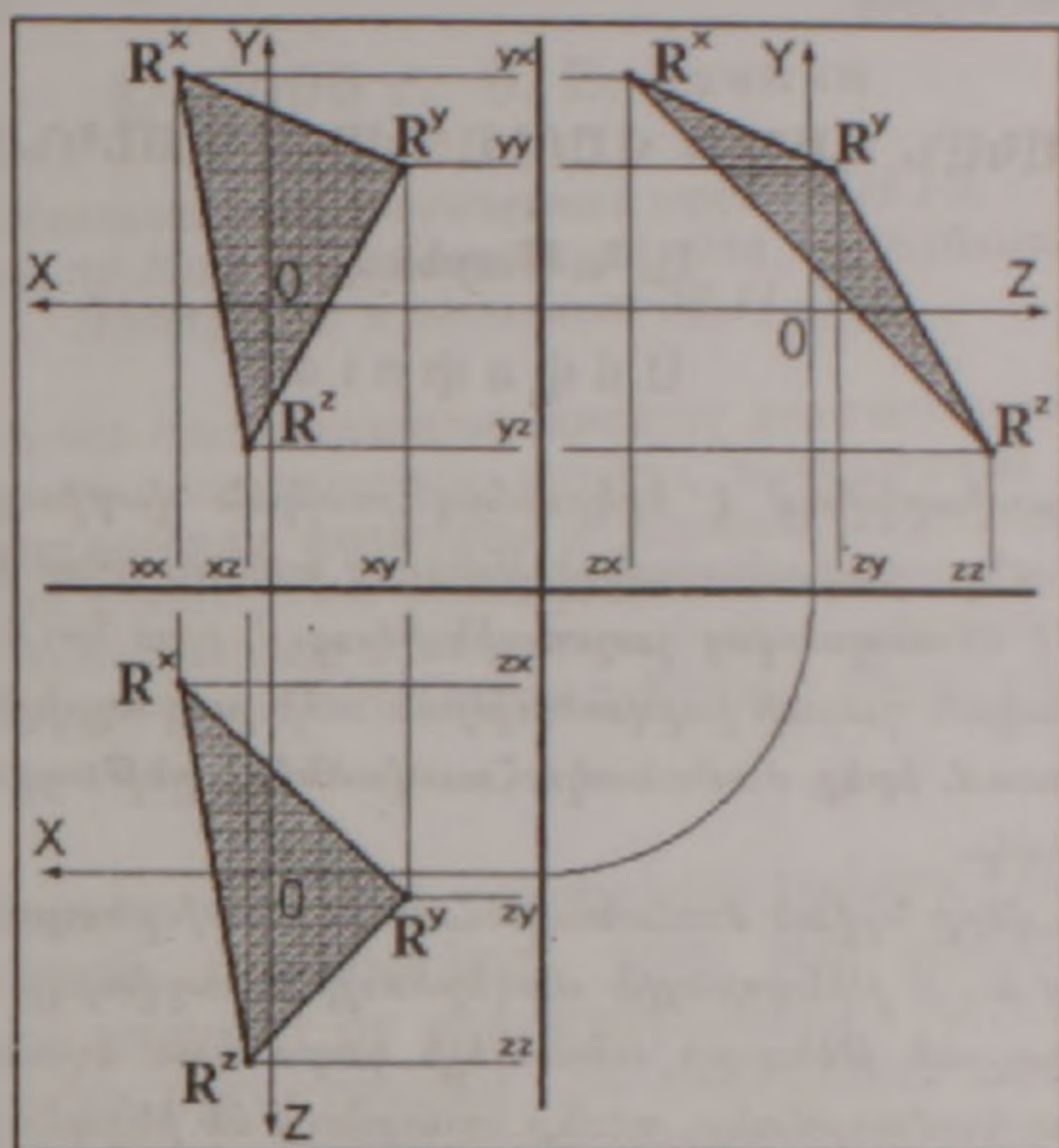


Рис.2. Эпюр тензора нормированного кажущегося сопротивления $\mathbf{R}$.

возбуждении (поляризации) поля в базисном пункте единичными векторами $\mathbf{1}(1,0,0)$, $\mathbf{1}(0,1,0)$, $\mathbf{1}(0,0,1)$ вдоль осей x , y , z , соответственно, с учетом усредненной матрицы $\mathbf{R}^*$, в полевом пункте получим векторы (стрелки): $\mathbf{R}^x(R_{xx}^*, R_{yx}^*, R_{zx}^*)$, $\mathbf{R}^y(R_{xy}^*, R_{yy}^*, R_{zy}^*)$, $\mathbf{R}^z(R_{xz}^*, R_{yz}^*, R_{zz}^*)$. Соединив концы последних векторов и построив проекции полученного треугольника (треугольника тензора нормированного кажущегося сопротивления — $\mathbf{R}^A$) на плоскости XOY , XOZ , YOZ получим фигуры в виде треугольника, либо отрезка (рис.2) — эпюр «треугольника тензора $\mathbf{R}$ ».

При детальном исследовании изменения электропроводности геоэлектрической среды во времени, можно рекомендовать построение векторных производных $d\mathbf{R}^x/dt$, $d\mathbf{R}^y/dt$, $d\mathbf{R}^z/dt$, всегда направленных по касательной к соответствующему годографу векторов $\mathbf{R}^x(t)$, $\mathbf{R}^y(t)$, $\mathbf{R}^z(t)$. Полная величина изменения $\mathbf{R}(t)$ во времени определяется по формуле

$$d\mathbf{R}/dt = [(d\mathbf{R}^x/dt)^2 + (d\mathbf{R}^y/dt)^2 + (d\mathbf{R}^z/dt)^2]^{1/2},$$

где

$$d\mathbf{R}^x/dt = [(dR_{xx}/dt)^2 + (dR_{yx}/dt)^2 + (dR_{zx}/dt)^2]^{1/2},$$

$$d\mathbf{R}^y/dt = [(dR_{xy}/dt)^2 + (dR_{yy}/dt)^2 + (dR_{zy}/dt)^2]^{1/2},$$

$$d\mathbf{R}^z/dt = [(dR_{xz}/dt)^2 + (dR_{yz}/dt)^2 + (dR_{zz}/dt)^2]^{1/2}.$$

Годограф тензора $\mathbf{R}(t)$ — изменение тензора-функции от времени, и для его визуализации необходимо построение эпюра треугольника тензора $\mathbf{R}$ при различных циклах измерений — $\mathbf{R}^A(t)$. Такая визуализация трехмерного тензора $\mathbf{R}^*$ дает наиболее полное и наглядное представление о нем и способствует эффективному сопоставлению полученных по измерениям как за различные циклы наблюдений, так и при интерпретации различных пар пунктов наблюдений. Выбор временного режима измерений вариаций геомагнитного поля производится в зависимости от поставленной задачи исследований.

Предлагаемый комплекс мероприятий при обработке и интерпретации синхронных вариаций геомагнитного поля, регистрируемых по сети пунктов наблюдений, позволит изучать более сложные неоднородно-анизотропные геоэлектрические разрезы с использованием магнито-вариационных методов.

ԵՐԿՐԱՄԱԳՆԻՍԱԿԱՆ ԴԱՇՏԻ ՎԱՐԻԱՑԻԱՆԵՐԻ ՄԵԿՆԱԲԱՆՄԱՆ ԵՂԱՆԱԿ

Ա. Կ. Մաթևոսյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում առաջարկվում է երկրամագնիսական վարիացիաների մեկնաբանման եղանակ, որի էությունը չափակարգված թվացող տեսակարար էլեկտրական դիմադրության (R) որոշումն է հետազոտվող դաշտային կետում, ըստ նույն այդ չափանիշների (x -, y -, z երկրամագնիսական դաշտի լարվածության ածի բաղադրիչների) սինխրոն չափումների հիմնական կետում, երեք ժամանակահատվածների ընթացքում, որոնք տարբերվում են դաշտի բեկոացմամբ:

Դիտարկվում է վերը նշված ժամանակահատվածների ընտրության հավաստիության չափանիշը: Բերվում են R թենզորային մակերևույթի հաշվարկի արտահայտություններ, առաջարկվում է եռաչափ թենզորի տեսանելի դարձնելու եղանակ, ինչը նպաստում է նրանց արդյունավետ համադրմանը, որոնք ստացվում են ինչպես ըստ տարբեր ցիկլերում չափումներից, այնպես էլ դիտակետերի տարբեր զույգերի մեկնաբանման ժամանակ: Որոշակի ուղադրություն է հատկացվում հիմնական չափանիշների փոխադարձ կապին, երբ փոխվում են հիմնական և դաշտային դիտակետերի տեղերը: Առաջարկվում է $R(t)$ թենզորի հոդոգրաֆի հասկացությունը:

A METHOD OF INTERPRETATION OF GEOMAGNETIC FIELD VARIATIONS

A. K. Matevosyan

A b s t r a c t

A method for interpretation of geomagnetic field variations is proposed. It is based on the definition of a three-dimensional tensor of the normalized apparent electric resistivity (R). Expressions to calculate R tensor surface are given, and a method of 3D tensor visualization is proposed, which facilitates efficient comparison of measurement results for different observation cycles and interpretation of various pairs of observation sites. Attention is paid to the relationship of the main interpreted parameters after substitution of permanent and field site places. A concept of tensor time-graph $R(t)$ is introduced.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бердичевский М.И. 1968. Электрическая разведка методом магнитотеллурического профилирования. М.: Недра, 254 с.
2. Жданов М.С. 1986. Электроразведка. М.: Недра, 316 с.
3. Электроразведка. Справочник геофизика (под ред. В.К.Хмелевского и В.М.Бондаренко). 1989. М.: Недра, в двух книгах - 438 с., 378 с.
4. Electromagnetic methods in applied geophysics. (Investigations in Geophysics, 3 — edited by M.N.Nabighian), 1994, v.1, 513 p.; v.2, 972p.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ И ЗАРЕГИСТРИРОВАННЫХ ЗНАЧЕНИЙ ПРЕОБЛАДАЮЩИХ ПЕРИОДОВ НЕОДНОРОДНЫХ ГРУНТОВЫХ ОСНОВАНИЙ

© 2000 г. Э. Е. Хачиян

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 08.11.1999

Статья посвящена сравнительному анализу величин преобладающих периодов неоднородного геологического разреза, вычисленных по разработанным автором теоретическим формулам и установленным экспериментально на этих же разрезах в результате регистрации акселерограмм сильных землетрясений. Для рассмотренных в качестве примера четырех неоднородных разрезов в Эль-Центро, Гукасяне, Гюмри и Мехико обнаружена их достаточная сходимость

Результаты анализа записей ускорений грунта (акселерограмм) во время землетрясений показывают, что их амплитудно-частотный спектр существенно зависит от эпицентрального расстояния и геологических условий места регистрации. За последние годы на основе анализа большого количества записей ускорений грунта предложено множество эмпирических зависимостей максимального ускорения грунта от магнитуды землетрясения и эпицентрального расстояния пункта регистрации. Наиболее полные данные по зависимости максимального ускорения грунта от эпицентрального расстояния, магнитуды и глубины очага имеются в работах Н.Абрасейса, Дж.Боммера, В.Джойнера, В.Буре, Е.Фукишима, Т.Танака [6,12,10,16]. Ранее такие зависимости предлагали Л.Эстева, Н.Ньюмарк, Н.Шебалин, Ф.Аптекаев, В.Штейберг, К.Камбелл и др. Таким образом можно констатировать, что вопрос прогнозирования максимальной величины ускорения грунта на данной строительной площадке (вне ближней зоны) от известных зон возможных землетрясений с данной магнитудой с достаточной обеспеченностью можно считать разрешенной. Существует большой дефицит данных о частотных составах колебания строительных площадок с различными грунтовыми условиями. Между тем, для обеспечения сейсмостойкости сооружений прогнозирование частотного состава колебания грунта с данными геологическими разрезами во многих случаях имеет не менее решающее значение, чем прогнозирование максимального значения ускорения грунта. Самые общие сведения о преобладающих периодах колебания грунта можно уловить от спектров реакций, построенных по записям ускорения грунта на участках с различными геологическими разрезами. Сопоставительный анализ таких спектров указывает, что величины преобладающих периодов колебания скальных грунтов во время землетрясений находятся в узком диапазоне – 0.15+0.35 сек, тогда как их значения для многослойных “мягких” грунтов изменяются в широком диапазоне – 0.5+1.5 сек, а иногда доходят до 3.0 сек. (грунты Мехико).

Настоящая работа в развитии ранее опубликованных наших работ [3,4] направлена на изыскание практических способов аналитического вычисления величин преобладающих периодов колебания грунтов с различными геологическими разрезами, а главная цель – оценка сте-

пени их достоверности.

Главную роль в процессе передачи энергии сейсмических волн сооружению играет верхний слой грунта, на который опирается его фундамент. С другой стороны, кинематические параметры верхнего слоя, в свою очередь, обусловлены физико-механическими и акустическими свойствами нижележащих слоев грунта. Но возникает естественный вопрос: до какой глубины H нижележащие слои оказывают ощутимое влияние на амплитуду и частоту колебания верхнего слоя. Для скальных грунтов значение H можно принимать в пределах 30-50 метров, а для аллювиальных грунтов – до уровня коренных пород – от 10 до 300 и более метров [3,4]. Если основание сооружения однородное, то его количественно можно характеризовать значением собственного периода колебания слоя грунта, определяемого известной формулой: $T_{01} = 4H/V_s$, где V_s – скорость распространения поперечных волн в слое.

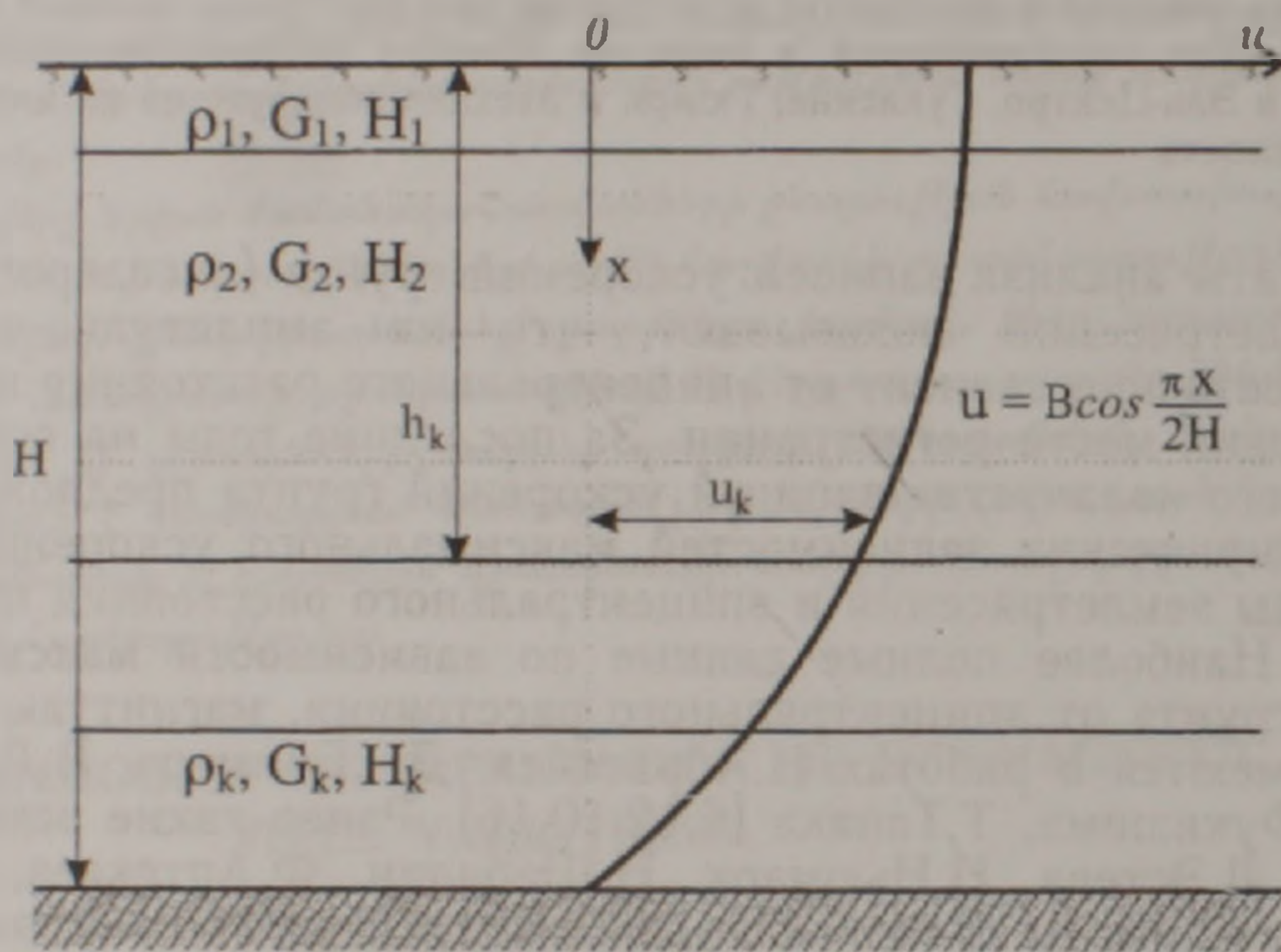


Рис.1

В общем случае собственные частоты неоднородного основания (рис.1) определяются из следующих волновых уравнений

$$G_k \frac{\partial^2 u_k}{\partial x^2} - \rho_k \frac{\partial^2 u_k}{\partial t^2} = 0 \quad k=1, 2, \dots, n \quad (1)$$

с двумя граничными условиями:

при $x=0, \quad \frac{\partial u_1}{\partial x} = 0, \quad (2)$

при $x=H, \quad u_n(H, t)=0$

и $2n-2$ условиями неразрывности среды:

при $x=H_i \quad \begin{cases} u_i(x, t) = u_{i+1}(x, t) \\ G_i \frac{\partial u_i}{\partial x} = G_{i+1} \frac{\partial u_{i+1}}{\partial x} \end{cases} \quad (3)$

$i=1, 2, \dots, n-1,$

где $u_k(x, t)$ — деформация сдвига k -ого слоя.

В наиболее часто встречающихся случаях двухслойного, трехслойного и четырехслойного оснований, характеристические уравнения системы (1) для определения преобладающих периодов колебания грунтов T_0 , полученных точным методом волновой механики, удовлетворяя условиям (2) и (3), имеют вид следующих трансцендентных уравнений:

— для двухслойного основания

$$\sqrt{\frac{\rho_1 G_1}{\rho_2 G_2}} \operatorname{tg} \frac{2\pi}{T_0} \alpha_1 \times \operatorname{tg} \frac{2\pi}{T_0} \alpha_2 - 1 = 0; \quad (4)$$

— для трехслойного основания

$$\begin{aligned} & \sqrt{\frac{\rho_1 G_1}{\rho_2 G_2}} \operatorname{tg} \frac{2\pi}{T_0} \alpha_1 \operatorname{tg} \frac{2\pi}{T_0} \alpha_2 + \sqrt{\frac{\rho_2 G_2}{\rho_3 G_3}} \operatorname{tg} \frac{2\pi}{T_0} \alpha_2 \operatorname{tg} \frac{2\pi}{T_0} \alpha_3 + \\ & + \sqrt{\frac{\rho_1 G_1}{\rho_3 G_3}} \operatorname{tg} \frac{2\pi}{T_0} \alpha_1 \operatorname{tg} \frac{2\pi}{T_0} \alpha_3 - 1 = 0; \end{aligned} \quad (5)$$

— для четырехслойного основания

$$\begin{aligned} & \sqrt{\frac{\rho_1 G_1}{\rho_2 G_2}} \operatorname{tg} \frac{2\pi}{T_0} \alpha_1 \operatorname{tg} \frac{2\pi}{T_0} \alpha_2 + \sqrt{\frac{\rho_1 G_1}{\rho_3 G_3}} \operatorname{tg} \frac{2\pi}{T_0} \alpha_1 \operatorname{tg} \frac{2\pi}{T_0} \alpha_3 + \sqrt{\frac{\rho_1 G_1}{\rho_4 G_4}} \operatorname{tg} \frac{2\pi}{T_0} \alpha_1 \operatorname{tg} \frac{2\pi}{T_0} \alpha_4 + \\ & + \sqrt{\frac{\rho_2 G_2}{\rho_3 G_3}} \operatorname{tg} \frac{2\pi}{T_0} \alpha_2 \operatorname{tg} \frac{2\pi}{T_0} \alpha_3 + \sqrt{\frac{\rho_2 G_2}{\rho_4 G_4}} \operatorname{tg} \frac{2\pi}{T_0} \alpha_2 \operatorname{tg} \frac{2\pi}{T_0} \alpha_4 + \\ & + \sqrt{\frac{\rho_3 G_3}{\rho_4 G_4}} \operatorname{tg} \frac{2\pi}{T_0} \alpha_3 \operatorname{tg} \frac{2\pi}{T_0} \alpha_4 - \sqrt{\frac{\rho_1 G_1 \rho_3 G_3}{\rho_2 G_2 \rho_4 G_4}} \operatorname{tg} \frac{2\pi}{T_0} \alpha_1 \operatorname{tg} \frac{2\pi}{T_0} \alpha_2 \operatorname{tg} \frac{2\pi}{T_0} \alpha_3 \operatorname{tg} \frac{2\pi}{T_0} \alpha_4 - 1 = 0, \end{aligned} \quad (6)$$

где приняты обозначения:

$$\alpha_1 = H_1 \sqrt{\frac{\rho_1}{G_1}}, \quad \alpha_2 = H_2 \sqrt{\frac{\rho_2}{G_2}}, \quad \alpha_3 = H_3 \sqrt{\frac{\rho_3}{G_3}}, \quad \alpha_4 = H_4 \sqrt{\frac{\rho_4}{G_4}}. \quad (7)$$

В общем случае неоднородного грунтового основания (рис.1) из n пластов с характеристиками H_k , ρ_k , v_{sk} и общей мощностью H получение характеристического уравнения типа (4)-(6) существенно затруднено, поэтому в таких случаях рекомендуется путем осреднения физико-механических характеристик слоев расчетную модель основания привести к вышерассмотренным двух-четырёхслойным вариантам. В большинстве таких случаев, если физико-механические характеристики слоев резко не отличаются друг от друга для определения величины первого преобладающего периода T_{01} , принимая форму деформирования неоднородного поверхностного слоя в виде формы деформирования однородного слоя $u(x) = B \cos \pi x / 2H$, которая удовлетворяет только граничным условиям задачи (2), энергетическим методом получено следующее приближенное решение:

$$T_{01} = 4H \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^n \rho_k \left[H_k + \frac{H}{\pi} \left(\sin \frac{\pi h_k}{H} - \sin \frac{\pi h_{k-1}}{H} \right) \right]}{\sum_{k=1}^n \rho_k v_{sk}^2 \left[H_k - \frac{H}{\pi} \left(\sin \frac{\pi h_k}{H} - \sin \frac{\pi h_{k-1}}{H} \right) \right]}}, \quad (8)$$

где: $v_{sk} = \sqrt{G_k / \rho_k}$ – скорость волн сдвига k -го слоя; G_k – модуль сдвига; ρ_k – плотность k -ого слоя (массовая); $h_0 = 0$, $h_k = \sum H_i$, $h_n = H$.

При этом, согласно теореме Рэлея приближенное значение периода T_{01} по формуле (8) всегда меньше его истинного значения, вычисленного по трансцендентным уравнениям (4)-(6).

Что касается значений периодов высших тонов колебаний, то их рекомендуется определять по следующим формулам:

$$T_{02} = \frac{T_{01}}{3}, \quad T_{03} = \frac{T_{01}}{5}. \quad (9)$$

Справедливость этих формул подтверждается данными, приведенными на карте грунтовых характеристик города Токио. Согласно [2] центральная часть территории города разделена на однокилометровые квадраты, в узлах которых указаны значения преобладающих периодов, установленные экспериментально, путем гармонического анализа записанных микросейсмических колебаний грунтов (табл.1). Как видно из таблицы, средние значения отношений T_{01}/T_{02} и T_{01}/T_{03} по 15 узлам составляют соответственно 2.9 и 5.02, что очень близко к коэффициентам формул (9).

Таблица 1

N узла	Значения частот первых трех форм колебаний (в герцах)			T_{01}/T_{02}	T_{01}/T_{03}
	$1/T_{01}$	$1/T_{02}$	$1/T_{03}$		
1	0.6	2.0	3.5	3.3	5.8
2	0.6	1.9	3.2	3.1	5.3
3	0.5	1.5	2.5	3.0	5.0
4	0.6	1.7	3.0	2.8	5.1
5	0.5	1.4	2.3	2.8	4.6
6	0.6	1.8	3.1	3.0	5.1
7	0.5	1.4	2.4	2.8	4.8
8	0.6	1.7	2.6	2.8	4.3
9	0.6	1.8	3.0	3.0	5.0
10	0.8	2.3	4.0	2.8	5.0
11	0.8	2.5	4.3	3.1	5.3
12	1.1	3.2	-	2.9	-
13	1.7	4.1	-	2.4	-
14	1.6	4.8	-	3.0	-
15	1.4	4.5	-	2.8	-
Среднее значение				2.9	5.02

Отметим, что в литературе по инженерной сейсмологии имеются и другие приближенные формулы для определения T_{01} . Так в работе [2] для определения величины T_{01} при условии, что характеристики раз-

ных слоев не очень отличаются друг от друга, предлагается следующая формула:

$$T_{01} = \sum_{k=1}^n \frac{4H_k}{v_{sk}} \quad (10)$$

В документах Американского консилиума по сейсмической защите сооружений (редакция 1997 года) [13] для среднего значения скорости распространения волн сдвига в неоднородном "поверхностном слое" предлагается формула:

$$\bar{v}_s = \frac{\sum_{k=1}^n H_k}{\sum_{k=1}^n \frac{H_k}{v_{sk}}} \quad (11)$$

Простыми преобразованиями можно убедиться, что обе формулы (во втором случае $T_{01} = 4H / \bar{v}_s$) приводят к одинаковым результатам.

Преимущество формулы (8) перед формулами (10) и (11) заключается в том, что в нее кроме характеристик мощностей слоев H_k и величин скоростей распространения волн сдвига v_{sk} входят также величины плотностей слоев ρ_k . Тем самым формула (8) обеспечивает более высокую точность при определении T_{01} , чем формула (10) или (11).

Примеры

Ниже приводятся результаты вычисления значений преобладающих периодов по формулам (4)-(11) для некоторых геологических разрезов и сравнения с их реальными значениями, установленными в результате обработки зарегистрированных на этих разрезах акселерограмм землетрясений или микроколебаний грунта. Во всех примерах для "грунта основания" значение v_s принимается более 800 м/сек.

- Эль-Центро – двухслойное основание со следующими характеристиками [2]:

$$H_1=20 \text{ м}, \quad \rho_1=0.2 \text{ тсек}^2/\text{м}^4, \quad v_{s1}=208 \text{ м/сек (глина);}$$

$$H_2=12, \quad \rho_2=0.2, \quad v_{s2}=150 \quad \text{(суглинок)}$$

"Грунт основания" представляет собой большой слой гравия, песка и глины – $v_p=1800$ м/сек. Значения первых трех корней трансцендентного уравнения (4) следующие:

$$T_{01}=0.785 \text{ с}, \quad T_{02}=0.227 \text{ с}, \quad T_{03}=0.143 \text{ с}.$$

Для сравнения значение T_{01} было вычислено также по формулам (8) и (10). Они оказались соответственно:

$$T_{01}=0.747 \text{ с по формуле (8)}$$

$$T_{01}=0.704 \text{ с по формуле (10)}.$$

При землетрясении 18 мая 1940 года с магнитудой $M=6.7$ на станции Эль-Центро, находящейся на расстоянии примерно 50 км от эпицентра, была зарегистрирована акселерограмма грунта с максимальным ускорением грунта 0.32g. Максимальные (пиковые) значения ускорений на спектре реакции, построенном по акселерограмме землетрясения, соответствовали периодам 0.25 с и 0.6 с – близкие к вычисленным значениям T_{02} и T_{01} .

- Лукасян – четырехслойное основание со следующими характеристиками [17]:

$$H_1=3.0 \text{ м}, \quad \rho_1=0.154 \text{ тсек}^2/\text{м}^4, \quad v_{s1}=200 \text{ м/сек} - \text{суглинок},$$

$$H_2=1.8, \quad \rho_2=0.177, \quad v_{s2}=200 \quad - \text{озерная глина},$$

$$H_3=5.7, \quad \rho_3=0.180, \quad v_{s3}=300 \quad - \text{гравий с песком},$$

$$H_4=24.5, \quad \rho_4=0.177, \quad v_{s4}=300 \quad - \text{озерные образования}$$

“Грунт основания” – трещиноватые базальты с $v_s = 1000$ м/сек.

Значения первых трех корней трансцендентного уравнения (6) следующие:

$$T_{01} = 0.463 \text{ с}, \quad T_{02} = 0.157 \text{ с}, \quad T_{03} = 0.098 \text{ с}.$$

Значения T_{01} , вычисленные по формулам (8) и (10), оказались:

$$T_{01} = 0.463 \text{ с по формуле (8)}, \\ T_{01} = 0.499 \text{ с по формуле (10)}.$$

При Спитакском землетрясении 7-ого декабря 1988 года в Гукасяне была зарегистрирована акселерограмма (трехкомпонентная) грунта как при главном толчке ($M_s = 6.9$), так и при афтершоке через 4 мин. 15 сек ($M_s = 6.25$). По спектру реакции (затухание 5%) этих акселерограмм значение преобладающих периодов (в секундах) грунта оказались [8,9]:

по компоненте N-S 0.33; 0.45 (главный толчок); 0.25; 0.38 (афтершок);
по компоненте E-W 0.38; 0.9 (главный толчок); 0.55 (афтершок).

• Гюмри – шестислойное (старая часть города) основание со следующими характеристиками [7, 9, 11, 17]:

$H_1 = 5.5$ м,	$\rho_1 = 0.20$ тсек ² /м ⁴ ,	$v_{s1} = 200$ м/сек	– песок,
$H_2 = 7.0$,	$\rho_2 = 0.20$,	$v_{s2} = 300$	– глина,
$H_3 = 12.5$,	$\rho_3 = 0.21$,	$v_{s3} = 450$	– туфы,
$H_4 = 25$,	$\rho_4 = 0.20$,	$v_{s4} = 350$	– пластическая глина,
$H_5 = 100$,	$\rho_5 = 0.21$,	$v_{s5} = 550$	– озерные глины,
$H_6 = 200$,	$\rho_6 = 0.21$,	$v_{s6} = 800$	– озерные глины.

“Грунт основания” – плотные грунты с $v_s = 1800$ м/сек.

Значения преобладающих периодов, вычисленные по формулам (8) и (10), соответственно оказались:

$$T_{01} = 1.799 \text{ с по формуле (8)}, \\ T_{01} = 1.990 \text{ с по формуле (10)}.$$

Значения T_{01} , T_{02} , T_{03} были вычислены также по трансцендентному уравнению (5), заранее шестислойное основание приведя к трехслойному. При этом значения плотностей аналогично формуле (11) были осреднены по формуле

$$\bar{\rho}_i = \frac{\sum_{k=1}^m H_k \rho_k}{\sum_{k=1}^m H_k}. \quad (12)$$

В результате, для приведенного трехслойного основания Гюмри были приняты следующие характеристики:

$\bar{H}_1 = 12.5$ м,	$\bar{\rho}_1 = 0.2$ тсек ² /м ⁴ ,	$v_{s1} = 246$ м/сек	– (1-2 слоя),
$\bar{H}_2 = 37.5$,	$\bar{\rho}_1 = \bar{\rho}_2 = 0.203$,	$v_{s2} = 378$	– (3-4 слоя),
$\bar{H}_3 = 300$,	$\bar{\rho}_3 = 0.21$,	$v_{s3} = 695$	– (5-6 слоев).

По этим характеристикам из трансцендентного уравнения (5) получены:

$$T_{01} = 2.017 \text{ с}, \quad T_{02} = 0.711 \text{ с}, \quad T_{03} = 0.464 \text{ с}.$$

Для приведенного трехслойного основания значения T_{01} были вычислены также по формулам (8) и (10), они оказались:

$$T_{01} = 2.009 \text{ с по формуле (8)}, \\ T_{01} = 1.990 \text{ с по формуле (10)}.$$

К сожалению, во время землетрясения 7-го декабря 1988 года на территории Гюмри не были зарегистрированы акселерограммы грунта. Непосредственно после землетрясения на территории города Гюмри японскими специалистами были произведены записи микроколебаний грунтов на 12 участках (включая новые участки для строительства). По их результатам [14] для старой части города значения преобладающих периодов колебаний изменяются в большом диапазоне: от 0.51 до 0.64 секунд, а по результатам записи афтершока Спитакского землетрясения 31.12.1988г в г.Гюмри преобладающие периоды на территории города оказались в диапазоне от 0.8 до 2.0 секунд [7].

• *Мехико* – 14-слойное основание (Аламада Парк) со следующими характеристиками [15]:

$H_1=5.5$ м	$\rho_1=0.169$ тсек ² /м ⁴ ,	$v_{s1}=76.9$ м/сек
$H_2=3.6$,	$\rho_2=0.153$,	$v_{s2}=114.4$,
$H_3=6.6$,	$\rho_3=0.119$,	$v_{s3}=48.5$,
$H_4=0.7$,	$\rho_4=0.180$,	$v_{s4}=62.3$,
$H_5=3.3$,	$\rho_5=0.118$,	$v_{s5}=55.2$,
$H_6=3.85$,	$\rho_6=0.126$,	$v_{s6}=61.0$,
$H_7=3.55$,	$\rho_7=0.120$,	$v_{s7}=62.5$,
$H_8=1.9$,	$\rho_8=0.122$,	$v_{s8}=76.7$,
$H_9=4.4$,	$\rho_9=0.119$,	$v_{s9}=77.7$,
$H_{10}=4.7$,	$\rho_{10}=0.180$,	$v_{s10}=148.9$,
$H_{11}=3.35$,	$\rho_{11}=0.129$,	$v_{s11}=87.0$,
$H_{12}=0.4$,	$\rho_{12}=0.178$,	$v_{s12}=105.9$,
$H_{13}=3.3$,	$\rho_{13}=0.127$,	$v_{s13}=93.8$,
$H_{14}=2.45$,	$\rho_{14}=0.130$,	$v_{s14}=138.4$.

Материалы слоев в основном представляют из себя разной степени водонасыщенные наносы, глины и пески.

Значения преобладающих периодов, вычисленные по формулам (8) и (10), соответственно оказались:

$$T_{01}=1.837 \text{ с по формуле (8).}$$

$$T_{01}=2.559 \text{ с по формуле (10).}$$

Как и в предыдущем случае, 14-слойное основание, согласно формулам (11) и (12), было приведено к 4-слойному со следующими характеристиками:

$\bar{H}_1=15.7$ м,	$\bar{\rho}_1=0.144$ тсек ² /м ⁴ ,	$\bar{v}_{s1}=65.59$ м/сек (1-3 слои)
$\bar{H}_2=11.4$,	$\bar{\rho}_2=0.121$,	$\bar{v}_{s2}=59.70$ (4-7 слои)
$\bar{H}_3=11.0$,	$\bar{\rho}_3=0.146$,	$\bar{v}_{s3}=97.37$ (8-10 слои)
$\bar{H}_4=9.5$,	$\bar{\rho}_4=0.131$,	$\bar{v}_{s4}=99.82$ (11-14 слои)

Для приведенного четырехслойного основания решение трансцендентного уравнения (6) дало следующие значения для преобладающих периодов:

$$T_{01}=2.402 \text{ с}, \quad T_{02}=0.852 \text{ с}, \quad T_{03}=0.553 \text{ с}.$$

Для приведенного четырехслойного основания значения T_{01} по формулам (8) и (10) соответственно оказались:

$$T_{01}=2.119 \text{ с по формуле (8).}$$

$$T_{01}=2.559 \text{ с по формуле (10).}$$

По данным [15], значение преобладающего периода T_{01} этого участка города Мехико, установленного по спектру реакции землетрясения, составило:

– при землетрясении 11 мая 1962г.

$$T_{01}=2.0 \text{ с (компонента N11W),}$$

$$T_{01}=1.75 \text{ с (компонента N79E);}$$

– при землетрясении 19 мая 1962г.

$$T_{01}=3.5 \text{ с (N11W),}$$

$$T_{01}=1.75 \text{ с (N79E);}$$

– при землетрясении 19 сентября 1985г.

$$T_{01}=2.0+2.6 \text{ с.}$$

Одно важное замечание: как сказано выше, приближенная формула (8) всегда приводит к уменьшению величины преобладающего периода T_0 по сравнению с его истинным значением, вычисленным по решению соответствующего трансцендентного уравнения. Результаты

рассмотренных примеров показывают, что степень такого уменьшения составляет 10-30%. Поэтому при применении упрощенной формулы (8) рекомендуется полученные значения T_0 умножать на корректирующий коэффициент 1.2.

Как видно из приведенных примеров, значения преобладающих периодов, вычисленные по формулам (4)-(11), в первом приближении можно принимать равными значениям преобладающих периодов колебания грунта во время реального землетрясения. К.Канаи [2] считает, что при землетрясениях с магнитудой $M > 6$ реальные значения преобладающих периодов колебаний грунта приближаются к их значениям (наибольшему или обертому), установленным экспериментально, путем гармонического анализа микроколебаний грунта данной местности. Приведенные в [15] данные по значениям преобладающих периодов колебаний грунтов, установленные по пиковым значениям ускорений на спектре реакции и по спектру Фурье одного и того же землетрясения, показывают, что они отличаются очень незначительно. При этом максимальное (наибольшее из пиковых) значение ускорения на спектре реакции может иметь место как при низких, так и при высших гармониках колебания грунта.

Таким образом, можно констатировать два важных обстоятельства. Во-первых, вычисленные по предлагаемым формулам (4)-(11) значения преобладающих периодов колебаний грунта близки к их значениям, установленным экспериментально, путем гармонического анализа микроколебаний данного участка, и во вторых, они близки также к их значениям, наблюдаемым на акселерограммах, зарегистрированных на данном участке при реальных землетрясениях.

Вышеприведенные результаты дают основание предполагать, что в формировании колебательного процесса грунтов во время землетрясения главную роль играют собственные колебания поверхностного слоя. Это означает, что акселерограммы, зарегистрированные на данном пункте наблюдения при различных землетрясениях, в основном должны иметь одни и те же преобладающие периоды, вне зависимости от магнитуды и эпицентрального расстояния. При такой упрощенной гипотезе о формировании колебательного процесса верхних слоев грунта значительно упростится также задача генерирования искусственных акселерограмм для данных грунтовых условий от известных зон возможных землетрясений с заданной магнитудой M , эпицентральным расстоянием Δ и глубиной h , так как в качестве их амплитудно-частотной характеристики можно принимать спектры частот свободных колебаний поверхностного слоя.

Предположение о главной роли поверхностного слоя при формировании колебательного процесса грунтов, нам кажется, согласуется с современным представлением о механизме возникновения землетрясения, как результат мгновенного разрыва сплошности и распространения части энергии разрыва в виде упругих сейсмических волн. Сейсмические волны в верхних, менее стесненных с точки зрения деформирования, слоях Земли нарушают их статическое равновесие, вследствие чего в них возникают сдвиговые колебательные процессы (аналогичные собственным сдвиговым колебаниям сплошной упругой среды конечных размеров и заданных физико-механических параметров) с преобладающими периодами, в результате суперпозиции которых сформулируется акселерограмма данной местности. Пиковые значения на акселерограмме будут обусловлены как размерами разрыва в очаге (магнитудой землетрясения), так и эпицентральным расстоянием места регистрации. Длительность сотрясения бу-

дет обусловлена как величиной начальной амплитуды, так и динамическими характеристиками данных грунтов: чем больше уровень начального возмущения (магнитуды) и значения периодов преобладающих колебаний и меньше коэффициент затухания грунта, тем длительнее землетрясение в данной местности.

Отметим, что аналогичное явление имеет место и при колебаниях зданий и сооружений при землетрясениях. Как показывают теоретические исследования и анализ инструментальных записей, реакция сооружения на его различных уровнях образуется в результате суперпозиции квазигармонических колебаний с периодами, равными периодам собственных колебаний самого сооружения [5]. Таким образом, общую картину передачи сейсмического воздействия от очага землетрясения до верха сооружения упрощенно можно представить в следующем виде: сейсмические волны, распространяющиеся от очага землетрясения на поверхности Земли, генерируют колебания с преобладающими периодами поверхностного слоя грунта, которые в свою очередь в наземном сооружении вызывают новые колебания с преобладающими периодами сооружения, т.е. в процессе землетрясения происходит двойная фильтрация сейсмических волн — сначала в поверхностном слое грунта, а потом в самом сооружении.

ԳՐՈՒՆՏԱՅԻՆ ԱՆՀԱՄԱՍԵՈ ՀԻՄՆԱՏԱԿԻ ԳԵՐԱԿՇՈՂ ՊԱՐԲԵՐՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՏԵՍԱԿԱՆ ԵՎ ԳՐԱՆՑՎԱԾ ՄԵԾՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՀԱՄԵՄԱՏԱԿԱՆ ՎԵՐԼՈՒԾՈՒԹՅՈՒՆԸ

Է. Ե. Խաչիյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածը նվիրված է գրունտային անհամասեռ հիմնատակի գերակշռող պարբերությունների մեծությունների որոշման եղանակների հետազա կատարելագործմանը: Ստացված են իրարից H , հզորությամբ, ρ , խտությամբ և G , սարքի մոդուլով տարբերվող n շերտերից կազմված ստվարաշերտի (նկ.1) սեփական տատանումների պարբերությունների հաշվարկման (4)-(6) ճշգրիտ բանաձևերը, երբ ($n \leq 4$) և (8) ու (9) մոտավոր բանաձևերը՝ ցանկացած թվով շերտերի դեպքում:

Չորս անհամասեռ տեղանքների՝ էլ-Ցենտրո (2 շերտ), Ղուկասյանի (4 շերտ), Գյումրիի (6 շերտ) և Մեխիկոի (14 շերտ) համար ստացված բանաձևերով հաշվարկված գերակշռող պարբերությունների մեծությունները համեմատված են այդ նույն տեղանքներում ուժեղ երկրաշարժերի (Սպիտակի և Մեքսիկայի) ժամանակ գրանցված գետնի աքսելերոգրամների հիման վրա հաստատված գերակշռող պարբերությունների մեծությունների հետ: Ստացված արդյունքները վկայում են առաջարկված տեսական բանաձևերով հաշվարկված և իրականում գրանցված պարբերությունների մեծությունների գործնական կիրառման տեսակետից բավարար ճշտության մասին:

COMPARATIVE ANALYSIS OF THE THEORETICAL AND REGISTERED VALUES OF PREDOMINANT PERIODS OF INHOMOGENEOUS SOIL FOUNDATIONS

E. Y. Khachian

A b s t r a c t

The paper is devoted to the comparative analysis of the predominant period values of an inhomogeneous geological section calculated by the theoretical formulae

developed by the author and established for the same sections by the registration of strong earthquake accelerograms. For four inhomogeneous sections in El-Centro, Ghoukassian, Gumri and Mexico considered as an example, ample similarity has been established.

ЛИТЕРАТУРА

1. Т.Бабаян, Ф.Минасян, С.Пирузян. Определение сейсмических свойств грунтов города Ленинакана. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1974, XXVII, N3, с.56-65.
2. М.Окомото. Сейсмостойкость инженерных сооружений. М., 1980, 342с.
3. Э.Е.Хачиян. Исследование динамических характеристик неоднородных грунтовых оснований. Известия НАН РА, Науки о Земле, 1995, XLVIII, N2-3, с.112-119.
4. Э.Е.Хачиян. Об одной физической предпосылке для упрощенной оценки параметров колебания грунтов и их воздействия на сооружения при сильных землетрясениях. Сборник научных трудов конференции, посвящ. 90-летию со дня рождения академика А.Г.Назарова (1-4 июля 1998, г.Гюмри), с.157-163.
5. Э.Е.Хачиян. Сейсмические воздействия на высотные здания и сооружения. Ереван, Айастан, 1973, 328 с.
6. N.N.Ambraseys and J.J.Bonner. Database of European Earthquake Associated with Strong-motion Records. European Earthquake Eng. V, N2, 1991, p.18-37.
7. R.Borcherdt, G.Glassmouer, M.Andrews and E.Cranswick. Effect of Site Conditions on ground Motion and Damage. Earthquake Spectra, Special Supplement, August, 1988, pp.22-42.
8. A.Der-Kiureghian. Strong-Motion Records. Earthquake Spectra. August, 1989. Special Supplement "Armenia Earthquake Reconnaissance Report" pp. 43-53.
9. Earthquake Spectra, August, 1989, Special Supplement, Armenian Earthquake Reconnaissance Report.
10. Y.Fukushima and Tanaka. A New Attenuation for Peak Ground Acceleration, Velocity and Displacement Based on Multiple Regression Analysis of Japanese Strong Motion. Bull. seis. soc. Am. 80, 1990, p.757-783.
11. A.Hadjian. The Spitak, Armenian Earthquake of 7 december 1988 — why so much destruction. Soil Dynamics and Earthquake Engineering 12 (1993) 1-24.
12. W.B.Joyner and D.M.Boore. Peak Horizontal Acceleration and Velocity from Strong-motion Records Including Records from the 1979 Imperial Valley, California, Earthquake Bull. seis. soc. Am. 71, 1981, p.2011-2038.
13. NEHRP Recommended Provisions for Seismic Regulations for New Buildings and other Structures. Part I: 1997 Edition. Building Seismic Safety Council (USA).
14. S.Suyehiro, T.Okada, H.Kobayashi, M.Hirosawa, M.Murakami, S.Sugano. Evaluation of the Results Obtained by the Japanese Mission of Armenia. Proceeding of International Seminar on Spitak-88 Earthquake, Sponsored by UNESCO, Yerevan, May 23-26, 1989, pp.103-118.
15. The September 1985 Mexico Earthquakes: Final Report of the New Zealand Reconnaissance Team. Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering, vol.21, N1, March, 1988.
16. F.Yamazaki. Comparative Study of Attenuation Characteristics of Ground Acceleration in Europe, North America and Japan. Bulletin of Earthquake Resistant Structure Research center. N26, March, 1993. Inst. of ind. Science univ. of Tokyo, p.39-56.
17. M.K.Yegian, V.G.Ghahraman. The Armenian Earthquake of December 1988, Northeastern University, Boston, Massachusetts, October, 1992, p.207.

СПЕКТРАЛЬНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ НАГРУЗКИ

© 2001 г. Б. К. Карапетян, К. Б. Карапетян

Ереванский архитектурно-строительный институт
375009 Ереван, ул.Теряна, 105, Республика Армения
Поступила в редакцию 20.06.01.

Приводится описание существующих методов представления сейсмической нагрузки. Предлагается новый метод выражения сейсмической нагрузки в спектрально-энергетической форме. Полученные результаты сравниваются с данными, приводимыми в Нормах по строительству в сейсмических районах.

Сведения о землетрясениях и вызывающих ими тяжелых последствиях как гибель большого количества людей, разрушение зданий и сооружений и, в ряде случаев, уничтожение городов и населенных пунктов, появились очень давно, за несколько столетий до нашего летоисчисления. Однако эти сведения носили информационный характер, в них не предлагались реальные пути противостояния землетрясениям, не приводились объяснения появляющимся при землетрясениях повреждениям и разрушениям зданий и сооружений и не давались количественные оценки сейсмическому эффекту происшедшего землетрясения.

Впервые об этом задумались в Японии в конце XIX и начале XX века, поскольку там часто возникали сильные землетрясения, вызывающие массовые разрушения зданий и сооружений и, вследствие большой плотности населения, приводящие к гибели бесчисленного множества людей.

Так, в 1900 году японский ученый Ф.Омори предложил статическую теорию сейсмостойкости, в которой он принял сооружение недеформируемым и совершающим при землетрясении лишь возвратно-поступательные движения. При этом не учитывался закон колебания почвы во время землетрясения. Достаточно было иметь лишь максимальную величину ускорения колебаний почвы в основании сооружения [11].

Через два десятилетия после этого, в 1920 году другой японский ученый Н.Мононобэ несколько развил теорию Ф.Омори, предложив сооружение считать деформируемым и, учитывая соотношение периодов собственных колебаний сооружения и колебаний почвы, предложил коэффициент нарастания колебаний при землетрясении. При этом опять-таки не учитывался закон колебаний почвы [10].

В 1927 году советский ученый К.С.Завриев, исходя из того, что в начальный период землетрясения свободные колебания не успевают затухнуть, предложил при определении сейсмической нагрузки, наряду с вынужденными колебаниями, также учитывать свободные колебания. Этому условию удовлетворяют колебания почвы при землетрясении, происходящие по закону косинуса, что им и было предложено. В результате сейсмическая нагрузка увеличивалась в два раза. Тем самым была предложена динамическая теория сейсмостойкости [1].

В 1934 году американский ученый М.Био предложил, а в 1941 году, после получения в США первых акселерограмм сильных землетрясений и их обработки с помощью сконструированного им интегратора,

построил спектральные кривые ускорений (без учета рассеяния энергии), огибающую которых он назвал "стандартным спектром ускорений" и принял ее в качестве характеристики воздействия землетрясений на сооружения с различными периодами собственных колебаний. Таким образом М.Био первым предложил спектральный метод определения сейсмических сил, однако при этом он не учитывал затухания колебаний, что и привело к очень большим величинам сейсмических ускорений, достигающих до 1 g [9].

В 1945 году советский ученый А.Г.Назаров разработал метод прямого инструментального определения максимальных значений сейсмических сил, действующих на сооружения с помощью предложенных им маятниковых сейсмометров, моделирующих сооружения по их периоду (T) и декременту колебаний (δ). Полученные с помощью маятниковых сейсмометров спектральные кривые приведенных сейсмических ускорений $\tau(T, \delta)$ послужили характеристиками для определения реальных величин реакций сооружений на воздействия сильных землетрясений. Накопленный большой фактический материал по спектральным кривым приведенных сейсмических ускорений (упругих реакций линейных осцилляторов маятниковых сейсмометров, отнесенных к единице массы) послужил основой для проведения работ по расчету сооружений на сейсмические воздействия, а также осуществления сейсмического районирования и микрорайонирования территорий ряда городов, населенных пунктов и ответственных сооружений [2,3,4].

В 1954 году советский ученый И.Л.Корчинский на основании анализа результатов обследования зданий при Ашхабадском землетрясении 1948 года и обработки сейсмограмм некоторых слабых землетрясений, происшедших в СССР, предложил метод определения сейсмических сил, приняв при этом колебания почвы при землетрясении по закону затухающей синусоиды. Введя динамический коэффициент β в виде кривой, зависящей от собственных колебаний и затухания сооружений, и коэффициент формы колебаний η , расчетную сейсмическую нагрузку в точке k от i -ой формы колебаний, он представил в следующем виде:

$$S_{ik} = K_c \beta_i \eta_{ik} Q_k, \quad (1)$$

где K_c – сейсмический коэффициент; Q_k – вес в точке k .

Это выражение вошло в Нормы проектирования 1957 года и в последующие издания этих норм, с некоторыми изменениями [5].

Таким образом, предложенный М.Био и существенно развитый А.Г.Назаровым спектральный метод определения сейсмических сил, доведенный до практического применения в Нормах по сейсмостойкому строительству И.Л.Корчинским, следует считать спектральной теорией сейсмостойкости.

В настоящее время как у нас в Республике, так и за ее пределами при расчетах на сейсмические воздействия пользуются спектральной теорией сейсмостойкости.

В процессе своей научной деятельности мы также придерживаемся спектральной теории сейсмостойкости. Проведенные в этом направлении наши исследования способствовали внедрению спектральной теории сейсмостойкости в практику сейсмостойкого строительства.

После приведенного краткого рассмотрения этапов развития методов расчета на сейсмические воздействия, перейдем к предлагаемому нами спектрально-энергетическому представлению сейсмической нагрузки.

Известно, что задолго перед сильными землетрясениями в недрах Земли происходят сложные физико-химические процессы, которые приводят к постепенному нарастанию напряжений в земной коре или в верхней мантии Земли. При достижении этих напряжений величины временного сопротивления слагающих их пород происходит разрыв породы, то-есть постепенно (медленно) накопившаяся потенциальная энергия переходит в кинетическую энергию движения, которая и воздействует на сооружения.

Исходя из этого, при рассмотрении поведения сооружений при сильных землетрясениях следовало бы принимать воздействие на них кинетической энергии, вызванной землетрясением, и на основании этого устанавливать сейсмическую нагрузку.

Кинетическая энергия W может быть представлена в виде:

$$W = \frac{mv_0^2}{2} + \frac{mv^2}{2}, \quad (2)$$

где m — масса сооружения; v_0 и v — начальная и максимальная скорости колебаний при землетрясении.

Поскольку разрушения сооружений происходят в начальный период землетрясений, когда скорость колебаний равна нулю (при принятии колебаний почвы по закону косинуса), первый член в выражении кинетической энергии превращается в нуль и тогда:

$$W = \frac{mv^2}{2}. \quad (3)$$

Вызванная землетрясением кинетическая энергия при воздействии на сооружения будет способствовать совершению ими работы A , равной:

$$A = Fx, \quad (4)$$

где F — сила, совершающая работу; x — перемещение сооружения.

На основании равенства работы и энергии будем иметь:

$$\frac{mv^2}{2} = Fx. \quad (5)$$

В нашем случае сила F является сейсмической нагрузкой S ; перемещение x будет соответствовать χ_0 , а скорость — v , которые приведены в таблице 1 Шкалы сейсмической интенсивности [6].

Тогда выражение для сейсмической нагрузки будет иметь вид:

$$S = \frac{mv^2}{2\chi_0}. \quad (6)$$

К сожалению, в Нормах по сейсмостойкому строительству v и χ_0 не приведены и при определении сейсмической нагрузки ими не пользуются.

Далее сравним значения сейсмической нагрузки, полученные нами при спектрально-энергетическом (6) и спектральном (1) ее представлении.

В качестве примера рассмотрим жесткое сооружение как систему с одной степенью свободы, проектируемое для строительства в III сейсмической зоне, которой соответствуют следующие значения необходимых параметров: $v = 32 \text{ см/с}$; $\chi_0 = 16 \text{ мм}$; $k_c = 0,1$; $\beta = 3$; $\eta = 1$; $g = 1000 \text{ см/с}^2$.

Подставляя эти численные значения в выражения (6) и (1), получим:

$$S_{c-} = \frac{32^2}{2 \cdot 1,6} m = 320 m, \quad (6')$$

$$S_c = 0,1 \cdot 3 \cdot 1 \cdot 1000 m = 300 m. \quad (1')$$

Таким образом имеется хорошее соответствие в величинах сейсмической нагрузки, вычисленных при спектрально-энергетическом и спектральном ее представлении.

Точно такое же соответствие получается при принятии выражения для сейсмической нагрузки по последним для СССР сейсмическим нормам СНиП II-7-81 [7].

Сравним также полученную нами величину сейсмической нагрузки с ее значением, приведенным в строительных нормах РА по сейсмостойкому строительству СНРА II-2.02-94 [8], где она может быть представлена:

$$S'_c = K_1 \cdot K_2 \cdot K_3 \cdot K_0 A \beta \eta Q. \quad (7)$$

Здесь в выражении (7) K_1 меняется в широких пределах – от 0,3 до 0,7; $K_2 = 1$; K_3 принимаем равным 0,8, тогда $K_0 = 1$; $\beta = 2,5$. При принятии $K_1 = 0,3$ сейсмическую нагрузку получаем равной $S_c = 240m$, а при $K_1 = 0,7$ сейсмическая нагрузка будет $S_c = 560m$. Как видим, получается очень большой разброс в значениях сейсмической нагрузки и поэтому трудно сравнить с полученным нами значением. Тем не менее полученному нами значению сейсмической нагрузки точно будут соответствовать железобетонные здания с рамным каркасом, поскольку в этом случае $K_1 = 0,4$ и тогда сейсмическая нагрузка будет равна $S_c = 320m$.

При принятии предложенного нами спектрально-энергетического представления сейсмической нагрузки, для систем со многими степенями свободы сейсмическая нагрузка будет определяться путем помножения выражения (6) на приводимые в Нормам [8] соответствующие коэффициенты, но при этом, введя определенные уточнения, в первую очередь кривые динамического коэффициента β_1 , необходимо будет брать деленными на их максимальную величину 2,5, то-есть приведенными к единице.

Таким образом нам удалось, во-первых, исходя из реальной картины происхождения землетрясений (путем энергетического подхода), представить сейсмическую нагрузку в спектрально-энергетическом виде и, во-вторых, создать непосредственную связь между Нормами по сейсмостойкому строительству и Шкалой сейсмической интенсивности, используя при этом приведенные в Шкале значения максимальных скоростей колебаний почвы и спектральных величин перемещений сооружения, что крайне важно в деле установления реальных величин сейсмической нагрузки.

ՍԵՅՍՄԻԿ ԲԵՌՆՎԱԾՔԻ ՆԵՐԿԱՅԱՑՈՒՄԸ

ՍՊԵԿՏՐԱԼ-ԷՆԵՐԳԵՏԻԿ ՏԵՍՔՈՎ

Բ. Կ. Կարապետյան, Կ. Բ. Կարապետյան

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Բերված է սեյսմիկ բեռնվածքի որոշման եղանակների նկարագրումը: Ելնելով
երկրաշարժի արտահայտման էներգետիկ բնույթից, առաջարկվում է սեյսմիկ բեռնվածքի

ներկայացման մի նոր հղանակ, որն անվանվել է սպեկտրալ-էներգետիկ եղանակ: Առաջարկված եղանակով կատարվել է սեյսմիկ բեռնվածքի որոշումը կոշտ մեկ ազատության աստիճան ունեցող շենքի համար և ստացված արդյունքները համեմատվել են նորմաներում բերվածների հետ:

SPECTRAL AND ENERGETIC EXPRESSION FOR SEISMIC LOADS

B.K. Karapetian and K. B. Karapetian

A b s t r a c t

The description of existing methods of seismic load expression is provided. A new method of seismic load expression in the spectral-energetic form is proposed. The obtained results are compared to the data stated in the Building Code for Seismic Regions.

ЛИТЕРАТУРА

1. Завриев К.С. Динамическая теория сейсмостойкости. Тбилиси, 1936.
2. Назаров А.Г. Инструментальный метод определения сейсмических сил. Сб. трудов Бюро антисейсмического строительства АН ГрузССР, т.1, Тбилиси, 1945.
3. Назаров А.Г. Метод инженерного анализа сейсмических сил. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959. 286 с.
4. Карапетян Б.К. Многомаятниковые сейсмометры и результаты их применения в инженерной сейсмологии. Ереван; Айпетрат, 1963. 178 с.
5. Корчинский И.Л. Расчет сооружений на сейсмические воздействия. Научное сообщение ЦНИПС, вып.14. М.: Госстройиздат, 1954.
6. Медведев С.В., Шпонхоер В., Карник В. Шкала сейсмической интенсивности MSK-1964. М.: Наука, 1965, 11 с.
7. Строительство в сейсмических районах. Нормы проектирования СНиП II-7-81. М.: Стройиздат, 1982. 49 с.
8. Сейсмостойкое строительство. Нормы проектирования. СНРА II-2.02-94. Ереван: Госупрархитектуры, 1995, 36 с.
9. Biot M. Analytical and Experimental Methods in Engineering Seismology. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng. Vol.68, N1, 1942, pp.49-69.
10. Mononobe N. Journal of the Civill Engineering Society, Tokyo, 1920.
11. Omori F. Publications of the Earthquake Investigation Committee in Forein Language, N4, Tokyo, 1900

ԳԵՏԵՐԸ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԻ ԿԱՆԽԱԳՈՒՇԱԿ

© 2000 թ. Ռ. Հ. Տեր-Մինասյան

375010 Ереван, ул. Пушкина 25, Управление по
чрезвычайным ситуациям Республики Армения
Поступила в редакцию 2.06.98.

Հիմնվելով «սալերի տեսության» վրա և բացահայտելով բազմամյա վիճակագրական շարքերում որոշակի օրինաչափություններ առաջանում է հնարավորություն կանխատեսել ապագա երկրաշարժերի ժամանակը, էպիկենտրոնը և ուժը:

Առաջարկվում է գետերի հոսքի ստորգետնյա մասը կազմող ջրերի անոմալ բանակական փոփոխությունները օգտագործել որպես երկրաշարժի կանխագուշակ:

Ներկայումս հետազոտողների մեծամասնությունն ընդունում է, որ բնության մեջ գոյություն ունեցող բազմաթիվ կլիմայական, հիդրոլոգիական և նույնիսկ տեկտոնական երևույթներ ի հայտ են գալիս որոշակի պարբերությամբ, կապված արևի ակտիվության 11-ամյա ցիկլերի հետ:

Ի.Պ.Դրուժինինը [3] արևա-երկրային կապերի ուսումնասիրման համար նպատակահարմար է համարում անցյալում դիտարկված տարիները բաժանել երկու խմբի՝ ա) տարիներ, որոնք համապատասխանում են արևային ակտիվության կտրուկ մեծացման կամ նվազեցման 11-ամյա ցիկլերի հետ և բ) այլ տարիներ:

Ի.Պ.Դրուժինինը արևային ակտիվության կտրուկ փոփոխությանը համապատասխանող տարիներն անվանեց հենանշանային տարիներ, որոնց ժամանակ խախտվում է երկրագնդի վրա գոյություն ունեցող բնական երևույթների բազմամյա ընթացքը:

Յու.Մ.Ալոխինը [2] մշակելով 1907-1955 թվականների Կալիֆորնիական երկրաշարժերի էներգիայի լոգարիթմները նկատեց, որ արևային հենանշանների տարիներին նրանց հարաբերական հաճախականությունը կազմում է 91 տոկոս, իսկ այլ տարիների՝ 59 տոկոս:

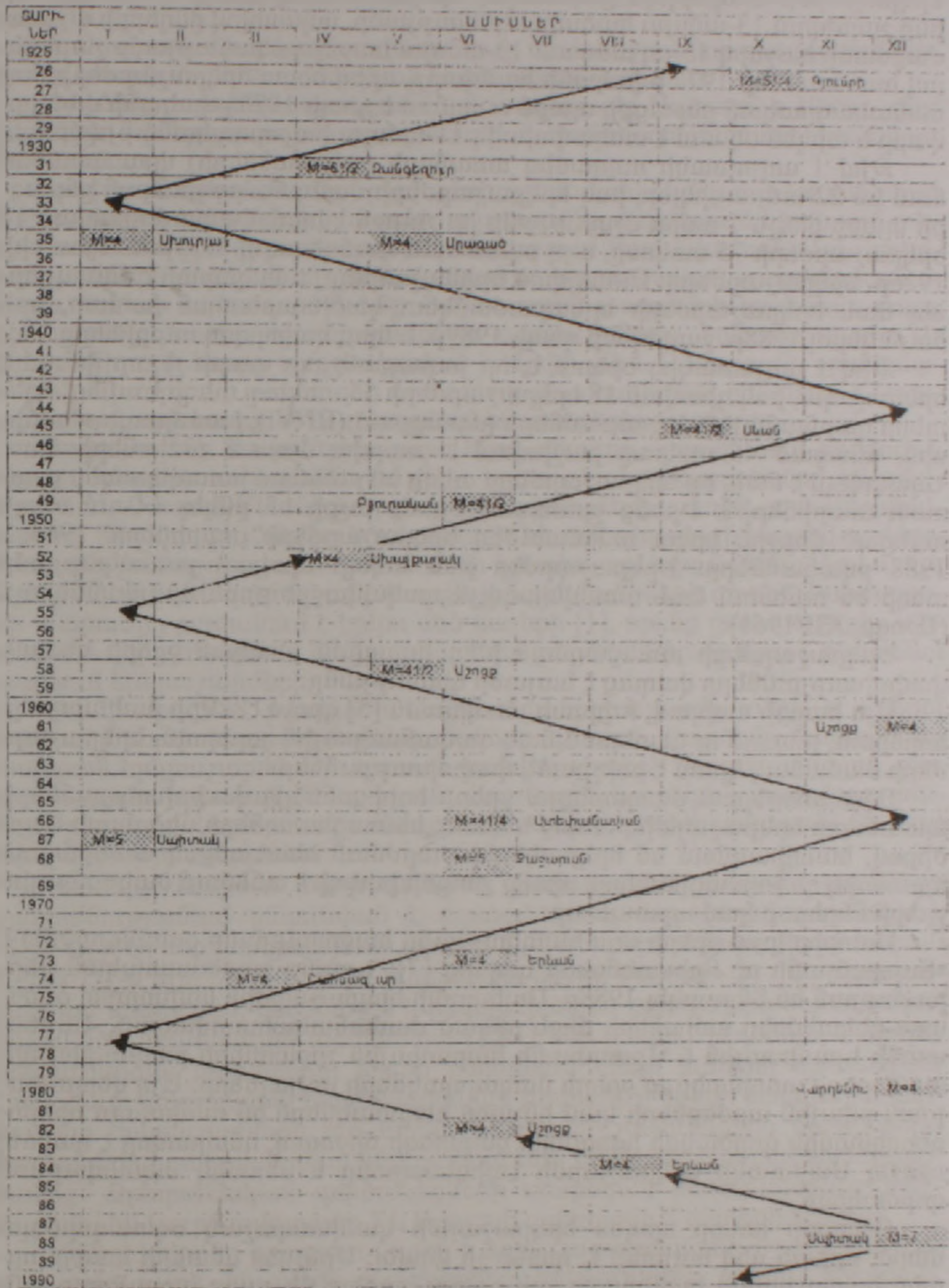
Համանման եզրակացության է եկել նաև Ա.Ի. Շեկոն [6] սելավների երկարաժամկետ կանխատեսման ասպարեզում: Նա գտնում է, որ սելավների առաջացմանը նպաստող պայմաններ են դիտվում հատկապես արևային բարձր ակտիվության տարիներին և հանգում է այն եզրակացության, որ Հայաստանում սելավների ակտիվացումը նկատվելու է 1983-1984 և 1999-2000 թվականներին: Այս բոլոր տարիները հակվում են դեպի արևային ակտիվության 11-ամյա ցիկլերը, բացառությամբ վերջինի: Պետք է նկատել, որ Ա.Շեկոյի այս երկարաժամկետ կանխատեսումը բավարար ճշտությամբ իրեն արդարացրեց:

Երբեմն նկատվում է, որ բնության երևույթները մեկ տարով ուշանում կամ առաջ են անցնում հենանշանային տարուց: Այդ բացատրվում է նրանով, որ հենանշանային տարիները դեռևս բացահայտվում են ձևական հատկանիշներով, այլ ոչ իրենց գեոէֆեկտիվությամբ:

Ցիկլիկ փոփոխություններ են կրում նաև կոսմիկական ճառագայթները, որոնք ինչպես արևի ակտիվությունը, ունենում են 11-ամյա, տարեկան և 27-օրյա ցիկլեր:

Բնության երևույթների կրկնելիության ժամանակահատվածներից ամենից կայունը տարին է: Չէ որ տարվա ընթացքում Երկիրը կատարում է մեկ լրիվ պտույտ Արեգակի շուրջը և այդ ժամանակ կրկնվում են տարվա եղանակներին բնորոշ կլիմայական առանձնահատկությունները, երբեմն մեկ ամիս առաջ ընկնելով, կամ մեկ ամիս ուշանալով:

Երկրաշարժերի ժամանակագրական ընթացքը



Փորձենք արևային հենանշերի միջոցով հայտնաբերել որոշ օրինաչափություն Հայաստանի Հանրապետության տարածքում տեղի ունեցած երկրաշարժերի ժամանակագրական ընթացքի մեջ: Այդ նպատակով կազմվել է մի աղյուսակ, որի հորիզոնական առանցքի ուղղությամբ տեղադրված են 12 ամիսները, իսկ ուղղաձիգի վրա տարիները (աղ. 1):

Աղյուսակում տեղադրված են 1926-88 թվականների ժամանակահատվածում ՀՀ տարածքում տեղի ունեցած 4 և ավելի մագնիտուդա ունեցող

երկրաշարժերն ըստ իրենց հայտնվելու տարեթվերի և ամիսների: Այնուհետև ամենամեծ մագնիսուղա ունեցող երկրաշարժի՝ Սպիտակի 1988թ. երկրաշարժի տարեթիվն ընդունելով որպես հենանշանային, նրանից ետ ենք շարժվում 13-ամսյա հաճախականությամբ, սպասելով ընդերքի աշխուժացմանը հաջորդ 13-րդ ամսում: 13-ամսյա հաջորդականությամբ շարժվելով հասնում ենք 1977 թվականի հունվարը, որից հետո երկրաշարժերի ժամանակագրական ընթացքի սլաքն ուղղվում է դեպի 1976 թվականի փետրվարը և արդեն սկսում է տեղափոխվել 11-ամսյա հաջորդականությամբ:

Թիվ 1 աղյուսակի ուղղաձիգ առանցքի (թվականների) վրա առաջանում են 22-ամյա ցիկլեր, իսկ երկրաշարժերի ժամանակագրական ընթացքի սլաքը մինչև 1 ամիս ճշտությամբ իր շուրջն է համախմբում դիտված 18 երկրաշարժերի 75 տոկոսը, այդ թվում նաև Ջանգեզուրի 1931թ. և Գյումրիի 1926թ. երկրաշարժերը: Ստացված օրինաչափությունը կարելի է օգտագործել նաև երկրաշարժերի երկարաժամկետ կանխատեսման համար, եթե նույն կերպ 1988թ. շարժվենք դեպի 1989թ. և նրա հաջորդող տարիները:

Թիվ 1 աղյուսակից երևում է, որ յուրաքանչյուր տարի չէ, որ լինում է երկրաշարժ, իսկ դիտված 18 երկրաշարժերի 55 տոկոսը տեղի է ունեցել գետերի գարնանային վարարումների ընթացքում (III-VI), հատկապես հունիսին, մնացած 45 տոկոսը բաշխվում է տարվա մյուս 8 ամիսների վրա: Նկատվում է նաև, որ երկրաշարժերը տեղի են ունենում առավելապես ջրառատ տարիներին: Իրենց ջրառատությամբ աչքի են ընկել ՀՀ-ում տեղի ունեցած վերջին երկու ամենաուժեղ երկրաշարժերի տարիները՝ 1968 և 1988 թվականները: Երկրաշարժեր թեև ավելի պակաս քանակությամբ տեղի են ունենում նաև առավելագույն սակավաջրության պայմաններում (Աշոցք, XII/1961):

Երկրաշարժերի առաջացման հետ կապված բնական ջրերի ռեժիմի փոփոխությունները վաղուց է հայտնի գիտությանը:

Այս հարցի առիթով, Խիբոսի Վակիտան [5] գրում է՝ «Ջրի մակարդակը հորերում, լճերում ու գետերում նաև գազանավթային հորերում, երկրաշարժերի ժամանակ կրում է թռիչքաձև փոփոխություններ»:

Դիտահորերում ստորերկրյա ջրերի հորիզոնների փոփոխությունների պատճառը երկրաշարժից առաջ և հետո, հետազոտողների մեծ մասի կարծիքով, համդիսանում են երկրակեղևի շարժման հետևանքով առաջացած պլաստիկ դեֆորմացիաները, որոնց շնորհիվ տեղի է ունենում ծակոտկային ջրերի ներհոսք կամ արտահոսք:

Ստորերկրյա ջրերի այս հատկությունը հաջողությամբ օգտագործվել է Վարդանյանի ու Զրիստենսենի կողմից [7]: Նրանք համեմատական վերլուծության են ենթարկել 1988թ. Սպիտակի երկրաշարժին նախորդող օգոստոս-դեկտեմբեր ամիսների միջև ընկած ժամանակահատվածում, Հայաստանի հյուսիսային և Վրաստանի հարավային շրջանների բազմաթիվ դիտահորերի ստորերկրյա ջրերի մակարդակների տվյալները: Այդ վերլուծության թվային արժեքների կամ ինչպես հեղինակներն են անվանում հիդրոգեոդինամիկ գործակցի իզոգծերի քարտեզի միջոցով, հնարավոր է դարձել որոշել Սպիտակի երկրաշարժի էպիկենտրոնը և սեյսմիկ ակտիվության գործակիցը:

Գետերի հոսքը որպես երկրաշարժի կանխագուշակ օգտագործելու փորձ, որքան մեզ հայտնի է, դեռևս չի արվել: Մինչդեռ գետերի հոսքը, որպես երկրաշարժի կանխագուշակ օգտագործելը մի շարք առավելություններ ունի դիտահորերի (ստորերկրյա ջրերի) համեմատությամբ՝

1. Գետերն իրենց ջրերը հավաքում են (դրենաժում են) ամբողջ ջրհավաք ավազանի մակերեսից, որը նրանց գերծ է պահում տեղայնացված բնույթի շեղումներից:

2. Ստորերկրյա ջրերը գետերի հուններում դուրս են գալիս ավելի խորը հորիզոններից քան դիտահորերում:

3. Հնարավորություն է ստեղծվում «Հայիդրոմետ» ծառայության ավե-

լի երկարատև շարքերի տվյալները համեմատելու անցյալում տեղի ունեցած երկրաշարժերի հետ և հավաքած փաստացի նյութերի փորձային վերլուծության հիման վրա քանակապես գնահատելու երկրաշարժերի կանխագուշակներին:

4. Ջրաբանական կանխատեսումը չի պահանջում նոր դիտարկումներ, որոնք կապված լինեն դրամական հատկացումների հետ:

Փորձենք այս ենթադրություններն ապացուցել Սպիտակի 1988թ. դեկտեմբերի 7-ի երկրաշարժի ջրաբանական կանխագուշակման հիմնավորման համար:

Նախքան երկրաշարժը երկրի ընդերքում աստիճանաբար կուտակվում է պոտենցիալ էներգիայի որոշակի պաշար: Այդ ընթացքում գետերում տեղի է ունենում ջրերի քանակության ավելացում կամ նվազում: Այդ փոփոխությունների որակական, քանակական ու տարածական պատկերը ստանալու համար օգտագործել ենք Հայաստանի տարածքի համարյա բոլոր հիմնական գետերի դիտարկումների արդյունքները, բացառությամբ Ախուրյանի, որի հոսքը կարգավորված է Արփի լճի և Ախուրյանի ջրամբարներով: Ախուրյանի ավազանի պատկերը մասնակիորեն լրացնում է Կրասար գետը, որի հոսքի 80% -ը կազմում են ստորերկրյա ջրերը:

Հայաստանի տարածքից դուրս եկող գետերը պատկանում են Կուր և Արաքս գետերի ավազաններին: Այս երկու գետերի ջրբաժանով են անցնում նաև Բազում-Սևանի խորքային բեկվածքների գոտին, որն Անդրկովկասում խոշորագույններից է և ձգվում է Ամասիայից դեպի հարավ-արևելք. Բազումի լեռնաշղթայով ու Սևանա լճի հյուսիս-արևելյան մերձափով մինչև Արաքս գետը: Բազում-Սևանի խորքային բեկվածքների գոտին Հայաստանի տարածքը բաժանում է երկու մեծ սալերի [1], որոնք ըստ «սալերի» տեսության մերթ հեռանում են իրարից, մերթ շարժվում իրար վրա և պատճառ դառնում երկրաշարժերի:

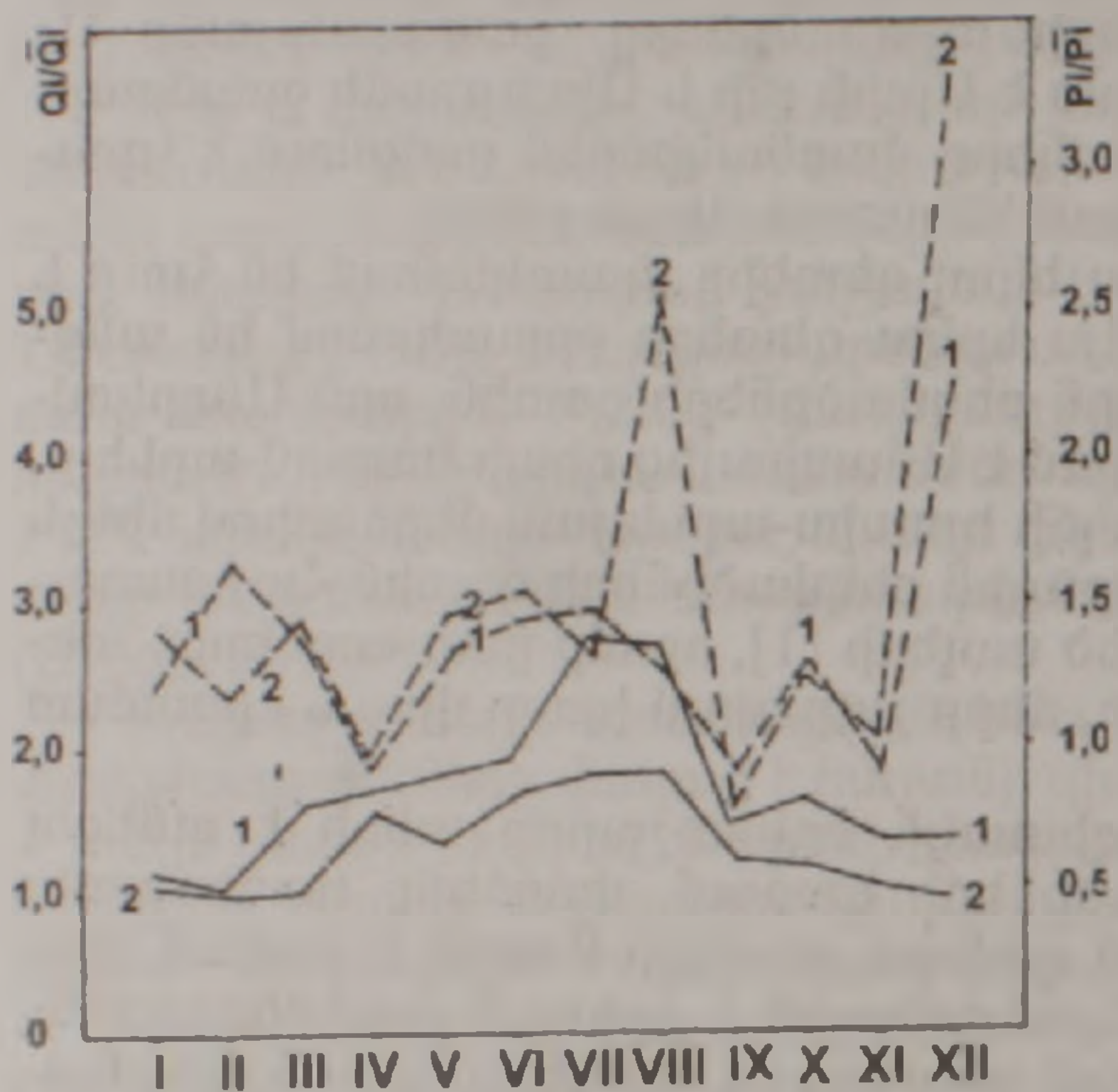
Քանի որ 1988 թվականի Սպիտակի երկրաշարժը տեղի է ունեցել Բազում-Սևանի խորքային բեկվածքների գոտում, փորձենք համեմատել նախքան երկրաշարժն այս գոտում գտնվող գետերի (Կուրի ավազան, բացառությամբ Կրասարի) տարեկան, սեզոնային և օրեկան փոփոխությունների ընթացքը Հայաստանի մնացած գետերի (Արաքսի ավազան) նույնատիպ մեծությունների հետ:

Գետերի հոսքում տեղի ունեցած քանակական փոփոխությունները ջրաբանությունում ընդունված է արտահայտել մոդուլային գործակցով, $K_i = Q_i / Q_j$ հարաբերությամբ, որտեղ Q_i -ն i -երրորդ ամսվա միջին ծախսն է, իսկ Q_j -ն այդ նույն ամսվա բազմամյա միջին ծախսը: Q_i / Q_j հարաբերության տարեկան, սեզոնային և ընդհանրապես ցանկացած ժամանակահատվածի գումարային արժեքները ($\sum K_i$) մեր կողմից ընդունվել է որպես երկրաշարժին նախորդող, երկրի ընդերքում տեղի ունեցող պոտենցիալ էներգիայի կուտակման համեմատական չափանիշ: Հոսքի մոդուլային գործակիցը երկրաշարժերի այլ տիպի կանխագուշակումներից տարբերելու համար նպատակահարմար ենք գտնում այն անվանել ջրաբանական գործակից: Ջրաբանական գործակիցների տարեկան մեծությունները հաշվարկվել են Կուրի ավազանի 7 և Արաքսի ավազանի 8 գետերի համար:

1988 թվականը ջրառատ տարի է եղել Հայաստանում: Իրենց ջրառատությամբ աչքի են ընկել հատկապես երկրաշարժի գոտու՝ Փամբակ, Գյառգյառ, Տաշիր, Գետիկ, Աղստև գետերը, որտեղ տարեկան հոսքի արժեքները գերազանցել են բոլոր նախորդ տարիների դիտումների մեծությունները: Երկրաշարժի գոտուց դուրս, ավելի ճիշտ Արաքսի ավազանին պատկանող գետերում, տարեկան հոսքի նույնատիպ մեծություն գրանցվել է միայն Մեղրի գետում:

Որն է այն պատճառը, որ երկրաշարժի գոտում գտնվող գետերի ջրառատությունը համընկել է երկրաշարժի առաջացման տարվա հետ: Ինչպես

հայտնի է գետերի ջրառատությունը պայմանավորված է տեղումների քանակով: Տեղումների ազդեցությունը գետերի հոսքի վրա պարզելու համար, համեմատել ենք 1988թ. Հայաստանի 20 օդերևութաբանական կայանների միջին ամսեկան մեծությունները (P_i) իրենց բազմամյա միջին ամսեկան (P_i) արժեքների հետ: Տեղումների բաշխման պատկերը հակառակն է գետերի համեմատությամբ: Երկրաշարժի գոտում, գետերի ջրառատությունը չի պայմանավորվում տեղումների առատությամբ: Այնտեղ թափված հարաբերական տեղումների (P_i/P_i) միջին թվաբանական արժեքի մեծությունը 14 տոկոսով պակաս է Արաքսի ավազանի նույնարժեք մեծությունից: Տեղումների և գետերի հոսքի հարաբերական մեծությունների տարեկան ընթացքը միջինացված Կուր և Արաքս գետերի ջրավազանների համար տրված է նկ.1-ում:



Նկ.1. Հարաբերական տեղումների և ջրաբանական գործակիցների տարեկան ընթացքը Սպիտակի 1988թ. երկրաշարժից առաջ: ----- հարաբերական տեղումներ, _____ ջրաբանական գործակից: 1. Ըստ Կուրի ավազանի (երկրաշարժի գոտի) դիտակետերի, 2. Ըստ Արաքսի ավազանի դիտակետերի:

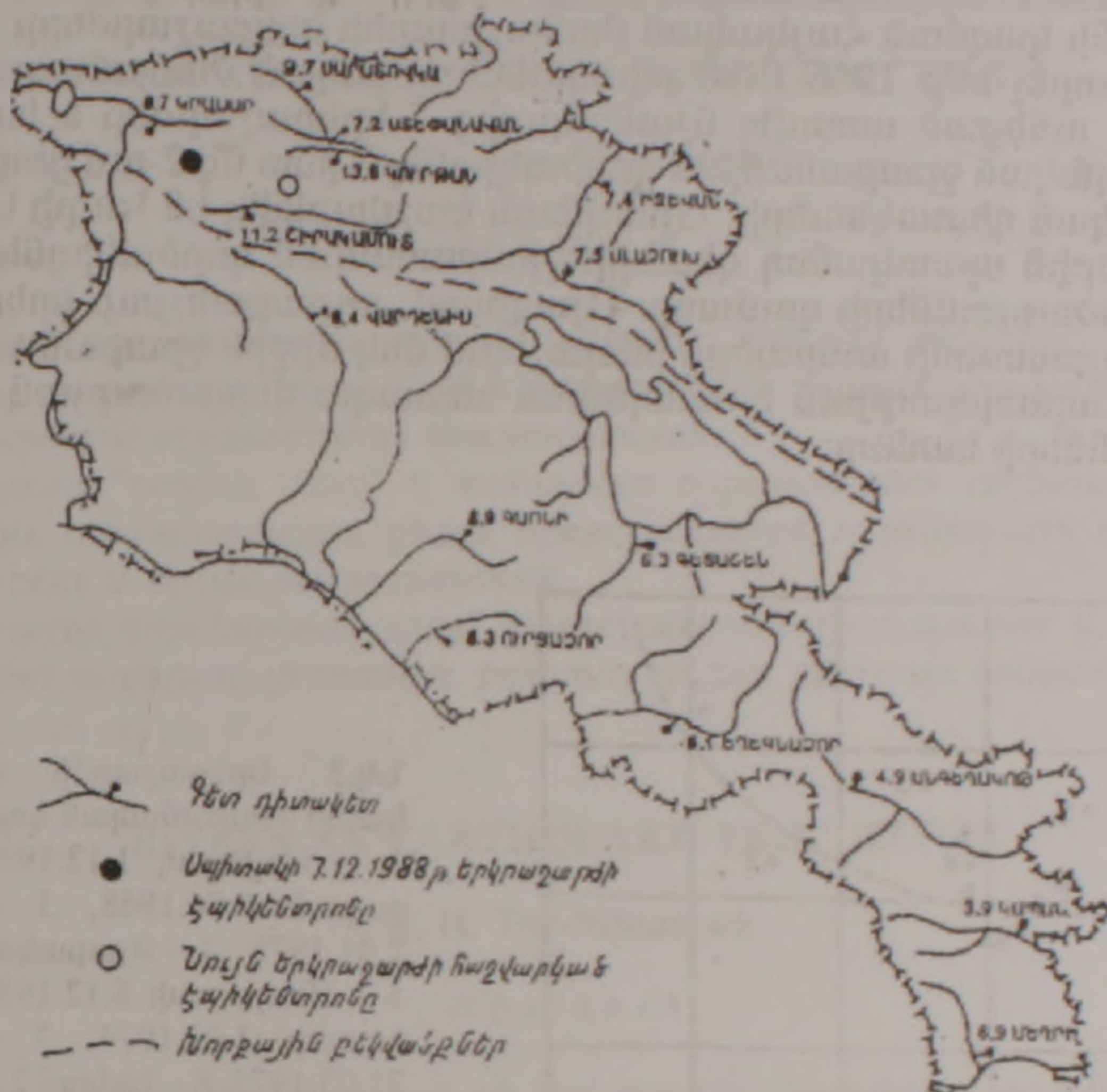
Նկար 1-ի գրաֆիկից երևում է, որ հարաբերական տեղումների մեծությունները երկրաշարժի գոտում միայն փետրվարին, հուլիսին և սեպտեմբերին են գերազանցում եղել Արաքսի ավազանի նկատմամբ, մինչդեռ հարաբերական հոսքը գերակշռում է տարվա բոլոր ամիսներին:

Այս պարադոքսալ երևույթը հիմնովին բացատրել դեռևս դժվար է, սակայն մի բան պարզ է, որ երբ տեղումները համեմատաբար քիչ են, բայց գետերի հոսքը 40-50 տարիների դիտումների շարքում ամենամեծն է, ապա հոսքի ավելացումը կատարվում է միայն ստորերկրյա սնուցման հաշվին: Այս դեպքում մեզ մնում է ընդունել, որ ստորերկրյա հոսքի փոփոխությունները կարելի է կապել միայն երկրի ընդերքում տեղի ունեցող փոփոխությունների հետ:

Հայաստանի գետերի սնման աղբյուրներն են ձյունը, անձրևը, ստորերկրյա ջրերը: Ըստ գետերի ավազանների երկրաբանական կառուցվածքի, տարբեր է գետերի սնման աղբյուրների հարաբերակցությունը: Սնման աղբյուրների հարաբերակցությունը փոխվում է նաև տարվա ընթացքում ծանրանը գետերը սնվում են բացառապես ստորերկրյա ջրերի հաշվին, գարնանը սնման աղբյուրների հարաբերակցությունը փոխվում է հոգուտ ծնանձրևային:

Գետերի սնման նշված աղբյուրներից որպես երկրաշարժի կանխագուշակ կարող են ծառայել միայն ստորերկրյա ջրերը: Բազմամյա դիտումների հիման վրա «Հայհիդրոտնտի» կողմից որոշված է Հայաստանի բոլոր հիմնական գետերի հոսքի ստորերկրյա սնուցման տոկոսային հարաբերու-

թյունը տարեկան հոսքի նկատմամբ, որը հնարավորություն է ընձեռնում հաշվարկելու ստորերկրյա հոսքի ջրաբանական գործակիցները վերը նշված 15 գետերի համար: Հաշվարկման արդյունքները ներկայացված են նկ.2-ի սխեմայի վրա:



Նկ.2. Տարեկան ջրաբանական գործակիցների մեծությունները Սպիտակի երկրաշարժից առաջ:

Ստորերկրյա հոսքի ամենամեծ ջրաբանական գործակիցները ստացվում են Գյառգյառ գետի «Կուրթան» և Փամբակ գետի «Շիրականուտ» դիտակետերում: Այս երկու դիտակետերը միացնող գծի միջնակետը մենք ընդունում ենք որպես կանխատեսվող երկրաշարժի էպիկենտրոն (տես նկ.2-ի սխեման):

Սպիտակի երկրաշարժի էպիկենտրոնն ըստ հրատարկված տվյալների [4] նույնպես տեղադրված է նկ.2-ի վրա: Կանխատեսված և փաստացի էպիկենտրոնների հեռավորությունը կազմում է ընդամենը 28 կմ, որը միանգամայն ընդունելի է նման հաշվարկների համար:

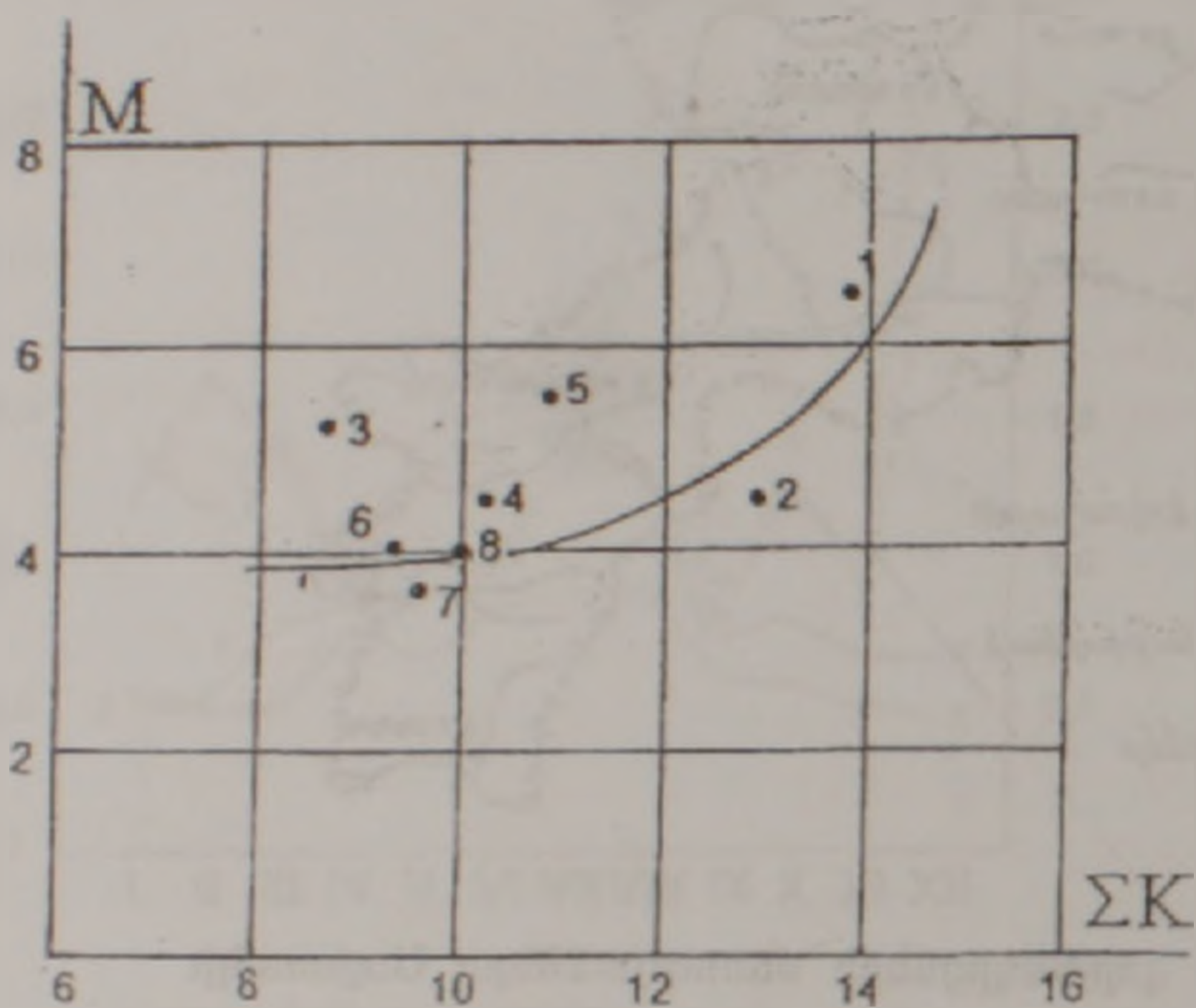
Ավելի կարճաժամկետ կանխագուշակումների համար, ինչպես ցույց է տալիս երկրաշարժից մեկ ամիս առաջ հաշվարկված ջրաբանական գործակիցների վերլուծությունը, տեղի է ունենում նույն պատկերը՝ այսինքն Փամբակը Շիրականուտի ու Գյառգյառը Կուրթանի դիտակետերում ունենում են ամենամեծ արժեքները:

Երկրաշարժի օրը պարզելու համար օգտագործված են Կուրի և Արաքսի ավազաններում տեղի ունեցած գետերի հոսքերի օրեկան փոփոխությունները երկրաշարժին նախորդող վերջին մեկ ամսվա ընթացքում:

Հետաքրքիր փոփոխություններ է նկատվում գետերի հոսքում 1988թ. Սպիտակի երկրաշարժին նախորդող վերջին 5 օրերի ընթացքում: Այդ օրերին գետերի հոսքը երկրաշարժի գոտում սկսում է նվազել, չնայած այստեղ քափված տեղումների չնչին քանակությունը (4,3 մմ) նույնիսկ 3 անգամ

ավելի էր քան Արաքսի ավազանում: Դրան հակառակ՝ հոսքի ավելացում է դիտվում Արաքսի ավազանի գետերում: Ահա այս երկու ավազանների միջև հոսքի մեծությունների փոխադարձ տեղափոխությունից 5 օր հետո տեղի է ունենում երկրաշարժ:

Երկրաշարժերի կանխագուշակման կարևոր էլեմենտներից մեկը նրա ուժի որոշումն է: Այդ նպատակով բացի Սպիտակի երկրաշարժից Ն.Կ.Կարապետյանի կազմած Հայկական լեռնաշխարհի երկրաշարժերի կատալոգից [4] ընտրել ենք 1946-1988 թվականները ընկած ժամանակահատվածում տեղի ունեցած առավել նշանակալից 7 երկրաշարժեր և հաշվարկել նրանց տարեկան ջրաբանական գործակիցներն ըստ նկ.2-ում ցուցադրված ջրաչափական դիտակետերի: Այնուհետև հաշվարկվել են Կուրի և Արաքսի ավազաններին պատկանող գետերի ջրաբանական գործակիցների միջին կախյալ մեծությունների գումարը: Այսպիսով, յուրաքանչյուր երկրաշարժի համար Հայաստանի տարածքը բնորոշելով մեկ միջին ջրաբանական գործակցով հնարավորություն է ստեղծվում հետագա վերլուծության ու համեմատությունների համար:



Նկ.3 Երկրաշարժի ուժգնության կապը ջրաբանական գործակցի հետ. 1. – Սպիտակ 1.12.1988, 2 – Քաջարան 9.06.1968, 3 – Դմանիսի 2.01.1978, 4 – Բյուրական 3.06.1949, 5 – Մաղաթափի 8.12.1959, 6 – Շահնազար 3.03.1974, 7 – Սպիտակ 21.03.1975, 8 – Երևան 2.08.1984:

Նկ.3-գծագրում աբսցիսների առանցքի վրա տեղադրված են 8 երկրաշարժերի տարածքային միջին ջրաբանական գործակիցները, իսկ օրդինատների առանցքի վրա երկրաշարժերի ուժը մագնիտուդաներով: Նկ.3 գծագրի վրա տեղադրված կետերով տարված գիծը բավարար ճշտությամբ է արտահայտում երկրաշարժերի ուժի կապը տարածքի միջին ջրաբանական գործակցի հետ: Ամենամեծ շեղումը միջինից ունի Դմանիսի երկրաշարժը՝ 28 տոկոս: Մեծ է շեղումը նաև Մաղաթափի երկրաշարժի համար՝ 21 տոկոս: Այս երկու երկրաշարժերի կենտրոններն էլ գտնվում են Հայաստանի սահմաններից դուրս՝ Վրաստանում: Սա ապացուցում է, որ երկրաշարժի կանխագուշակ կարող են հանդիսանալ միայն այն գետերը, որոնց ավազաններում տեղի են ունենում երկրաշարժեր: Սակայն նույնիսկ այս երկրաշարժերի համար նրանց էպիկենտրոններին մոտ գտնվող հյուսիսային Հայաստանի գետերը՝ Տաշիրը, Դուկասյանը, Չորագետը 1.5-2 անգամ գերազանցել են Հայաստանի մնացած գետերի ջրաբանական գործակիցները: Հայաստանի սահմաններում գտնվող մնացած 6 երկրաշարժերի կետերն ունեն 5-7 տոկոս շեղում:

Այսպիսով, գետերի հոսքի ջրաբանական գործակիցների տարեկան, ամսական և օրեկան փոփոխությունների անընդհատ վերլուծությունը կարող է նախադրյալներ ստեղծել երկրաշարժերի կանխագուշակման համար:

Այս եղանակը փորձարկվել և տվել է դրական արդյունքներ նաև Բյուրականի (3.06.1949), Քաջարանի (9.06.1968), Շահնազարի (3.03.1974), Սպիտակի (21.03.1975), Երևանի (2.08.1984), Մարտունու (12.12.1992)

ընդամենը անցյալում տեղի ունեցած 6 երկրաշարժերի համար:

Ջրաբանական կանխագուշակման գործնական նշանակությունը կարելի է պարզել նաև Հայաստանի հարևան երկրների օրինակով, որտեղ կան տվյալներ երկրաշարժերի առաջացման վայրի, ժամանակի, նրա ուժգնության ու գետերի հոսքի քանակության վերաբերյալ:

РЕКИ—ПРЕДВЕСТНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Р. О. Тер-Минасян

Резюме

В основе предлагаемого метода принята научная гипотеза, по которой аномальные изменения подземной составляющей речных вод можно использовать в качестве предвестника землетрясений.

На основе “теории плит” и выявления определенных закономерностей в многолетних статистических рядах представляется возможность предсказать эпицентр, силу и время землетрясения.

Этот метод апробирован для 7 землетрясений прошлых лет (Спитакского и др.) и дает довольно успешные результаты для прогноза ожидаемых землетрясений.

RIVERS AS EARTHQUAKE PRECURSORS

R. H. Ter-Minasyan

Abstract

The proposed method is based on the scientific hypothesis according to which anomalous changes of the sub-ground constituent of river waters can be considered as a portent of forecast earthquakes.

On the basis of the “theory of plates” and determination of certain regularities in multi-year statistical lines it seems to be possible to predict the epicenter force and time of earthquakes.

The method is approbated for 7 earthquakes in past years (Spitak, etc) and provides sufficiently successful results for the prognosis of possible earthquakes.

ԳՐԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

1. Սարգսյան Հ.Հ. Հայաստանի ռեգիոնալ երկրաշարժաբանական: Երևան. Երևանի համալս. հրատ. 1989, 274 էջ:
2. Алехин Ю.М. Статистические прогнозы в геофизике. Л.: Изд. Ленинградского гос. Университета, 1963, 86с.
3. Дружинин И.П. Переломы многолетнего хода природных процессов на Земле и резкие изменения солнечной активности. В сб. “Вопросы географии”. М.: “Мысль”, 1970, N 79, с.15-48.
4. Карапетян Н.К. Сейсмогеодинамика и механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1990. 264 с.
5. Методы прогноза землетрясений, их применение в Японии (под редакцией Т. Асада). М.: Недра, 1984. 321 с.
6. Шеко А.И. Закономерности формирования и прогноз селей. М.: Недра, 1980. 296с.
7. Christensen O.W., Vartanian G.S., Cosk E. Hydrogeological measurement of regional volume strain down to 3 kilometers depths. 9-th International Seminar on Earthquake Prognostics. September 19-23, 1994, San Jose, Costa Rica.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԼԵՈՆԱՇԽԱՐՀԻ ՖԻԶԻԿԱ-ԱՇԽԱՐՀԱԳՐԱԿԱՆ ՍԱՀՄԱՆՆԵՐԻ ՃՇԳՐՏՈՒՄԸ

© 2000 թ. Գ. Թ. Շիրինյան

Национальная служба сейсмической защиты при Правительстве РА
375054, Ереван, Давидашен, IV квартал
Поступила в редакцию 5.03.99.

Հայկական լեոնաշխարհի ֆիզիկաաշխարհագրական շրջանացման համար կարևոր նշանակություն ունի նրա սահմանների ճշգրտումը: Այդ նպատակով առաջին անգամ ֆիզիկամաթեմատիկական մոդելավորման հիման վրա կատարել ենք նշված ֆիզիկաաշխարհագրական միավորի սահմանագծումը: Այդ սահմաններում առկա բնատարածքային համալիրի (ԲՏՀ) միասնական ամբողջականությունը հնարավորություն է ընձեռում առավել ճշտությամբ կատարել ողջ տարածաշրջանի ներքին շրջանացումը:

Հայտնի է, որ աշխարհագրական ցանկացած հետազոտություն սկսվում և վերջանում է քարտեզով, դա լինի տեսական, թե գործնական հարցերին նվիրված: Այդ հետազոտությանը առկա է կիրառական կարևորությունը: Այդ առումով ներկայացնում ենք Հայկական լեոնաշխարհի հասկացության ֆիզիկաաշխարհագրական սահմանների ճշտման կապակցությամբ մեր կողմից՝ առաջին անգամ կիրառված հետազոտման ֆիզիկամաթեմատիկական մոդելավորման մեթոդը:

Մեթոդը հնարավորություն է տվել տարածաշրջանի շրջանացում կատարելիս՝

1. բացառել կամայական մոտեցումը սկզբունք ձևակերպելիս;
2. հենվել գիտականորեն հաստատված ստույգ փաստերի վրա;
3. համադրելի և բազմակողմ վերլուծությունից հետո կատարել տեսական և գործնական հետևություններ:

Գիտենք, որ տարբեր ժամանակներում Հայկական լեոնաշխարհի տարածքն ուսումնասիրած հայ և օտարազգի գիտնականները նրա սահմանների վերաբերյալ ըմբռնել կամ դրսևորել են տարբեր մոտեցումներ: Հասկանալի է, որ սահմանների այդպիսի տարակարծությունը ոչ միայն մասնագիտական է, այլև պայմանավորված է քաղաքական որոշակի դրդապատճառներով: Այն անշուշտ բխում է նաև տարածաշրջանի բարդությունից: Առաջավոր Ասիական այդ բարդ լեոնային համակարգում որպես օղակ, ֆիզիկաաշխարհագրական ուրույն անհատականության արտահայտվածությամբ, առանձնանում է Հայկական լեոնաշխարհը: Այն արևմուտքում՝ Փոքրասիական, արևելքում՝ Իրանական, սահմանակից տարածքներից տարբերվում է ներքին անապատային և կիսաանապատային շրջանների բացակայությամբ [6]: Դրանց փոխարեն այստեղ առաջացել են ընդհանուր բարձրացված հիմքի վրա տեղադրված տեկտոնահրաբխային և կառուցվածքա-լեռկացված (տեղատարված) բարձրավանդակներ: Նրա առանձնացվածությունը պայմանավորված է նաև երկրաբանական զարգացման պատմությամբ, հիմնականում ինքնուրույն գեոմորֆոլոգիական, լեռնագրական և բնատարածքային հատկանիշներով:

Հաշվի առնելով այն փաստը, որ Հայկական լեոնաշխարհի գլխավոր հատկանիշը նրա բարձրադիրքությունն է, ուրեմն նրա սահմանները պետք է անցկացնել ռելիեֆի ցածրադիրքերով (գետեր, լեռնաշղթաների արտաքին ստորոտներ, լեռնանցքներ) [4]: Ուսումնասիրվող տարածաշրջանը որպես ֆիզիկա-աշխարհագրական միավոր դիտարկել ենք բնատարածքային համալիր հայեցակետից ելնելով: Սակայն ֆիզիկաաշխարհագրական

կարգաբանական ցանկացած միավորի սահմանազատում կատարելիս (վերադաս թե ստորադաս), անկախ նախընտրած սկզբունքի առավել համապատասխանելիությունից, միևնույնն է, տարբեր տեղամասերում այդ սկզբունքը խախտվում է, քանի որ բնության բաղադրատարրերը փոխմիաձուլված են միմյանց մեջ և կտրուկ անցումներ համարյա չկան: Ավելի շատ այդպիսի անցումնային տեղամասերը այս կամ այն չափով լողզված են: Հետևաբար, որպեսզի պահպանվեն կարգաբանական միավորի բնական ամբողջականության կարևոր առանձնահատկությունները, հարակից տեղամասերը տարանջատելիս, նախապատվությունը տրվել է բնատարածքի այն բաղադրիչին, որն ավելի բնորոշ է տվյալ տեղամասին [6]:

Մեթոդական տեսակետից դա նշանակում է մասնակիից դեպի ընդհանրականը կատարվող վերլուծական հետազոտություն [3]:

Հիմք ընդունելով կարգաբանական միավորների սահմանագծման վերը շարադրված բնական պայմանների համալիր հատկությունների բնորոշիչ նախադրյալները՝ կատարել ենք ֆիզիկամաթեմատիկական մոդելավորում: Որոշակի բնատարածքների համար գոյություն ունեն մաթեմատիկական մոդելավորման առանձին տիպեր: Դրանցից բնատարածքի օդալուսանկարային վերծանման ժամանակ բացի օբյեկտի տարածական կառուցվածքից, հատուկ ուշադրություն է դարձվում ռելիեֆի մաթեմատիկական նկարագրմանը: Բնատարածքի վերլուծական պատկերը ներկայացվում է ֆունկցիոնալի տեսքով.

$$T_{(\varphi)} = \{P_1, P_2 \dots P_7\},$$

որտեղ P_i ($i = 1, 2, 3, \dots 7$) բնատարածքի հատկանիշների տիպերն են:

Երկրահամակարգի մեկ այլ տեղամասի վիճակից կախված փոխվում է ֆունկցիոնալի նշանակությունը, որի հետ միաժամանակ փոխվում է նաև հատկանիշի նշանակությունը: Հատկանիշների բազմաքանակության մեջ ընդգրկվում են ռելիեֆը, ապարները, կլիման, հողերը, բուսական և կենդանական աշխարհը, երկրաբանական կառուցվածքը և բազմաթիվ այլ ցուցանիշներ: Բնատարածքի պատկերաընթերցումը ձևավորվում է ԷՀՄ-ի «Ընդհանուր դաշտ» ծրագրի օգնությամբ:

Ընտրելով մոդելը՝ կատարել ենք նրա չափանիշների հաշվարկում, գնահատում և որակի ստուգում: Ֆիզիկաաշխարհագրական միավորի մոդելավորման առավել առաջատար է համարվում «սև արկղ» մեթոդը: Ըստ վիճակագրական տվյալների (քանակական ցուցանիշներ) և հետընթաց գործոնների հարաբերակցությամբ ստացված վերլուծությունների շնորհիվ ստացել ենք կերպարի եզրագծային ճանաչումը: Օրինակ, Հայկական լեռնաշխարհի արևելյան տեղամասի վիճելի հատվածի սահմանագծման ճշտությունը որոշելու նպատակով, երկրաբանա-գեոմորֆոլոգիական բնութագրման վեց հատկանիշներով դիտարկեցինք ժամանակակից տեկտոնական շարժումների արագությունը (V): Ստացվեց, որ

$$V = -4.2 + 1.92I + 0.16h + 701.3a + 0.38A - 0.21S - 0.0001F,$$

որտեղ A – բարձր ողողատի ալյուվիալ կազմն է; S – ողողատի լայնությունը; I – ողողատի մակերևույթի բնույթն ու ողողվածության աստիճանը; a – գետի երկայնական կտրվածքի թեքությունը; F – ջրհավաք ավազանի մակերեսը:

Այս հավասարման միջին քառակուսային սխալը կազմում է 0.012: Վերջնական դաշտի քանակական վերլուծության արդյունքից նրա շեղվածությունը այդ հատվածի համար կազմում է 120 մետր: Լեռնաշխարհի բնական բաղադրիչների միջև գոյություն ունեցող փոխկապվածության (պատճառահետևանքային, տարածական) հավանականության աստիճանը բացահայտելու հնարավորություններով է օժտված «գրաֆների տեսություն» մեթոդը: Դրանք մոդելավորում են կողմնորոշված և չկողմնորոշված գրաֆներով: Այստեղ օբյեկտին հակադրվում է գրաֆի բարձրությունը, իսկ փոխադարձ կապը՝ ցույց է տալիս նրա կողերը կամ կորի աղեղը: Որպես կապի

չափ օգտագործել ենք մասնավորապես

- 1) i տարրի (բաղադրիչի) հավանական անցումը $j - P(i/j)$,
- 2) կապի գործակիցը $C_{ij} = P(i/j) \cdot P(j)$,
- 3) հարաբերակցության գործակիցը,
- 4) ինֆորմացիայի գործակիցը,
- 5) i և j բաղադրիչների միջև կապվածության չափը, որում

$$T(i, j) = \sum P(i_l) \cdot I_l(i/j),$$

որտեղ $I_l(i/j)$ – ինֆորմացիայի քանակն է,

- 6) i բաղադրիչում j բաղադրիչի մասին պարունակվող ինֆորմացիայի քանակը: Բանաձևը կարտահայտվի այսպիսի տեսքով.

$$I_i = \sum \sum P_i P_j \log_2 P_{ij}/P_{ij},$$

որտեղ P_i – i - բաղադրիչի 1-ից մինչև m հատկության հանդիպման հավանականությունն է: Կապի ուժը գնահատվում է $P(i/j)$ անցման հավանականությամբ:

Երկրահամակարգի մոդելավորման խնդիրները և դրանց ցուցանշման մոդելները լուծվում են տարբեր եղանակներով: Ընդամիս այդ մոդելներից ոչ մեկը ինքնին չի կարող լուծել բոլոր խնդիրները: Միևնույն օբյեկտի ուսումնասիրումը տարվում է տարբեր մոդելներով: Ելնելով նպատակից ընտրվում է այն մոդելը, որը համապատասխանում է հետազոտման շրջանի բնական պայմաններին, հանույթի եղանակին և մասշտաբին:

Հիմնական սկզբունքներից մեկը համարվում է ժամանակի հաշվառումը, և ստեղծվում է *շարժում* մոդել, եթե ժամանակը չի հաշվառվում՝ *անշարժ* մոդել:

Շարժում մոդելը կիրառվել է կապված էռոզիոն, կուտակման, գետաբերուկների տեղաշարժման երևույթների խնդիրները լուծելիս: Մոդելը օգտագործվել է նաև չորրորդական սառցադաշտերի տեղում բնատարածքի ձևավորման օրինաչափությունների կամ նահանջող ծովերի, ձևակառուցվածքների զարգացումը հաշվարկելու ժամանակ՝ դրանց կապվածությունը նորագույն տեկտոնիկայի հետ պարզելու առնչությամբ և այլ կապակցություններում:

ԲՏՀ-ների միջև եղած փոխազդեցության կապերի (նաև հարևան բնատարածքների) և միևնույն կարգաբանական աստիճանն ունեցող տարրերի կապերը բացահայտելուն նպաստել է կառուցվածքների մոդելավորման եղանակը: Այդ մոդելի բանաձևը արտահայտվում է $y = f(x)$ տեսքով և ստացվել է օրինաչափության արտացոլումը: Վերջնական բանաձևն արտահայտվում է $X_I \cup X^{II} = X$, $X^I \cap X^{II} = \emptyset$ տեսքով, որում ակնհայտ է, որ X -ը վերջավոր է:

Հայկական լեռնաշխարհի բովանդակության ձևերի արտահայտությունները մաթեմատիկական մոդելավորման ենթարկելիս ստացված թվային արժեքների կետերը սահուն կապակցելու նպատակով կիրառել ենք կորելացիոն մեթոդը:

Ֆիզիկաաշխարհագրական «մարզ» կարգաբանական միավորի արտաքին սահմանագծի հետազոտման ժամանակ օգտագործել ենք մաթեմատիկական այլ մոդելներ: Բավարարվենք նշելով միայն դրանց անունները՝ ցանցային, ռեգրեսիոն և էվրիստիկ: Այդպիսի առաջատար և բարդ աշխատանքների փուլային հաջորդականության համար մշակել ենք բոլկ սխեմա [1]:

Բոլկ-սխեմայի նշանակությունը կայանում է նրանում, որ

1. կազմվում են բառային նկարագրությամբ, որի վերլուծությունը հատուկ պատրաստվածություն չի պահանջում;
2. հստակ արտահայտում են համակարգի տարրերի և նրանց միջև եղած հարաբերությունները:

Բոլկ-սխեմաները վաղուց են օգտագործվում աշխարհագրությունում:

Դրանց կառուցումը հեշտանում է, երբ երկրահամակարգը բաղդատում ենք երկու ենթահամակարգերի՝ անօրգանական (քարածին) օղակ և օրգանական (կենսածին) օղակ մասերի:

Այդպիսի բլոկ-սխեմայում հեշտանում է բազմաքանակ հատկանիշների ձևավորումը մաթեմատիկական մոդելի մշակման համար:

Ընդհանուր առմամբ հետազոտվող տարածաշրջանի նախապատրաստական գործողությունների համար մեր գիտելիքները ծառայում են որպես ելակետեր: Առաջին հերթին ֆիզիկաաշխարհագրական օբյեկտի հատկանիշ արտահայտող կետերի նկարագրությունը վերածվում է թվային կոդերի: Այդ կոդերով ի վերջո օբյեկտի ողջ մակերեսի կամ գծային տարրի համար ստացվում է աշխարհագրական տվյալների մատրիցա, որն էլ մշակվում է համակարգիչով [5]:

Մոդելավորման փուլայնության հերթակարգը այսպիսին է.

1. Խնդրի դրվածքը և ընդհանուր տեսքով մաթեմատիկական մոդելավորման անհրաժեշտությունը:
2. Կազմվում է նախնական կարծիք ցուցանշային կապերի կառուցվածքի մասին: առանձնացվում են առավել կարևոր այն օղակները, որոնց վրա է բևեռվելու ուսումնասիրության ուշադրությունը:
3. Խնդրի լուծման ինդուկտիվ կամ արտածման ուղու ընտրում: Մեթոդի ստրատեգիայի և տակտիկայի որոշում՝ ելնելով խնդրի ընդհանուր բնույթից և զրոյական վարկածից:
- 4ա. Ինդուկտիվ ուղին սահմանափակվում է մասնավոր խնդրի լուծմամբ: Մոդելը մշակվում է կոնկրետ օրինակի վրա, որը պահանջում է նախադաշտային, դաշտային և գրասենյակային ուսումնասիրություն: Այդ համալիր աշխատանքների մեջ են մտնում.

Ա. ուսումնասիրվող մակերեսի դիտարկման կետերի ընտրում, որոնց տեղաբաշխումն ու նկարագրությունը կատարվում է ելնելով օբյեկտի ծնից, պատկերվածության բնույթից և հետազոտման խնդրից;

Բ. յուրաքանչյուր տարրի հատկանիշների դեշիֆրման մշակում, որի համար հաշվի են առնվում տարրի բնույթը, գերիշխանությունը, հանույթի մասշտաբը, հանույթի տեսակը և հանույթի բնական պայմանները (ամառ, ձմեռ, ցերեկ, երեկո, արևոտ կամ անձրևոտ եղանակ);

Գ. բնատարածքի բաղադրատարրերը և նրանց հատկությունները (վերլուծմամբ), ընդհանրացված առանձնահատկությունները և դրանց գերիշխանությունը բնատարածքային այդ համալիրում;

Դ. տարածքի շրջանացումը և բնորոշ օբյեկտի ընտրումը. ապա որոշվում է դրա երկրաբանական կառուցվածքը և ֆիզիկաաշխարհագրական պայմանները: Հետո որոշվում է այդ պայմանների ինքնատիպությունը տարածաշրջանում:

4բ. Ինդուկտիվ ուղին՝ ընդհանուրից - մասնակիին գնացող մեթոդն է, որն օգնում է ընդհանրական ստուգում կատարելիս [2]:

Առաջնորդվելով վերոշարադրյալ մոտեցմամբ՝ Հայկական լեռնաշխարհի ֆիզիկաաշխարհագրական սահմանների ճշգրիտ որոշման համար բնական պայմանների յոթ կարևորագույն գործոններից յուրաքանչյուրին, ընդհանուր վանդակում, սկզբնապես տրվել է պայմանական 100 միավոր: Գործոնների պատճառահետևանքային և փոխհարաբերակցական կապերի դրսևորման չափերի արժեքները որոշելու նպատակով մոդելավորման համար առանձնացվել և հաշվարկվել են 7 գործոնների կարևոր հետևյալ հատկանիշները.

ՀԱՏԿԱՆԻՇՆԵՐ

ԳՈՐԾՈՆՆԵՐ

1. Աշխարհագրական դիրքը

ա) հեռավորությունը հասարակածից
բ) հեռավորությունը համաշխարհային խոշոր ջրային ավազաններից

2. Երկրաբանությունը	ա) տեկտոնիկան բ) մագմատիզմը գ) բարաբանությունը
3. Մակերեսային բնույթը	ա) երկրաձեւաբանությունը բ) ծագումնաբանությունը գ) երկրաձեւաչափությունը
4. Կլիմայական պայմանները	ա) օդերեսութաբանությունը բ) ջրագրությունը
5. Հողերի կազմությունը	ա) ֆիզիկական բ) քիմիական գ) օրգանական
6. Բուսականությունը	ա) չորասեր բ) միջահակ գ) խոնավասեր
7. Կենդանական աշխարհը	ա) ցամաքային բ) ջրային գ) օդային

Յուրաքանչյուր գործոնի ունեցած դերը տարածաշրջանի ձևավորման առկա տեսքում միջինացված արժեքներով, ընդունված է որպես մաթեմատիկական մոդելի չափման միավոր: Ակնհայտ է, որ բնատարածքների համալիր արտահայտվածության գլխավոր չափանիշը բոլոր բաղադրատարրերի համար միանշանակ է: Այն որոշվում է ժամանակի և արագության արտադրյալով՝ $L_k = V \cdot T$, որտեղ V – գործընթացների միջին արագությունն է, T – միջին ժամանակը, L_k – տարածաշրջանի ԲՏՀ-ների ձևավորումը [7]:

Հաշվարկելով գործոնների կարևոր (բնորոշիչ) հատկանիշների ալգորիթմային շարքերի և դրանց միջև ֆունկցիոնալ կախվածության փոխադարձ կապի արտահայտությունները՝ ստացվեցին մի քանի հավասար արժեքներ: Նման վիճակներում գերապատվությունը տվել ենք տվյալ գործոնի այն հատկանիշին, որն ունեցել է առավել մեծ միջին արագություն:

Օրինակ, Փոքր Կովկասի Սևծովյան հատվածում՝ Ճորոխի գետաբերանից մինչև Սուրամի լեռնանցքը, երկրակեղևի տեկտոնական գործընթացներն ավելի ուժգին են կատարվել Կովսիդյան դաշտավայրի համեմատ: Բնատարածքային տարանջատող գիծն այդտեղ անցնում է ծովի մակարդակից 300-600 մ բարձրության նիշով, մինչև լեռնանցքի մատույցները (Չիրուլիի զանգվածը):

Լեռնաշխարհին սահմանակից մեկ այլ տարածքի (Սեֆիդդուղի գետաբերանից մինչև Ջագրոս լեռնահամակարգի հանգույցը) համար հաշվարկել ենք կլիմայական գործոնի օդերեսութաբանական և ջրագրական հատկանիշների վիճակագրական ազդակների թվային արժեքները: Առաջնային ֆոնային տվյալները բաշխելով ընտրված վանդակի մակերեսում՝ ստացել ենք հաշվարկելի կետերի ցանցը: Դրանց առաջնային շեղումնային արժեքների միջոցով որոշվել է կորելացիոն գործակցի մեծությունը ողջ վանդակի համար: Այնուհետև գործակցի արժեքը համադրելով դեշիֆրման տվյալների հետ՝ հաշվել ենք իրական կետերի նկատմամբ առաջնային շեղումնային արժեքների միջին քառակուսային սխալի չափը: Ստացված ֆիզիկա-աշխարհագրական «մարզ» միավորի շրջանացման նոր եզրագիծը հիմնա-

կանում համապատասխանում է այդ տարածքի ջրէջքին:

Համանման եղանակով լուծել ենք տարածաշրջանի յոթ գլխավոր գործոնների նշված հատկանիշների գործակիցների արժեքների որոշման ալգորիթմային խնդիրները և ստացել փոխազդեցային ֆունկցիոնալ դրսևորման ազդակների համեմատական մեծությունների թվային միավորներն այսպիսի տեսքով.

1. աշխարհագրական դիրքը – 92.2
2. երկրաբանությունը – 89.5
3. մակերևույթը – 79.1
4. կլիմայական պայմանները – 88.7
5. հողերի կազմությունը – 76.3
6. բուսականությունը – 57.3
7. կենդանական աշխարհը – 26.2

Գործոնների ֆունկցիոնալ մեծությունների գումարը կազմում է 499.3, որը Հայկական լեռնաշխարհի տարածական ընդգրկման վանդակի մաթեմատիկական մոդուլի ուրվագիծն է պայմանական 700 հնարավորից:

Նրա մոդուլի միջին գործակիցը $\Sigma_k = 499.3 : 7 = 71.3$: Ստացված թիվը ցուցանշում է, որ նույն կարգաբանական դասին պատկանող հարակից բնատարածքային համալիրների գործոնների մոդուլային գործակիցները եթե փոքր են ստացվում 71.3-ից, դուրս են մնում դիտարկվող լեռնաշխարհի բնորոշ սահմաններից, առավել սահուն են անցումները:

Այդ հիմնավորմամբ ստացված տվյալների համաձայն կատարել ենք դիտարկվող կարգաբանական միավորի ԲՏՀ-ների շրջանացման սահմանագծում 1:50000, 1:100000 և 1:500000 մասշտաբի քարտեզներով:

Ստացված ուրվապատկերները (յոթ գլխավոր գործոնների և նրանց 38 կարևոր հատկանիշների եզրագծերը) համադրել ենք տարամասշտաբ տիեզերական և օդալուսանկարային հանույթների դեշիֆրավորումների և 1-ից մինչև 5 միլիոնանոց մասշտաբի մասնագիտական քարտեզների հետ:

Կատարել ենք ընդհանրացնող կարգի աննշան շտկումներ ու ստացել Հայկական լեռնաշխարհի ճշգրիտ (ճշգրտված) սահմանագիծը:

Այն տեղադրված է Փոքրասիական և Իրանական սարահարթերի, Կովխիդայի, Կուր-Արաքսյան և Միջագետքի հարթավայրերի միջև:

Հյուսիսում նրա սահմանը Եշիլըրմակի գետաբերանից ձգվում է Սև ծովի ափագծով մինչև Ճորոխի գետաբերանը, ապա Փոքր Կովկասի հյուսիսային և հյուսիս-արևելյան ստորոտներով շարունակվելով դեպի արևելք, հավում է Կասպից ծովին:

Արևելքում Կասպիական ծովափով ձգվում է մինչև Սեֆիդրուդի գետաբերանը, հետո այդ գետահովտով ընթանում մինչև նրա ակունքում բարձրացող լեռնահանգույց գագաթը (3173 մ):

Հարավում սահմանագիծը անցնում է Միջագետքի հարթավայրի հյուսիսային եզրով, որտեղով անցնում է Արաբական և Եվրասիական քարոլորտային սալերի առնակատման գիծը, ու կտրելով Եփրատը միանում է Լևանտինյան բեկվածքագծին (Պազարջիկի գոգավորությունում):

Արևմուտքում Մարաշի գոգահովտով, ապա Ջահան գետով շարունակվում է հոսանքով վեր, հյուսիսից շրջանցում Բինրոդա և Կիլիկյան Տավրոս լեռնաշղթաները, հետո Կըզըլըրմակի հովտով ձգվում Սվազի գոգահովիտ: Այնուհետև անցնելով լեռնանցքային անջրպետը, մտնում է Եշիլըրմակի հովիտ ու այդ գետով ընթանում մինչև Սև ծով:

Նույն սկզբունքով կատարել ենք Հայկական լեռնաշխարհի ներքին շրջանացումը այն հասցնելով մինչև «շրջան» կարգաբանական միավորը:

УТОЧНЕНИЕ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ГРАНИЦ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ

Г. Т. Ширинян

Резюме

Впервые на основе метода физико-математического моделирования приводится физико-географическое районирование Армянского нагорья до таксонометрической единицы "район".

Как принцип приняты единая целостность природно-территориального комплекса и его высотность, одновременно сохраняя его своеобразные особенности.

PRECISE DEFINITION OF THE ARMENIAN UPLAND GEOGRAPHIC BOUNDARIES

G. T. Shirinian

Abstract

It is for the first time that the physical and geographic zoning of the Armenian Upland is presented to the depth of "region" taxonomic unit on the basis of physical and mathematical modeling.

The integrity of the natural and territorial complex and its elevation, considering the peculiarities of the area, are assumed the principle.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арманц А.Д., Куприянова Т.П. Типы природных систем и физико-геофизическое районирование. Изв. АН СССР, сер. геогр. 1974, N4. с.5-9.
2. Арманц Д.Л. Объективное и субъективное в природном районировании. Изв. АН СССР, сер. географ. 1970, N1, с.12-18.
3. Дьяконов К.Н. Методологические проблемы изучения физико-географической дифференциации. — "Вопросы географии", сб. 98. М.: 1975, с.21-40.
4. Зограбян Л.Н.. Орография Армянского нагорья. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1989, 184 с.
5. Куликов В.В. Проблема устойчивости природных комплексов. — "Изв. Всесоюзн. географич. об-ва", 1976, N3, с.77-89.
6. Օհանյան Շ. Հայկական ՍՍՀ ֆիզիկական աշխարհագրություն: Երևան: «Միտր», 1967, 382 էջ:
7. Ретеюм А.Ю. Физико-географическое районирование и выделение геосистем. — "Вопросы географии", сб. 98, М.: 1975, с.46-63.