

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



Журнал основан в 1943 г., выходит 6 раз в год
на русском и армянском языках

ԽՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԴԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան (պատասխանատու խմբագիր),
տեխն. գիտ. թեկն. Ա. Վ. Բաղալյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Ր. Բալդա-
սարյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ի. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ. անդամ
Ա. Հ. Խաբրիկյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Է. Խ. Գուլյան, երկրա-հանք. գիտ.
դոկտ. Է. Ա. Խաչատրյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ), ՀՍՍՀ ԳԱ
ակադ. Ա. Ի. Նազարով, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրիկյան, Է. Ա. Խոս-
տոմովա (պատասխանատու քարտուղար), երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Ֆա-
րամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Член-корр. АН Арм. ССР А. Т. Асланян (ответственный редактор),
член-корр. АН Арм. ССР А. Б. Багдагарян, канд. геол.-мин. наук Г. П. Баг-
дасарян, канд. техн. наук С. В. Бадалян, член-корр. АН Арм. ССР А. А.
Габриелян, канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян, акад. АН Арм. ССР И. Г.
Магакьян, канд. геол.-мин. наук Р. Т. Мириджанян, акад. АН Арм. ССР
А. Г. Назаров, Э. С. Ростомова (ответственный секретарь), канд. геол.-
мин. наук А. С. Фарамазян (заместитель ответственного редактора), докт.
геол.-мин. наук Э. А. Хачатурян (заместитель ответственного редактора),
канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

Խմբագրության հասցեն՝ 375019, Երևան 19, Բարեկամության 24ա.

Адрес редакции: 375019, Ереван 19, Барикамутьян, 24а

© Издательство АН Арм. ССР
Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1982

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 1

հատոր XXXV

1982

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

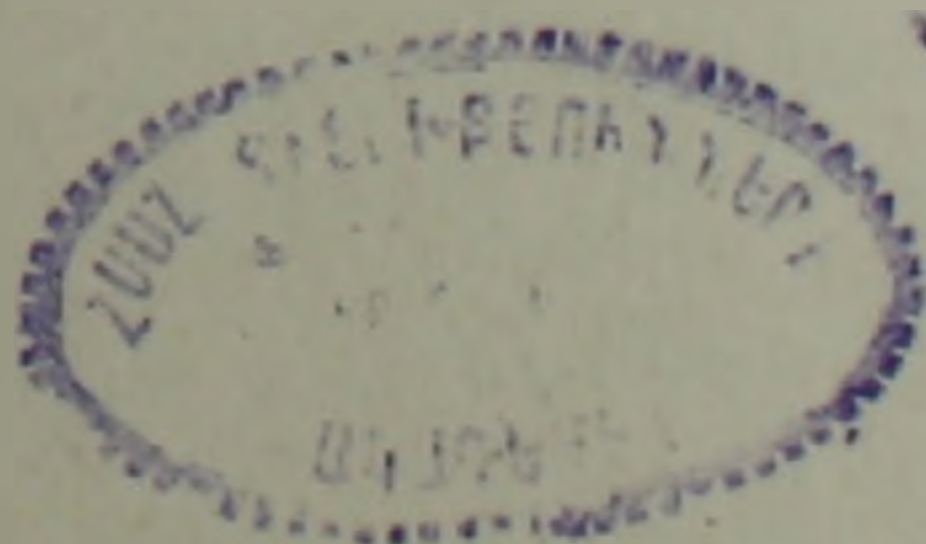
Ա. Տ. Ասլանյան, Գ. Պ. Բաղդասարյան, Լ. Կ. Գաբունիա, Մ. Մ. Ռուբենյան, Ն. Ի. Սխիրտլան, Վրացական ՍՍՀ, Հայկական ՍՍՀ և Նախիջևանի ԱՍՍՀ մի մասի նեոգենի հրաբխային գոյացումների ռադիոմետրիկ հասակները	3
Ո. Յ. Հակոբյան, Կովկասի և հարակից շրջանների տեկտոնական վերակառուցման վերաբերյալ	25
Է. և Ղուլյան, Պ. Մ. Սարգսյան, ՀՍՍՀ ընտանիքային տեկտոնա-մագմատիկ գործունեության տարրեր էտապներում ոսկու հանքայնացման մի քանի բնորոշ առանձնահատկությունների մասին	39
Ա. Ա. Ավագյան, Վ. Ե. Վերանեսով, Փայտրանի հանքավայրի Ձախախնյա տեղամասում պղնձի և մոլիբդենի տարածական տեղաբաշխման օրինաչափությունների ուսումնասիրման համար տրինդ-անալիզի կիրառման մի փորձ	45
Կ. և Հակոբյան, Ի. Ս. Տուրգենև, Գ. Ն. Ջլիպաղան, Տ. Ի. Հովսեփյան, Կ. Ա. Նուրիյան, Մոլիբդենի և մետաղացված մոլիբդենիտային հարստանյութի փոշիների օքսիդացման կինետիկան	53

ՀԱՄԱՌՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Ռ. Ա. Միտոյան, Բորի տեղաբաշխման յուրահատկությունները Կենտրոնական Հայաստանի ուղի ուղի երրորդական ավազանների ապարներում	58
Ա. Հ. Սահակյան, Հայկական լեռնաշխարհի երկրաշարժերից առաջացած Ք ալիթների տարածման ժամանակների կայանային անոմալիաները	62
Ո. Վ. Սաղոյան, Հայկական ՍՍՀ-ում 10°-ից բարձր ջերմաստիճանների գոմարի տարածական տեղաբաշխման մեքենայական եղանակով կազմված քարտեզների կազմման մեթոդիկայի մասին	70
Վ. Գ. Գրիգորյան, Ռեակցիայի սպեկտրը՝ կախված գրունտային պայմաններից	74

ԳԻՏՈՒԹՅԱՆ ԿՈՐՈՒՍՏՆԵՐ

Հովհաննես Գևորգի Մադաթյան	78
-------------------------------------	----



СОДЕРЖАНИЕ

А. Т. Асланян, Г. П. Багдасарян, Л. К. Габуня, М. М. Рубинштейн, Н. И. Схиртладзе. Радиометрические возрасты неогеновых вулканогенных образований Грузинской ССР, Армянской ССР и части Нахичеванской АССР	3
С. Ц. Акопян. О тектонической реконструкции Кавказа и сопредельных территорий	25
Э. Х. Гулян, П. М. Бартикян. О некоторых характерных особенностях минерализации золота на разных этапах развития тектоно-магматической деятельности на территории Армянской ССР	39
А. А. Авакян, В. Е. Вартанесов. Опыт применения тренд-анализа для изучения закономерностей пространственного распределения меди и молибдена на левобережном участке Каджаранского месторождения	45
К. Е. Акопян, И. С. Тургенев, Г. Н. Звиададзе, Т. Б. Гольштейн, К. А. Наринян. Кинетика окисления порошков молибдена и металлизированного молибденитового концентрата	53

Краткие сообщения

Р. А. Митоян. Особенности распределения бора в породах некоторых поздне-третичных бассейнов Центральной Армении	58
А. А. Саакян. Стационарные аномалии времен пробега Р волн от землетрясений Армянского нагорья	62
С. Г. Садоян. О методике составления машинных карт площадного распределения суммы температур больше 10° в Армянской ССР	70
В. Г. Григорян. Спектр реакции в зависимости от грунтовых условий	74

Потери науки

Иван Георгиевич Магакян.	78
----------------------------------	----

УДК 552.313 : 550.93 (479)

А. Т. АСЛАНЯН, Г. П. БАГДАСАРЯН, Л. К. ГАБУНИЯ, М. М. РУБИНШТЕЙН,
Н. И. СХИРТЛАДЗЕ

РАДИОМЕТРИЧЕСКИЕ ВОЗРАСТЫ НЕОГЕНОВЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ГРУЗИНСКОЙ ССР, АРМЯНСКОЙ ССР И ЧАСТИ НАХИЧЕВАНСКОЙ АССР

На основе обобщения материала изотопно-геохронологических исследований (преимущественно калий-аргоновым методом), с учетом имеющихся немногочисленных биостратиграфических данных приведено возрастное расчленение неогеновых вулканогенных образований территории Армянской ССР и сопредельных с нею районов Грузии и Нахичеванской АССР.

Выделяются следующие главные хроностратиграфические группы с значениями абсолютного возраста (в млн. лет): 1) 23,2—21,2; 2) 17,6—16,3; 3) 13,2—12,7; 4) 5,2—4,8; 5) 3,75—3,6; 6) 2,3—2,2. Методом треков осколков деления ядер урана определен возраст ряда молодых перлитовых куполов территории Армянской ССР; получены результаты (в тыс. лет): 1720, 1200, 640, 610, 510, 400, 320, 300.

1. Неогеновые вулканогенные образования Грузии¹

На территории Южной Грузии неогеновые вулканогенные образования покрывают значительные площади. Начинаясь на западе, в районе Арсианского хребта, они довольно широкой полосой простираются на восток и, слагая Эрушетскую высокогорную область, переходят в Джавахетское нагорье и далее к юго-востоку на территорию Армянской ССР.

Следует сначала же отметить, что стратиграфическое расчленение неогеновых вулканогенных толщ связано здесь с немалыми трудностями. В значительной своей части эти продукты вулканизма относятся к континентальным образованиям (преимущественно отложения небольших замкнутых водоемов), обычно весьма бедным важными для стратиграфии ископаемыми остатками органических форм. Вопрос осложняется еще тем, что в пределах Закавказья нигде не найдены фаунистически охарактеризованные морские отложения, фациально замещающие эти эффузивы. Поэтому неудивительно, что в геологической литературе до сих пор существуют разногласия по вопросу о возрасте вулкаников Южной Грузии. Не задерживаясь здесь на этих достаточно хорошо известных разногласиях, перейдем к изложению фактического материала.

Вулканогенно-осадочная толща, развитая в районе Арсианского хребта, у Годердзского перевала, впервые была описана Н. В. Палиби-

¹ Авторы раздела: Л. К. Габуня, М. М. Рубинштейн, Н. И. Схиртладзе.

ным [26], датировавшим ее на основании хорошо сохранившихся ископаемых остатков флоры нижним плиоценом. В 1933 г. Б. Ф. Мефферт [25] разделил эти образования на две части — нижнюю, представляющую туфообломочные накопления, и верхнюю, состоящую из лавовых покровов. Первую из них он отнес к плиоцену, вторую же — к четвертичному времени. Тогда же он отметил, что к востоку от Годердзи, в бассейне р. Уравели, в районе с. Кисатиби, развиты отложения, которые могут рассматриваться в качестве стратиграфического и возрастного аналога годердзской свиты.

Это мнение Б. Ф. Мефферта было полностью подтверждено последующими работами. Поэтому туфообломочные образования Годердзского перевала и Ахалцихской депрессии, описываемые под названием «годердзской свиты», и аналогичные им образования, развитые в окрестностях с. Кисатиби и смежных с ним районах и выделяемые нередко в «кисатибскую свиту», нами рассматриваются в виде одной фациально изменчивой годердзской свиты. Приведем ряд характерных разрезов годердзской свиты с указанием мощностей и номеров отобранных для определения абсолютного возраста образцов.

Разрез в районе Годердзского перевала (по р. Дзиндза) имеет следующий характер: в самом русле реки на туфобрекчиях среднего эоцена с большим угловым несогласием залегают светлые вулканические туфы, туфобрекчии и конгломераты запутанного напластования. В восходящем разрезе можно различить следующие пачки.

1. Смешанные псаммитовые туфы с линзами конгломератов и покровами базальта. Мощность — 50 м.

2. Крупногалечный конгломерат и прочно сцементированные псаммитовые смешанные туфы, пепловые туфы с флорой; в некоторых участках грубообломочные туфобрекчии (обр. № 3833, табл. I, пор. № 1; 9,8 млн. лет.). Пачки туфобрекчий и пепловые туфы и чередование псаммитовых литокластических туфов, туфоконгломератов и брекчий. Мощность — 340 м.

3. Мощные пачки туфобрекчий, туфоконгломератов и пепловых туфов. Мощность — 250 м.

Выше следуют мощные (около 300 м) покровы андезитов, андезитобазальтов (табл. I, пор. № 2, обр. № 3834; 9,4 млн. лет), перекрывающих описанные туфообломочные образования. Покровы занимают водораздельный хребет между Аджарисцкали и Кваблиани.

Общая мощность годердзской свиты здесь равна 900—1100 м.

Как уже отмечалось, на Годердзском перевале И. В. Палибининым была собрана богатая флора. Анализируя ее, он писал, что изученные им формы «ископаемого леса» указывают на близость годердзской флоры к третичной флоре Западной Европы [26]. Эта флора содержит формы, свойственные Северной Америке и Канарским островам, а также некоторые азиатские и чисто европейские виды. Подобная комбинация флористических элементов характерна, по его мнению, для позднемiocеновых и плиоценовых комплексов Германии, Австрии, Италии и особенно для раннеплиоценовой флоры Центрального массива Франции.

В другой же публикации, посвященной флоре годердзской свиты [27], он уже с большей уверенностью говорит о ее плиоценовом возрасте. Несколько иного взгляда о геологическом возрасте годердзской флоры придерживается М. Д. Узнадзе [37, 38]. Ввиду своего субтропического характера флора Годердзи стоит, по ее мнению, ближе к некоторым олигоценным и раннемиоценовым флорам Европы. Но более южное расположение Грузии заставляет думать, что она могла развиваться здесь и в среднем миоцене. Впрочем, в одной из новейших публикаций этого автора [39] приводятся уже данные в пользу сарматского возраста годердзской флоры.

Характерный разрез годердзской свиты представлен в ущелье р. Уравели, в районе Кисатибского диатомитового месторождения, где в восходящем разрезе выделяются:

1. Долеритовые лавы (обр. № 3849, табл. 1, пор. № 8; 9,5 млн. лет), перекрывающие верхнеэоценовые песчано-глинистые отложения. Мощность—50 м.

2. Слабослоистые пепловые туфы, крупно- и мелкообломочные вулканические брекчии андезитового состава (обр. № 3850, табл. 1, пор. № 9; 9,25 млн. лет). Мощность—250 м.

3. Покров оливинового базальта (обр. № 3851, табл. 1, пор. № 10; 9,1 млн. лет). Мощность—30 м.

4. Слоистые пепловые туфы, туфобрекчии, линзы конгломератов и диатомита с покровами андезит-базальта (обр. № 3852, табл. 1, пор. № 11; 9,0 млн. лет). Мощность—350 м.

5. Роговообманковые андезито-дациты р. Ульва (обр. № 3853, табл. 1, пор. № 12; 8,35 млн. лет), перекрывающие туфы диатомитовой толщи.

Здесь в пластах диатомита были обнаружены ископаемые остатки лягушки (*Rana*), отнесенные В. В. Богачевым [9] к плиоцену, а А. И. Рябининым [33]—к нижнему миоцену. Отсюда же происходят небольшая фауна рыб [10, 11] и ископаемая морская ласточка [40, 33, 34], согласующиеся, скорее, с плиоценовым возрастом содержащих их отложений. В кисатибских диатомитах были найдены также остатки какого-то относительно позднего гиппариона (*Hipparion*), указывающего, по мнению Л. К. Габуния [14], на соответственно молодой, возможно, нижнеплиоценовый возраст этих диатомитов.

Изолированные зубы гиппариона были обнаружены, кроме того, в низах годердзской свиты окрестностей сел. Саро [16]. Исследование этих зубов показало, что они очень похожи на зубы позднесарматского или раннеэоцического гиппариона из Удабно (Восточная Грузия), что позволяет датировать низы годердзской свиты приблизительно верхами сармата.

Как известно, из пластов диатомита в разное время были описаны хорошей сохранности растительные остатки, вопрос о возрасте которых до сих пор остается, однако, неясным. В. В. Богачев [9] считал кисатибскую флору близкой к современной, но датировал ее плиоценом. А. Н. Криштофович [21], считая эту флору доплиоценовой, находил

возможным относить ее даже к олигоцену. И. В. Палибин [28] указал на присутствие в составе кисатибской флоры явно раннеплиоценового *Osmunda st. rozzi* Clavé. Остальные виды, по его мнению, частью плиоценовые, частью тождественные с современными лесными формами Закавказья. М. Д. Узнадзе [38] указала на близкое сходство рассматриваемой ископаемой флоры с некоторыми плиоценовыми флористическими комплексами Западной Европы, что позволило ей датировать кисатибскую флору плиоценом. Вместе с тем интересно отметить, что М. Д. Узнадзе при сравнении кисатибской флоры с годердзской видит полное их различие, тогда как И. В. Палибин развивает мысль о преемственности кисатибской флоры от годердзской. В. С. Порецким в кисатибских диатомитах была обнаружена богатая диатомовая флора [28], указывающая, скорее всего, на их плиоценовый возраст.

К востоку от этих мест, в районе с. Хертвиси и выше, вдоль ущелья р. Куры, литологический характер годердзской свиты заметно меняется. Здесь в строении свиты принимают участие риолитовые лавы, андезитовые пирокласты и такого же состава лавы, а основные лавы—долеритовые—отсутствуют вовсе.

В частности, в районе Хертвиси наблюдается следующий восходящий разрез:

1. Красные верхнемеловые (туронские) известняки.

2. Риолитовые лавы (обр. № 3843, табл. I, пор. № 3; 9,1 млн. лет) и обсидианы, мощностью 150 м.

3. Слабослоистые пепловые андезитовые туфы и туфобрекчии (обр. № 3844, табл. I, пор. № 4; 8,3 млн. лет) с покровом андезита. Общая мощность—150 м.

4. Мелко- и крупнообломочные брекчии и слабослоистые пепловые андезитовые туфы с покровом андезито-базальта (обр. № 3845, табл. I, пор. № 5; 7,8 млн. лет). Мощность—200 м.

5. Пепловые туфы и туфобрекчии андезитового состава (обр. № 3846, табл. I, пор. № 6; 7,4 млн. лет), несогласно перекрывающиеся долеритами Ахалкалакского плато. Мощность—200 м.

Сопоставление приведенных разрезов позволяет заключить, что годердзская свита во всех районах своего развития имеет в целом одинаковый литологический состав. Всюду в низах свиты появляются, иногда наряду со средними и кислыми пирокластолитами, основные—долеритовые лавы, которые по простиранию часто выклиниваются и фациально замещаются средними и кислыми пирокластолитами и лавами. Основные лавы, если они вообще представлены, приурочены только к низам свиты, а в верхних ее частях совершенно отсутствуют. Средняя и верхняя части свиты имеют сходный характер—здесь представлены преимущественно кислые пирокластолиты, перекрытые сверху мощными андезито-дацитовыми и дацитовыми покровами.

Из вышесказанного в достаточной мере явствует, что существующий палеонтологический материал не дает пока вполне определенного ответа на вопрос о возрасте вулканогенных образований годердзской свиты.

Тем не менее, нельзя не отметить, что большинство исследователей склоняется в пользу их датирования верхним миоценом и плиоценом. При этом наиболее надежными, пожалуй, представляются данные по гиппарионам, известным как из диатомитов Кисатиби [14], так и из туфогенных песчаников Саро, принадлежащих к низам годердзской свиты [15, 16], Кисатибский *Hipparion* несомненно относится к группе относительно поздних гиппарионов, характеризующихся сочетанием слабой складчатости эмали с коротким протоконом овальной формы. Такие гиппарионы нам не известны из сармата и мзотиса. В то же время он заметно отличается и от позднейших гиппарионов группы *H. houfense* (верхний плиоцен). Поэтому мы склонны относить его, скорее всего, к понту. Что же касается гиппариона из Саро, то его близость к *H. gurdzisi* дает основание для датирования соответствующего горизонта годердзской свиты самыми верхами сармата или низами мзотиса [16].

Существовавшие среди палеонтологов разногласия в определении возрастных пределов годердзской свиты не могли не найти отражения в геолого-стратиграфических исследованиях. Так, если Б. Ф. Мефферт [25], С. И. Лукашевич и В. А. Страхов [24], С. С. Кузнецов [22], А. Л. Тахтаджян и А. А. Габриелян [36] рассматривали годердзскую свиту как плиоценовое образование, а Л. К. Леонтьев и В. Е. Хаин [23] — миоплиоценовое, то К. Н. Паффенгольц [30, 31] допускал ее олигоценовый возраст. По мнению же П. Д. Гамкрелидзе [19], стратиграфическими рубежами годердзской свиты служат низы среднего миоцена и верхи нижнего плиоцена.

Вопрос о возрасте вулканогенных образований годердзской свиты был подробно освещен Н. И. Схиртладзе [35], предложившим следующий путь его решения. Исходя из того, что взрывные продукты, извергаемые из какого-либо центра извержения, могут отлагаться не только на суше, но также, в ряде случаев, в водных, в том числе и морских бассейнах, если эти водоемы находятся в пределах досягаемости тонких продуктов извержения, автор справедливо допускает такую возможность и для случая извержений, имевших место при образовании годердзской свиты. Ставя вопрос о том, в каких морских отложениях можно искать аналоги годердзской свиты, он указывает, прежде всего, на несогласное налегание этой свиты на палеогеновые, в том числе олигоценовые отложения, полностью исключаящие из поля наших исследований осадочные образования домиоценового возраста. Что же касается морского миоцена, пользующегося широким распространением на территории Грузии и представленного всюду нормальными терригенными отложениями, то впервые лишь в его верхах встречается вулканический материал (в виде вулканического пепла). В частности, прослойки вулканического пепла попадают в верхах среднего сармата, в верхнем сармате, мзотисе и, возможно, понте. Эти пеплы обнаруживают полное сходство с вулканогенными континентальными образованиями Южной Грузии. Примечательно, кроме того, что число выходов и мощности их увеличиваются в северо-западном и западном направлениях — в сторону района развития годердзской свиты. Таким образом, стано-

вится очевидным, что рассматриваемые пеплы были привнесены ветром из Южно-Грузинского вулканического района, а если это так, то получается, по мнению Н. И. Схиртладзе, что возраст годердзской свиты не может быть древнее среднего сармата. Поскольку же аналоги этой свиты встречаются в верхнем сармате и в мэотис-понте, нужно думать, что она образована не сразу одним приемом вулканической деятельности, а в результате многократных вулканических извержений. Следовательно, ее верхний возрастной предел определяется концом мэотиса или началом понта. Такое допущение подтверждается также тем, что в стратиграфическом разрезе выше мэотиса-понта нигде в Грузии до акчагыла пеплы и другие подобные пирокластиты не встречаются.

До сих пор нет полного единства мнений также по вопросу о геологическом возрасте вулканогенно-обломочной толщи Приереванского района, рассматриваемой в качестве близкого аналога годердзской свиты. А. Т. Асланян [1], изучавший геологическое строение Приереванского района, доказывал верхнемиоценовый или сарматский возраст низов этой толщи. Автор убедительно показал, что осадочная соленосная толща, которая К. И. Паффенгольцем датировалась олигоценом, а В. В. Богачевым миоценом, подстилается, фациально замещается и перекрывается различными членами вулканогенного комплекса Вохчабердского района и является возрастным эквивалентом низов его. Вместе с тем весь этот комплекс трансгрессивно залегает на отложениях олигоцена и среднего миоцена. В пользу сарматского возраста соленосной толщи свидетельствуют, по его мнению, как некоторые фаунистические (В. В. Богачев, А. А. Габриелян, Л. М. Радопуло), так и флористические (И. В. Палибин) данные. Однако в более поздних исследованиях (А. А. Габриелян, [12], Н. В. Думитрашко и С. П. Бальян, [20]) отчетливо проявилась тенденция заметного омоложения вохчабердской толщи. Доказывалось, в частности, что эта толща несогласно налетает на размытую поверхность фаунистически охарактеризованных верхнесарматских отложений и что ее следует отнести к нижнему и среднему плиоцену. Как мы видим, ни одна из этих геологических датировок не отвечает полностью возрастным рубежам, предложенным для годердзской свиты, а, следовательно, и допущению о точном соответствии ей вохчабердской толщи.

Попытаемся теперь выяснить, в какой мере согласуются сведения о геологическом возрасте годердзских и вохчабердских вулканогенных образований с новейшими данными радиометрии.

Уже в работе Л. К. Габуния и М. М. Рубинштейна¹ были приведены для липарито-дацитов нижнего горизонта годердзской свиты, откуда происходит *H. cf. garedzicium* из Саро, значения абсолютного возраста 10,6, 10,1 и 8,3 млн. лет (вычислены по константе распада $\lambda_k = 0,585 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$), послужившие основанием для определения его возраста примерно в 9,6 млн. лет. Ряд новых измерений абсолютного возраста вулканических пород годердзской свиты (табл. 1), выполненных в Лаборатории радиометрии Института геологических наук АН Арм.

¹ «Геологический сборник», т. 28, № 2. Братислава, 1977.

СССР, дополняет и несколько уточняет ранее полученные сведения. Судя по этим новым данным, для нижней части гюдердзской свиты более приемлемым представляется значение абсолютного возраста 9 млн. лет, что, впрочем, не противоречит также ее отнесению к самым верхам сармата или низам мэотиса, подтверждаемому находкой остатков *Hipparion*, близкого к гюдердзскому гиппариону.

Не исключено, что заметно меньшие значения абс. возраста, полученные для риолитовых лав и туфобрекчий верхнего горизонта гюдердзской свиты (~8 млн. лет), приблизительно отражают реальное соотношение возрастов нижнего и верхнего отделов гюдердзской свиты. С таким его толкованием согласуются данные об относительно позднем гиппарионе из кисатибских диатомитов, указывающие на мэотический или раннепонтический возраст вмещающих пород.

Обращаясь к вохчабердской толще Армении, мы должны признать, что, если судить по данным радиометрического возраста (табл. 2), она не может служить полным аналогом гюдердзской свиты. Может правильнее говорить о ее частичном соответствии верхнему горизонту этой свиты? Сведения о стратиграфическом положении этой толщи, по-видимому, не противоречат такому допущению.

Наконец, диатомиты Нурнуса также не могут быть сопоставлены с кисатибскими диатомитами. Как известно, из Нурнуса давно указывается небольшой комплекс ископаемых млекопитающих, в составе которого отмечены *Lepus sp.*, *Citellus sp.*, *Mustela filholi*, *Putorius sp.*, *Hipparion sp.*, *Equus sp.*, *Dicerorhinus etruscus* и *Tragocerus sp.* [10]. К сожалению, однако, ревизия коллекции нурнусских млекопитающих не представлялась возможной, так как значительная ее часть была окончательно утеряна. В Палеонтологическом музее АН СССР сохранился лишь ряд изолированных зубов нурнусского гиппариона, вкратце описанных одним из нас [15]. Этот материал содержит также один нижний премоляр лошади, который, как выясняется теперь, был ошибочно отнесен к нурнусскому комплексу, послужив основанием для его отнесения к самым верхам плиоцена. Недавно В. И. Жегалло, любезно согласившись помочь нам, не без труда отыскал эту коллекцию и установил, что зуб лошади происходит, на самом деле, не из Нурнуса, а из Курсеби (Западная Грузия). Выяснилось, таким образом, что у нас нет достаточных оснований допускать здесь сосуществование *Hipparion* и *Equus*, а, следовательно, и сильно омолаживать нурнусскую фауну.

Однако такие особенности нурнусского *Hipparion*, как слабоскладчатая эмаль верхних коренных и относительно мелкая наружная доля нижних, все же указывают на его принадлежность к группе относительно поздних, средне-или позднеплиоценовых гиппарионов.

Присутствие же в Нурнусе какого-то, по-видимому, позднего носорога, свидетельствует, быть может, скорее в пользу позднекимерийско-раннеакчагыльского времени, что находится в близком соответствии с цифрами изотопного возраста базальтов, подстилающих костеносные слои диатомита (табл. 2).

Действительно, по данным детальных исследований последних лет, диатомиты, включающие остатки нурнусского гиппарнона, подстилаются обратно намагниченными долеритовыми базальтами и перекрываются андезито-базальтами, которые уходят под обсидианы и перлиты вулкана Гутансар. Долеритовые базальты имеют абсолютный возраст 3,5 млн. лет (верхи киммерия—низы акчагыла), андезито-базальты—1,8 млн. лет (н. апшерон), а обсидианы и перлиты Гутансара—320 тыс. лет (средний плейстоцен). В диатомитах костеносного слоя недавно были определены две характерные для верхнего плиоцена формы диатомей (см. ниже).

Следует отметить также, что большие скопления пирокластического материала в акчагыльских морских отложениях Куринской депрессии синхронизируются с периодом вулканической активности, к которому приурочены долеритовые базальты. Нам думается, можно без особых оговорок датировать нурнусскую фауну 3—2,5 млн. лет, относя ее к акчагылу.

На территории центральной части Грузии в районе Цхинвали известно несколько отдельных выходов неогеновых вулканитов. Самые крупные из них расположены под крепостью Ванати и в окрестностях сс. Сарабуки и Хенти.

Сарабукско-хентский и ванатский выходы образуют морфологически аналогичные тела. В Ванати ясно различаются два потока, по-видимому, излившиеся из одного центра. Потoki разделены между собой конгломератами и туфолавами. На юго-западной окраине выходов наблюдается следующая картина. В основании обнажаются сарматские конгломераты, на которых залегают туфовые лавы, несколько обжигающие конгломераты. Выше снова обнажаются обожженные конгломераты, за которыми следует второй покров лавы. Нижний покров довольно свежий и отсюда взят для определения абсолютного возраста образец № 3953 (табл. I, пор. № 14; 8,0 млн. лет). Верхний покров более изменен и трещиноват. К северо-востоку конгломераты, постепенно утоняясь, выклиниваются и, наконец, оба покрова соединяются.

У селения Сарабуки среди конгломератов миоплиоцена (сармат-мэотис) залегают косослоистые озерные белые пепловые пески. Из этих туфов для определения абсолютного возраста взят образец № 3956 (табл. I, пор. № 16; 8,1 млн. лет).

Таким образом, данные абсолютного возраста свидетельствуют о принадлежности так называемых миоплиоценовых конгломератов района Цхинвали, скорее всего, к низам мэотиса.

II. Неогеновые вулканогенные образования Армении¹

На территории Армянской ССР вулканогенные образования неогена имеют широкое распространение в бассейнах рек Дзорагет, Ахурян, Касах, Раздан, Веди, Арпа, Мегри, Воротан, на Памбакском, Гегамском, Варденисском и Сюникском нагорьях. В западном направлении они прослеживаются во Внутреннюю Анатолию и с перерывами пере-

¹ Автор текстовой части раздела А. Т. Асланян, автор таблиц Г. П. Багдасарян.

Результаты абсолютного датирования вулканогенных образований неогена Грузинской ССР по данным калий-аргоновой геохронологии (исследования выполнены в Лаборатории ядерной геохронологии и изотопных исследований ИГН АН Армянской ССР, под руководством Г. П. Багдасаряна). Калий измерялся по 2 раза, аргон—по 2 раза. Изотопный возраст рассчитывался на основе следующих международных величин кон-

стант распада $^{40}\text{K} : \lambda_{\text{K}} = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda_{\text{A}} = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$;
 $^{40}\text{K} = 0,01167 \text{ атомн. \% калия}$

№ п/п	№ обр.	Название минерала или горной породы и место взятия	Содерж. калия в %	Ar ⁴⁰ г/г 10 ⁻⁹	Ar ⁴⁰ / K ⁴⁰ 10 ⁻³	Возраст в млн. лет	Среднее значение возраста в млн. лет
1	2	3	4	5	6	7	8
1	3833	Пепловый литокристаллокластический туф андезито-дацита. Туфовый горизонт, несогласно перекрывает ср. эоцен и перекрывается нижнеплиоценовыми (?) лавами Годердзский перевал, левый берег р. Дзиндза, у развалин.	0,96	0,73 0,58	0,63 0,50	10,81 8,59	9,8
2	3834	Андезито-дацит. Покров. Перекрывает туфовый горизонт верхнего миоцена Зап. часть Ахалцих-Адигенского синклинория. На Годердзском перевале, в 0,4 км к СВ от метеостанции.	1,95	1,26 1,61 1,01	0,53 0,68 0,43	9,10 11,67 7,39	9,4
3	3843	Риолит. Покров, перекрывающий верхний мел (?)—средний эоцен (?). Перекрывается верхнемиоцен-нижнеплиоценовыми (?) туфами. Джавахетская зона, сев. крыло Хертвисской антиклинали. Село Хертвиси, у крепости Хертвиси, в 50 м от устья р. Паравани.	3,42	2,05 2,64 2,11 2,02	0,49 0,63 0,51 0,48	8,41 10,81 8,76 8,24	9,1
4	3844	Пепловый литокластический туф андезита. Низы туфового горизонта (верхн. миоцен—нижн. плиоцен?). Перекрывается андезитовыми лавами того же возраста. Правый борт ущелья р. Паравани, в 2 км к СВ от крепости Хертвиси.	1,92	1,33 0,94	0,57 0,41	9,78 6,87	8,30

1	2	3	4	5	6	7	8
5	3845	Авгитовый андезит, черный. Внутрiformационный поток; подстиляется и перекрывается пепловыми туфами (верхн. миоцен-нижний плиоцен?). Занимает верхнюю часть туфового горизонта. Правый борт ущелья р. Паравани, в 2 км к СВ от крепости Хертвиси	2,14 " " " "	1,10 1,66 1,01 1,11 0,95	0,15 0,63 0,39 0,43 0,36	7,73 10,81 6,70 7,39 6,19	7,8
6	3846	Андезито-базальт. Внутрiformационный покров. Подстиляется и перекрывается пепловыми туфами (верхн. миоцен-нижн. плиоцен). Сев. крыло Хертвисской антиклинали. Правый борт ущелья р. Паравани, в 2 км к СВ от крепости Хертвиси, вдоль шоссе Ахалцихе-Ахалкалаки, в 20 м выше дороги.	1,91 " "	0,95 0,95 1,06	0,41 0,41 0,46	7,04 7,04 7,90	7,4
7	3847	Пепловый литокластический туф андезита. Подстиляется покровами верхн. миоцен-нижн. плиоценовых андезито-базальтов и перекрывается четвертичными долеритами. Район Хертвиси. Правый склон ущелья р. Куры, к западу от крепости Хертвиси, вдоль шоссе, в 50 м к сев. от места Толоши.	1,97 "	0,91 1,03	0,38 0,43	6,53 7,39	7,0
8	3849	Оливиновый долерит. Самый нижний покров кисатибской свиты (верхн. миоцен—нижн. плиоцен?) перекрывает верхний эоцен. Бассейн р. Уравели, лев. приток р. Куры, восточная окраина с. Мусухи (Енгикевн), вдоль дороги Мусхи-Чобарети, у первого моста.	0,4 "	0,26 0,27	0,54 0,56	9,27 9,61	9,45
9	3851	Пепловый кристаллокластический туф андезито-дацита. Занимает нижний (туфовый) горизонт кисатибской вулканогенной толщи (верхн. миоцен-нижн. плиоцен). Перекрывает нижние долериты кисатибской свиты и перекрывается туфами той же свиты. Басс. р. Уравели, в 3 км вост. от Мусхи, правый берег.	2,43 " "	1,73 1,79 1,30	0,58 0,61 0,44	9,56 10,30 7,50	9,25

1	2	3	4	5	6	7	8
10	351	Оливиновый долерит. Покров среди туфов кисатибской свиты (верхн. миоцен-нижн. плиоцен?). Занимает среднюю часть свиты. Выполняет мульду синклинали Ахал-цихской подзоны. Басс. р. Уравели (район Кисатибского месторождения диатомита), вдоль шоссе, в 1 км ниже карьеров.	0,45	0,37 0,37 0,23	0,55 0,63 0,43	9,44 10,51 7,39	9,10
11	3852	Пепловый литокластический туф андезито-дацита. Туфовый горизонт самой верхней части кисатибской свиты (верхн. миоцен-нижн. плиоцен?). Кисатибское месторождение диатомита, на 150 м выше карьера, у подножья г. Ульва.	1,82	0,72 1,17 1,60	0,32 0,53 0,72	5,50 9,10 12,35	9,0
12	3853	Андезито-дацит роговообманковый. Мощный покров занимает самую высшую точку рельефа, с Кисатиби, вост. склон г. Ульва, в 1 км к КЗ от карьеров диатомита.	1,92	1,06 0,99	0,45 0,52	7,73 8,23	8,35
13	3703	Габбро цеолитовое. Пластовая жила, размещенная в нижних горизонтах майкопа (верхн. олигоцен—нижн. миоцен). Сводовая часть антиклинали. Гурийская подзона. На границе сс. Акети и Чангати, левый берег р. Ацаура, в 2,5 км к зап. от центра с. Чанчати, вдоль шоссе Акети-Чанчати.	1,12	0,80 0,86 0,67	0,59 0,63 0,48	10,13 10,51 8,11	9,7
14	3953	Базальт оливиновый. Покров среди конгломератов мзотиса-понта. Северный борт Тирифонской депрессии. Басс. р. Лиахви, с Ванати, под крепостью Ванатис-цихе, нижний поток.	1,54	0,703 1,16	0,37 0,56	6,36 9,61	8,0
15	3955	Базальт оливиновый. Покров среди конгломератов миоплиоцена. Северный борт Грузинской глыбы. Между Хенти и Сарабуки по р. Хентис—цкали, у родника, на 300 м выше главного шоссе.	1,44	0,92 0,98 0,82	0,52 0,56 0,47	8,93 9,61 8,10	8,57
16	3956	Вулканический песок. Слоистые озерные пески, залегающие среди конгломератов миоплиоцена. Северный борт Грузинской глыбы (северный борт Тирифонской депрессии). Район Цхинвали, басс. р. Лиахви, южная окраина с. Сарабуки.	1,90	1,08	0,47	8,1	8,1

ходят в Эгейское море, а на юго-востоке—в район озера Урмия и далее в Белуджистан. Крупные стратовулканы Арарат, Арагац, Араи-лер, Аладжа, Яглуджа, Ишханасар, Сахенд, Савалан относятся к наиболее эффективным представителям вулканических сооружений плиоцена южно-го Закавказья и Среднего Востока. Изучением стратиграфии указанных образований территории Армении и сопредельных с ней областей в различные годы занимались многие исследователи [17, 18, 9, 10, 23, 29, 30, 31, 1—4, 36, 12, 20, 13, 32]. Они имеют довольно сложную и запутанную историю. В прошлом отдельными авторитетными исследователями указанные вулканогенные образования по ошибке объединялись с заведомо верхнеэоценовыми и олигоценовыми, а иногда и с четвертичными образованиями и относились к олигоцену или плиоцену [29, 30, 31 и др.], причем, к сожалению, игнорировался тот факт, что под рассматриваемыми вулканогенными образованиями в ряде районов залегают фаунистически охарактеризованные отложения нижнего олигоцена, карагана, конки, нижнего, среднего, верхнего сармата. Детальные исследования последних лет дали существенно новую информацию для правильной характеристики стратиграфического положения отдельных горизонтов верхнетретичных вулканогенных образований Армении и прилегающих районов Закавказья [2—8, 13, 15, 36, 35].

В настоящее время в составе названных вулканогенных образований снизу вверх уверенно выделяются следующие литостратиграфические горизонты, основанные на биостратиграфических и многочисленных радиолого-геохронологических исследованиях.

1. Сисиано-джульфинская толща сизо-серых андезитовых лав и их туфобрекчий. Абсолютный возраст 23,5—21,5 млн. лет (среднее 22,5 млн. лет). В бассейне рр. Чанахчи и Веди они залегают на размывтой поверхности нуммулитовых отложений среднего олигоцена. Во времени с ними сопоставляются туфогены октемберянской свиты и дацитовые силлы, размещенные в дилижанской свите (поздний майкоп).

2. Пестроцветная вулканогенно-осадочная молассовая толща, широко развитая в Араратской и Нахичеванской котловинах. В Араратской котловине они представлены чередованием рыхлых конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, супесей, глин, местами с обильной примесью пирокластического материала андезитового—андезито-дацитового состава. В Нахичеванской котловине эта толща представлена чередованием красноцветных андезито-дацитов и их туфов с возрастом 21,2 млн. лет¹ (табл. 2, пор. № 1); туфоконгломератов, туфопесчаников, глин, суглинков и алевролитов с прослоями и пачками известняков с *Planorbis cornucopiaea* и др. В направлении от Еревана к Нахичевани количество вулканогенного материала резко увеличивается. Из этой толщи происходит зуб мастодонта, который сопоставляется с нижнемиоценовым мастодонтом *Trilophodon cooperi* из Белуджистана (определение Л. К. Габуния).

¹ Здесь и ниже даны средние значения возраста, вычисленные по 2—10 радиометрическим определениям (см. табл. 1).

К данной серии условно относятся дислоцированные (с углами падения слоев до $15-20^\circ$) игнимбритовые туфы и плагиоклазовые базальты в бассейне оз. Севан (зодская свита) и их аналоги в других районах, датированные цифрой 23,2 млн. лет (табл. 2, пор. № 2), а также липаритовые силлы и штоки того же возраста (табл. 2, пор. № 3) в бассейнах р.р. Масрик, Шоржа, Арпа, Веди, Чатма.

3. Прослой вулканогенных пород андезитового и андезито-дацитового состава в отложениях среднего миоцена Араратской котловины, вскрытые в основном буровыми скважинами, пройденными в гипсоносно-соленосных отложениях Приереванского района и в молассовой толще Октемберянского района, у слияния р.р. Аракс и Ахурян, многочисленные, преимущественно субвулканические образования андезито-дацитов, андезитов, диорит-порфиров среднего миоцена Нахичеванского прогиба. Абсолютный возраст—16,8 млн. лет (табл. 2, пор. № 4).

4. Прослой вулканогенных пород (туфы, туфопесчаники) в сарматских отложениях непосредственно в ассоциации с горючими сланцами (выходы у сел. Дзорахпюр). К югу верхи позднесарматских отложений Дзорахпюра переходят фациально в вулканогенно-осадочную свиту (чередование андезитовых туфобрекчий, туфов, туфопесчаников, суббенитов, а также характерных для сармата зеленоватых пластичных глин и песчаников) в разрезе близширотного хребта, протягивающегося от сел. Джрвеж к сел. Вохчаберд. Здесь Л. М. Радопуло (1949) была обнаружена и описана мактровая фауна верхнего сармата. Эффузивные и экструзивные образования сармата пользуются весьма широким распространением в пределах Вайкского (Айоцдзорского) синклинория и смежных с ним участках. Представлены они формациями андезитов-трахиандезитов с абс. возрастом 13,2 млн. лет (табл. 2, пор. 5); щелочных базальтоидов—12,7 млн. лет (табл. 2, пор. № 6); трахилипаритов—12,8 млн. лет (табл. 2, пор. № 7). Слабо развиты они в Цахкуняцком антиклинории; представлены липарито-дацитами с абс. возрастом 12,8 млн. лет (табл. 2, пор. № 9).

5. Вулканические породы в отложениях понта-киммерия. К этому возрасту относится аревикская свита песчано-глинисто-конгломератовых молассовых отложений (с линзами лигнитов, силлами и штоками дацитов) в Мегринском районе. Я. Б. Лейе обнаружила богатый спорово-пыльцевый комплекс понтическо-киммерийского облика в лигнитовых отложениях Зода и Арезика, а на продолжении аревикской свиты в Иранском Азербайджане, по литературным данным, из лигнитов известны остатки *Hipparion*, которые отнесены к понтическому ярусу [данные Г. Рибена, 41]. На юго-западном побережье озера Севан в основании вулканогенной толщи плиоцена, слагающей массив г. Сарикая, были отмечены известняки с мшанками, которые были идентифицированы с таковыми, известными из капканского горизонта миоплиоцена Черноморского бассейна (переходные слои от мэотиса к понту с *Membranipora cf. kischenevensis*).

6. К киммерийскому возрасту принадлежат, вероятно:

а) Вохчабердская свита—чередование андезитовых, андезито-дацитовых, липарит-дацитовых (обычно с плейчатой текстурой) лав и обсидианов, туфобрекчий, туфов, туфопесчаников и разнообразных пемзово-пепловых отложений, с прослоями и линзами лигнитов. Весьма характерными породами данной свиты являются андезито-дациты и туфобрекчии (чаще с матрацевидной и шаровой отдельностью), занимающие большие площади в различных районах южного Закавказья, Ирана и Анатолии. Абсолютный возраст пород указанной свиты составляет 5,15 млн. лет (табл. 2, пор. № 13).

б) Свита белых субщелочных андезитов и андезито-дацитов. Ими сложены вулканические сооружения Абул-Самсарского комплекса в Джавахетии, откуда лавы прослеживаются через Кечутский хребет в верховья р. Ахурян и далее до Джаджурского перевала. Восточнее ими сложены многочисленные плоские водораздельные плато на Памбакском и Цахкуняцком хребтах, террасовидные площади в бассейнах р.р. Мармарик, Тертер и Раздан и на Варденисском хребте (лавы к северу и юго-западу от курорта Джермук и к югу от сел. Варденик), на плато к югу от г. Спитаксар и др. В бассейне р. Раздан, вблизи сел. Гхит-Арзакан, они залегают на размытой поверхности сармата, севернее, на водоразделе Памбакского хребта, на плейчатых липаритах и обсидианах. На большом фактическом радиометрическом материале возраст указанных вулкаников Цахкуняцкого хребта оценивается в 5,0 млн. лет (табл. 2, пор. № 10), а андезито-базальтов, дацитов, липаритов Варденисского нагорья—4,8 млн. лет (табл. 2, пор. № 11); андезитов и базальтов южных отрогов Джавахетского хребта—4,9 млн. лет (табл. 2, пор. № 12).

в) Толща плитчатых андезито-дацитов и андезитовых агломератов среднего течения ущелья р. Раздан (выходы между сел. Нурнус и сел. Нор-Гехи). Они вложены в ущелье, выработанное в средне-верхнемиоценовой толще сарматских и среднемиоценовых соленосных отложений, причем в сарматских отложениях отмечено дайкообразное секущее тело, сложенное андезитовыми агломератами:

7. Свита долеритовых базальтов (=субщелочных оливиновых толеитов раннего акчагыла). Слагает значительные площади на Ахалкалакском, Амасийском, Карсском, Степанаванском, Лорийском, Егвардском и Котайкском плато, на юго-западе басс. оз. Севан, а также в ущельях р.р. Раздан, Ахурян, Дебед. Кроме того подстилает нижнечетвертичную озерную толщу Араратской котловины и четвертичные лавы в верхнем течении бассейна р. Раздан. В ряде случаев отмечен секущий характер долеритовых базальтов, установленный в буровых скважинах и в нескольких случаях в обнажениях. В Приереванском районе по направлению Джрвеж-Вохчаберд силловая залежь долеритовых базальтов с абс. возрастом 3,75 млн. лет (табл. 2, пор. № 14) прорывает отложения верхов гипсоносно-соленосной толщи, косо пересекает пласты «белесоватой свиты» верхнего миоцена—нижнего плиоцена (под углом 30°) и далее проникает в контакт между нижнемиоценовой пестроцветной и миоплиоценовой «белесоватой» свитами, между

«белесоватой» свитой и олигоценовыми отложениями. Потоки долеритовых лав в отмеченном районе развиты в Ераблурском лавовом поле с абс. возрастом 3,45 млн. лет (табл. 2, пор. № 15) и в районе с. Камарис (Гимрез). Абс. возраст 3,6 млн. лет (табл. 2, пор. № 16).

Секущие тела, а также лавовые потоки долеритов обнаружены также в ущельях Верхней Куры и Дзорагета. На последнем участке их абс. возраст 3,7 млн. лет (табл. 2, пор. № 17).

Рассматриваемые долеритовые базальты намагничены обратно, по некоторым признакам очаги их должны располагаться на глубинах порядка 200—250 км, абсолютный возраст их в среднем 3,5 млн. лет. В структурном отношении они тяготеют к системе Восточно-Африканских разломов, одно из ответвлений которых может быть прослежено через Мертвое море в Армянское нагорье и далее на Большой Кавказ. В среднем течении р. Раздан, у сел. Нурнус долеритовые базальты с абс. возрастом 3,6 млн. лет (табл. 2, пор. № 18), по данным бурения, подстилают озерные диатомиты и одновременно фациально переходят в нижние горизонты озерной свиты, которой подчинены в целом эти диатомиты. Последние в Нурнусе перекрываются потоком андезито-базальтов апшеронского возраста (1,7—1,8 млн. лет). В диатомитах, залегающих на долеритовых базальтах, П. П. Гамбаряном [17, 18] был обнаружен зуб гиппарнона, который Л. К. Габуния в ранних своих работах относил к позднему акчагылу—раннему апшерону. Недавно в комплексе диатомей Нурнусского месторождения были установлены характерные для верхней половины плиоцена формы *Cyclotella* и *Stephanodiscus* (неопубликованные данные Ю. В. Саядяна, 1981).

8. Свита андезито-базальтов, андезитов, андезито-дацитов массива горы Арагац и ее аналоги. Эти лавы образуют щитовидные комплексы стратовулканов Карсского плато (Аладжа, Яглуджа), массивов гор Большой Арарат, Аранлер, Ишхансар и др. Во времени они следуют за долеритовыми базальтами. Белые пемзово-пепловые образования, часто встречающиеся в основании этих лав, выше долеритовых базальтов, имеют возраст 2,3 млн. лет и соответствуют верхнему акчагылу (табл. 2, пор. № 19). Перекрываются они потоками лав андезитов с абс. возрастом 2,2 млн. лет (табл. 2, пор. № 20). Синхронными с последними являются андезито-базальты, андезиты и дациты Ишхансара (в Сюникском нагорье) с возрастом 2,25 млн. лет (табл. 2, пор. № 21). В отмеченные пемзово-пепловые отложения врезана Советашенская галечная терраса, сопоставляемая с галечной террасой Степного Карабаха, которая фациально переходит в морские отложения апшерона (в районе ст. Минджеван). С галечниками этой террасы ассоциируют игнимбритовые туфолавы, а с андезитами—красные сваренные туфы (массива г. Арарат и Егвардского плато). К рассматриваемой свите андезитов относятся на востоке горисская вулканогенная толща, которая фациально переходит в сисианскую толщу диатомовых глин и песков.

9. К апшеронскому времени относится, по-видимому, формирование крупных вулканов—Арагац (абс. возр. 1,5 млн. лет; табл. 2, пор. № 31); Араилер (1,25 млн. лет; табл. 2, пор. № 31); массива Ениел (1,7 млн. лет;

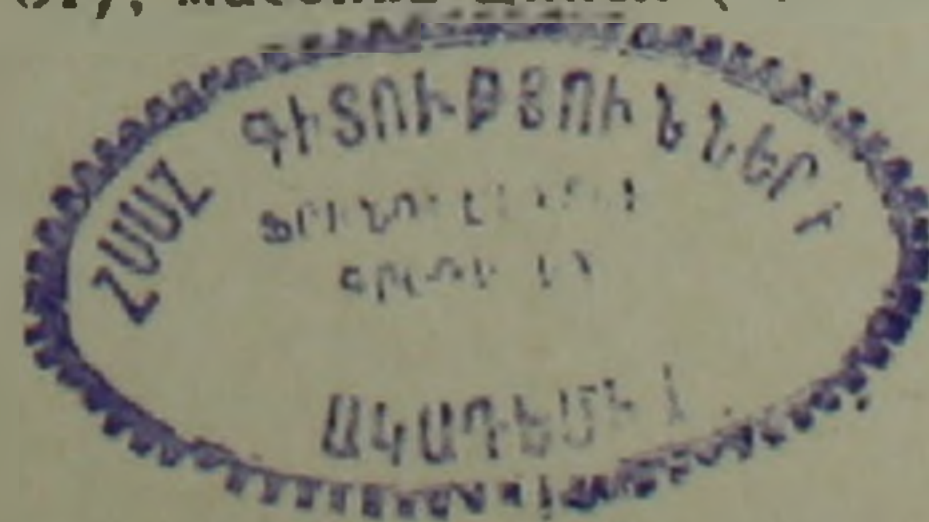


Таблица 2

Результаты абсолютного датирования вулканогенных образований неогена Армянской ССР и прилегающих к ней районов Закавказья по данным калий-аргоновой геохронометрии с использованием для некоторых молодых вулканитов метода треков осколков деления урана. Исследования выполнены в Лаборатории ядерной геохронологии ИГН АН Арм. ССР, под рук. Г. П. Багдасаряна.

Наименование вулканических пород	Местонахождение	Количество		Колебания возрастных значений (в млн. лет)	Среднее значение абс. воз- раста (в млн. лет)	Примечание
		исследо- ванных образцов	серий ра- диометрич. измерений			
1	2	3	4	5	6	7
1. Андезиты, андезито-дациты и их туфы.	Нахичеванский прогиб.	14	26	23,5—20,0	21,2	
2. Дацитовые туфы-игнимбриты.	Севано-Амасийский пояс.	2	4	23,6—22,7	23,2	
3. Липариты, липарито-дациты.	Севано-Амасийский пояс, Варденисский район.	15	29	25—21,4	22,6	
4. Андезито-дациты, андезиты, диорит-порфириды. Субвулканические тела.	Нахичеванский прогиб	9	13	17,6—16,3	16,8	
5. Андезиты и трахиандезиты.	Вайкский (Айоцзорский синклино- рий).	42	89	13,5—12,7	13,2	
6. Щелочные базальтоиды, фонолиты	—с—	7	15	13,3—12,2	12,7	
7. Трахилипариты	—с—	18	32	13,6—12,0	12,8	
8. Микролаваобрекчия андезитового состава. Слой в отложениях сармата, р-н с. Дзорахбюр.	Приереванский район	1	2	10,8—10,6	10,7	Частичное аргонное "омоложение" — результат некоторой выветрелости породы

1	2
9. Липариты, дациты, экструзия и туфы. Кабахлинское ущелье.	Цахкуняцкий хребет.
10. Андезито-дациты, липариты.	Цахкуняцкий хребт и прилежащие к нему участки.
11. Андезито-базальты, дациты, липариты.	Варденисское нагорье.
12. Андезиты и базальты.	Южные отроги Джавахетского хребта.
13. Андезиты и андезито-дациты,	Приереванский район.
14. Долеритовые базальты, силловая залежь.	Приереванский район, участок Джрвежского лесопарка.
15. Долеритовые лавовые потоки.	Приереванский район. Ераблурское лавовое поле.
16. —◄—	Приереванский район.
17. —◄—	Район ущелья Дзорагет.
18. —◄—	Район с. Нурнус.
19. Пемзовые пески, пеплы в основании андезитов, андезито-базальтов.	Приереванский район. Окрестности с. Карашамб.
20. Андезиты (лавовые потоки), перекрывающие пемзовые пески.	Приереванский район. Окрестности с. Карашамб.
21. Андезиты и дациты ишханасарской толщи.	Южно-Сюникское нагорье, массив Ишханасар.
22. Купол Артени.	Арагацкое нагорье.
23. Вулкан Атис.	Приереванский район
24. Вулкан Спитаксар.	Гегамское нагорье.

3	4	5	6	7
2	4	13,3—12,3	12,8	
62	101	5,3—4,8	5,0	
13	25	5,1—4,4	4,8	
5	11	5,1—4,7	4,9	
37	85	5,5—5,0	5,15	
2	6	4—3,0	3,75	
2	4	4,3—3,2	3,45	
6	9	4,3—3,2	3,60	
2	4	3,9—3,6	3,70	
2	2	3,7—3,5	3,60	
2	2	2,35—2,25	2,30	
6	12	2,20	2,20	
2	4	2,35—2,15	2,25	
6	7		1,25	Данные по методу треков—1,2 м. л.
3	4		0,65	— 0,4 м. л.
—	—		—	510 тыс. лет

1	2	3	4	5	6	7
25. Вулкан Гутансар.	—«—	8	9	—	0,53	322 тыс. лет
26. Вулкан Базенк.	Сюникское нагорье. Сюникский район.	—	—	—	—	30
27. Массив Ениёл.	Гукасянский район, СЗ часть Армянской ССР.	3	6	—	2,15	1718
28. Купол Сатанакар.	Сюникское нагорье, Сюникский район.	—	—	—	—	612
29. Вулкан Покр Карахач.	—«—	—	—	—	—	643
30. Вулкан Аранлер.	—«—	3	3	1,24	1,24	—
31. Массив горы Арагац, андезитодациты, дациты.	Арагацское нагорье.	8	11	2—1	1,5	—
32. Апатит-магнетитовая рудная минерализация.	Капутанское месторождение, Абовянский район.	3	6	5,5	5,5	—
33. Липаритовые купола	Среднее течение реки Раздан, район сс. Авазан и Гюмуш.	2	4	4,8	4,8	—

Примечание: преобладающее большинство определений абс. возраста образцов, отмеченных в графе 7 таблицы, выполнено в лаборатории ядерной геохронологии и изотопных исследований ИГиН АН Армянской ССР. Остальная часть заимствована из литературы («Геохимия», № 6, 1972).

табл. 2, пор. № 27). Нельзя при этом не отметить, что определение калий-аргонового возраста столь молодых образований, выполненное хотя и наиболее усовершенствованным методом (с применением в качестве трасера моноизотопа аргона-38), является весьма трудной задачей из-за ничтожно малого содержания в породах радиогенного аргона-40, поэтому отмеченные возрастные значения далеко не могут считаться окончательными. И тем не менее уже чрезвычайно малое содержание в исследованных породах аргона-40 (радиоген.) говорит о плейстоценовом-позднеапшеронском их возрасте. С другой стороны применение к образцам отдельных из отмеченных вулканов метода треков осколков деления ядер урана (на обсидианах) показало более или менее близкое соответствие с возрастными значениями, полученными калий-аргоновым методом (см. табл. 2, пор. № 22, 23, 25, 27).

10. Возраст ряда наиболее молодых из всех абсолютно датированных вулканических образований, определенный методом треков осколков делений ядер урана (на обсидианах). Получены следующие возрастные значения (в тысячах лет): 1720—массив Ениел; 1200—купол Артени; 640—вулкан Покр Карахач; 610—купол Сатанакар; 510—вулкан Спитакасар; 400—вулкан Атис; 320—вулкан Гутансар; 300—вулкан Базенк (см. табл. 2, пор. №№ соответственно 27, 22, 29, 28, 24, 23, 25, 26).

В заключение следует отметить, что с отдельными формациями неогенового вулканизма на территории Армянской ССР связана рудная минерализация. Так, с габбро-сиенитами и сиенито-диоритами связано апатит-магнетитовое оруденение в районе гор. Абовяна с абс. возрастом 5,5 млн. лет (табл. 2, пор. № 32). Апатит-магнетитовые руды в виде ксенолитов встречены в андезитовых некках вблизи сел. Дзорахпюр и Нурнус, а также в липаритовых куполах у сел. Гюмуш и сел. Авазан, где они прорывают сарматские отложения и имеют абс. возраст 4,8 млн. лет (табл. 2, пор. № 33). Как уже указывалось, к циклу извержения долеритовых базальтов относятся силловые залежи и дайкообразные тела того же состава, что и долеритовые базальты (с миндалинами цеолита и арагонита). В контакте одной из таких силловых залежей, вскрытой в Ереване в соленосной толще на глубине 700—900 м, установлена рудная минерализация, включающая пирит, халькопирит и ряд контактовых минералов.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР,
Институт палеонтологии
АН Армянской ССР,
Геологический институт АН
Грузинской ССР

Поступила 24.XI.1981.

ՎՐԱՑԱԿԱՆ ՍՍՀ, ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԵՎ ՆԱԽԻՋԵՎԱՆԻ ՄԻ ՄԱՍԻ
ՆԵՈԳԵՆԻ ՀՐԱԲԵԱՅԻՆ ԳՈՅԱՑՈՒՄՆԵՐԻ ՌԱԴԻՈՄԵՏՐԻԿ ՀԱՍԱԿՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Իզոտոպային-երկրաժամանակագրական հետազոտությունների (հիմնականում կալիում-արշոնային մեթոդով) արդյունքների մեծածավալ փաստացի նյութի ընդհանրացման հիման վրա, օգտագործելով նաև դոյուբյուն ունեցող բիոստրատիգրաֆիական ոչ մեծաթիվ տվյալները, հնարավոր դարձավ վերոհիշյալ բնատարածքների նեոգենի հասակի հրաբխային գոյացումները բաժանել ըստ հասակների: Անջատվում են ժամանակաշերտագրական հետևյալ գլխավոր խմբերը, որոնց բացարձակ հասակները կազմում են (միլիոն տարիներով)՝ 1) 23,2—21,2; 2) 17,6—16,3; 3) 13,2—12,7; 4) 5,2—4,8; 5) 3,75—3,50; 6) 2,3—2,2:

Ուրանի տրոհման բեկորների հետքերի ուսումնասիրման մեթոդով որոշված են Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի մի շարք պեոլիտային դանգվածների բացարձակ հասակները (հազար տարիներով)՝ 1720, 1200, 640, 610, 510, 400, 320, 300:

A. T. ASLANIAN, G. P. BAGHDASARIAN, L. K. GABUNIA,
M. M. RUBINSTEIN, N. I. SKHIRTADZE

THE GEORGIAN SSR, ARMENIAN SSR AND A PART OF
NAKHICHEVAN ASSR NEOGENE VOLCANOGENE
FORMATIONS RADIOMETRIC AGES

A b s t r a c t

Neogene volcanogene formations are widespread on the territory of the Armenian SSR and South Georgia. At west they are traced to the Inner Anatolia and further, off and on, to the Aegean Sea and at south-east they continue to the Urmia Lake and Baluchistan. Ararat, Aragatz, Abul, Samson, Aral-ler, Aladja, Yaghludja, Ishkhansar, Sakhend, Savalan big stratovolcanoes are the most representative volcanic constructions of the Southern Transcaucasus and Middle East.

The results of recent detailed stratigraphical and, especially, radiometric investigations have thrown light on the problem of age and chronostratigraphy of Transcaucasus Neogene volcanicity (576 series of K-Ar determinations on 306 representative samples are obtained).

The following chronostratigraphical groups of the region volcanites and corresponding to them lithostratigraphical horizons are distinguished (with average values of absolute ages).

1) 23,2—21,2 mln years—lavas and volcanic tuffs of andesites, andesite-dacites, rhyolites;

2) 17,6—16,3 mln years—predominantly subvolcanic andesites, andesite-dacites, diorite-porphyrates;

3) 13,2—12,7 mln years—lavas and extrusives of andesites, trachyan-desites, alkali basalts, phonolites, trachyrhyolites;

4) 5,2—4,8 mln years—andesite-basalts, andesites, andesite-dacites, rhyolites, obsidians, which form large lava fields and big extrusive domes;

5) 3,75—3,50 mln years—the formation of doleritic basalt, (lava sheets, flows, sills) being widespread in Transcaucasus and adjacent regions and connected with the Transcaucasus meridional upheaval zone;

6) 2,3—2,2 mln years—flows and volcanic tuffs of andesite-basalts, andesite, rarely, andesite-dacites with underlying volcanic ashes, pumice tuffs and sands;

7) By fission track methods the absolute ages of a number of Armenian SSR territory recent perlites are determined. The results obtained are (in thousand years): 1720-Yenel massif, 1200-Artini volcano, 640-Pokir Karakhach volcano, 400-Hatis volcano, 320-Gulansar volcano, 300-Bazenk volcano.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. Стратиграфия вулканических пород Приереванского района (Армянская ССР). ДАН Арм.ССР, т. XI, вып. 5, 1950.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. «Анпетрат», Ереван, 1958.
3. Асланян А. Т., Багдасарян Г. П., Ширинян К. Г. Об одном ключевом разрезе для понимания взаимоотношений третичных вулканогенных толщ Армянского нагорья. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. XXXI, № 6, 1978.
4. Асланян А. Т. Основные черты геологического строения Армянской ССР. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. XXXIV, № 3, 1981.
5. Багдасарян Г. П., Карапетян К. И., Аветисян В. А., Дургарян В. А. О стратиграфии и возрасте неогеновых вулканогенных образований среднего течения р. Раздан по геологическим и радиолого-геохронологическим исследованиям. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 2, 1971.
6. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Саркисян Э. А., Хачатрян А. М. О возрастном расчленении неоген-антропогеновых вулканических образований Армении (калий-аргоновым методом). Известия АН СССР, сер. геол., № 12, 1971.
7. Багдасарян Г. П. Основные этапы эффузивного магматизма территории Армении (по абсолютному датированию и геологическим представлениям). Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 6, 1975.
8. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. Возрастное расчленение вулканических и экструзивных образований Армянской ССР (калий-аргоновым методом с учетом геологических представлений). В кн. «Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы». Изд. «Наука», 1978.
9. Богачев В. Б. Фауна отложений диатомита в Ахалкалакском бассейне. Изв. Азерб. гос. университета, т. 6, 1, Баку, 1927.
10. Богачев В. В. Палеонтологические заметки. Тр. Азерб. фил. АН СССР, геол. сер., т. IX, 39, Баку, 1939.
11. Габелая Ц. Д. Рыбы плиоценовых отложений Грузии. «Мецниереба», 1976.
12. Габриелян А. А. О возрасте и стратиграфии важнейших третичных толщ Армении. Тр. Ереванского госуниверситета, сер. геол., том XXXVII, 1952.
13. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армении. Изд. АН Арм.ССР, Ереван., 1961.
14. Габуния Л. К. О находке остатков *Hipparion* в кисатибских диатомитах. ДАН СССР, т. 102, № 5, 1955.
15. Габуния Л. К. К истории гиппарионов (по материалам из неогена СССР). Изд. АН СССР, 1959.

16. Габуния Л. К., Лазаринвили Г. Е. О гиппариионе из Саро. Сообщ. АН Гр. ССР, т. 66, № 3, 1972.
17. Гамбарян П. П. Нуриусское месторождение диатомита. Сборн. НИС, VII, ССР Ар-
мении, № 1, Эривань, 1934.
18. Гамбарян П. П. Геолого-петрографический очерк района Средней Занги. Басс. Зан-
ги, т. 2, Геолого-гидрогеологический очерк. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказье,
вып. 10, 1934.
19. Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой систе-
мы. Институт геол. и минер. АН Гр. ССР, Монографии, 12, 1949.
20. Думитрашко Н. В., Бальян С. П. К вопросу о возрасте и генезисе вохчабердской
толщи. Известия АН СССР, сер. геол., № 1, 1952.
21. Криштофович А. Н. К истории растительности бассейна Северной Двины и Закав-
казья. Ботанич. журнал, № 5—6, 1939.
22. Кузнецов С. С. Геологический очерк северо-восточных склонов Триалетского хреб-
та (в пределах бассейнов Таны. и Тедзами) Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавк.,
вып. 15, 1935.
23. Леонтьев Л. Н., Хаин В. Е. О найпозойском вулканизме Малого Кавказа. ДАН
СССР, т. 67, № 4, 1949.
24. Лукашевич С. И., Страхов В. А. Гидрогеологический очерк долины верхней Куры.
Мат. к общей схеме использования водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна.
вып. 5, Загипровод, 1933.
25. Мефферт Б. Ф. Геологический очерк области Боржома и Бакуриани между Карель-
ской долиной и Ахалкалакским лавовым нагорьем. Тр. Всес. геол.-разв. объедин.,
вып. 303, 1933.
26. Палибин И. В. Предварительный отчет об исследовании ископаемой флоры Годерд-
зского перевала. Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, кн. 22, 1914.
27. Палибин И. В. Ископаемая флора Годердзского перевала. Труды Ботанич. ин-та АН
СССР, вып. 4, 1937.
28. Палибин И. В. Плиоценовая флора Кисатибского отложения диатомита и ее связь
с ископаемой флорой Годердзского перевала. Труды Ботанич. ин-та им. В. Л.
Комарова АН СССР, сер. 1, вып. 6, 1947.
29. Паффенгольц К. Н. Геология Армении. Госгеолиздат, М.—Л., 1948.
30. Паффенгольц К. Н. К стратиграфии вулканогенных толщ Джавахетского (Ахал-
калакского нагорья (Закавказье). Ин-т геол. и минер. АН Гр. ССР, Сб. тру-
дов, 1951.
31. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1959.
32. Радопуло Л. М. Новые данные по сармату Армении. ДАН Арм.ССР, т. X, № 2, 1949.
33. Рябинин А. Н. Ископаемая лягушка из Закавказья. Ежегодник Русск. палеонтолог.
об-ва, т. VII, 1928.
34. Рябинин А. Н. Заметки об ископаемых птицах из верхнетретичных отложений За-
кавказья. Зап. Росс. Мин. об-ва, т. 60, № 2, 1931.
35. Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Геол. ин-т АН
Гр. ССР, Монографии, № 8, Изд. АН Гр. ССР, 1958.
36. Тахтаджян А. Л., Габриелян А. А. Опыт стратиграфической корреляции вулкани-
ческих толщ и пресноводных отложений плиоцена и плейстоцена Малого Кав-
каза. ДАН Арм. ССР, т. 8, № 5, 1948.
37. Узнадзе М. Д. Флора годердзской свиты. Сообщ. АН Груз. ССР, т. 7, № 7, 1946.
38. Узнадзе М. Д. Кисатибская ископаемая флора. Сб. трудов Ин-та геологии и ми-
нералогии АН Гр. ССР, 1951.
39. Узнадзе М. Д., Цагарели Е. А. Сарматская флора ущелья реки Дзиндза. Тр. Геол.
ин-та АН Гр. ССР, Новая серия, вып. 64, 1979.
40. Шишкина-Богачева А. И. Отложения диатомита в Ахалцихском третичном бассейне.
Известия Азерб. гос. ун-та, т. 6, 1927.
41. Rieben H. Contribution a la geologie de l'Aserbaidjan Persan, Bull. Soc. neucha-
teloise, Sci. nat. t. 59, 1934.

УДК 551.242.056

С. Ц. АКОПЯН

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РЕКОНСТРУКЦИИ КАВКАЗА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

В статье делается попытка осмыслить тектонику Кавказа и сопредельных территорий, исходя из концепции тектоники плит.

Исследования показывают, что история эволюции Кавказа и прилегающих областей Анатолии и Ирана, в целом, укладывается в схему тектоники плит. Альпийскую геологию, вулканизм, сейсмичность, напряжения и деформации, мозаичную блоковую структуру данного региона можно объяснить северонаправленным движением Аравийской плиты и вытекающими отсюда последствиями. Деформации в пределах Евразийской плиты привели к образованию Кавказа. Происхождение Б. Кавказского хребта не связано с какой-либо зоной поддвигания, похоже, что он образован только поднятиями. К его возникновению причастна тектоника плит, но только косвенным образом.

Исходя из рисунка распределения эпицентров землетрясений с магнитудами $M \geq 5$ на земной поверхности, с привлечением других геолого-геофизических данных, выделены основные сейсмогенные мегаблоки. При этом предполагается, что землетрясения с $M \geq 5$ происходят по границам мегаблоков под действием внешнего (для этого участка) поля напряжений, а с $M < 5$ происходят внутри мегаблоков по более мелким нарушениям, под действием локального поля первого порядка, возникшего из-за наличия основных границ мегаблоков.

Кавказ и прилегающие части Анатолии и Ирана, в целом, расположены в Альпийско-Гималайском поясе, складчатые структуры которого, в соответствии с теорией тектоники плит [25], представляют результат столкновения плит, несущих на себе континенты. Модель столкновения плит континентального типа дана в работах [20, 21]. Когда встречаются две плиты континентального типа система запирается, что в результате приводит к образованию складчатой системы типа Альпийско-Гималайского пояса. Это, фактически, область, где горизонтальные движения плит могут сменяться на вертикальные. В то время, когда границы плит для океанической коры определяются довольно четко, границы плит континентальной коры не столь определены. Континентальная кора по сравнению с океанической представляет собой более хрупкое образование, поэтому фиксирующиеся на ней многочисленные шрамы древних нарушений в моменты сдвигания (при столкновении континентов) могут подновляться.

Многие, хотя, конечно, не все, тектонические движения Альпийско-Гималайского пояса, по-видимому, можно вписать в схему тектоники плит. Вопрос о том, можно ли объяснять тектонику этого сложного пояса во всех деталях, исходя из тектоники плит, остается пока открытым. Изучение Кавказа и прилегающих областей дает важный материал для проверки и обогащения теории тектоники плит применительно к такому сложному региону, каким является Тавро-Кавказская область.

веро-западном. Иранская, Африканская и Сомалийская—приблизительно в северном направлении. Предложенная в [30] модель в определенной степени объясняет многие факты, связанные с современной геологической и тектонической активностью этой области. Относительно образования «вулканической зоны» (заштрихованная область на рис. 2) до недавнего времени имелись две возможные гипотезы в теории плит. По Моргану [28], эта область фиксирует зону горячих точек, которая есть результат проявления возможной конвекции в верхней мантии [19], являющейся источником энергии для раздвигания соседних плит. По этой гипотезе, рассматриваемая область есть континентальная рифтовая зона, где происходит образование континентальной коры через активный вулканизм. В дальнейшем такая гипотеза образования «вулканической зоны» не нашла широкого применения. Вторая гипотеза, которая к настоящему времени более детализована, заключается в том, что «вулканическая зона» является зоной поддвига, связанной с прошлым и настоящим северонаправленным движением Аравийской плиты и раскрытием Красного моря. В настоящем, поскольку все активные вулканы «вулканической зоны» находятся в ее западной части, она считается горячее, чем восточная часть. Новрузи этот факт объясняет тем [30], что Черноморская и Анатолийская плиты двигаются на северо-запад быстрее, чем Аравийская. В результате таких движений в зонах трения плит образуются сети касательных и растягивающих напряжений. Сеть касательных напряжений приводит к разогреву и переплавлению пород, а наличие сети растягивающих напряжений способствует активному вулканизму и образованию типичных для этих районов магм. Отсутствием сети касательных напряжений объясняется отсутствие вулканизма для Загроса, который является зоной поддвига. Эта модель подтверждает гипотезу Новрузи о том, что в прошлом Каспийская плита двигалась на север быстрее, чем Аравийская и Иранская плиты. Растягивающие напряжения приводят к вулканической активности, а замедление относительного движения Каспийской плиты приводит к ослаблению касательных напряжений и, в результате, затуханию вулканической активности.

Современная интерпретация тенденции геосинклинального процесса состоит в том, что она должна рассматриваться как тенденция формирования новой континентальной коры, преимущественно за счет океанической [7, 8]. Такая модель эволюции коры Кавказа и сопредельных территорий дана в [1]. По этой модели в ранней юре-неокоме в рассматриваемом регионе были расположены шельф Евразийского континента, окраинное море Большого Кавказа, Понтийско-Закавказская островная дуга, обращенная фронтальной стороной на юг, а в области современного Анатолийско-Малокавказского офиолитового пояса [3] располагался бассейн океанического типа (Тетис) и Анатолийско-Иранский микроконтинент. Вдоль северного края океанического бассейна проходила граница литосферных плит. Часть Кавказа, располагавшаяся к северу от этой границы, являлась активной окраиной Восточно-Европейского континента типа запада Тихого океана. В середине мела, в ре-

зультате столкновения Понтийско-Закавказской островной дуги и Анатолийско-Иранского микроконтинента, образовался единый Закавказско-Малоазиатский континентальный блок, в центральной полосе которого сформировался андезитовый пояс. По [1] шовная зона столкновения в палеогене все еще остается подвижной, и по [33] северный океан исчезает полностью в позднем эоцене. В палеогене граница плит сместилась на юг, в район системы Тавр-Загрос. В течение позднего миоцена последняя часть океанической литосферы между Евразией и Аравийским континентом была уничтожена Тавро-Загросской шовной зоной [33]. Диаграмма эволюции, составленная по данным работ [1, 33], схематически дана на рис. 3. С олигоцена по настоящее время, в условиях

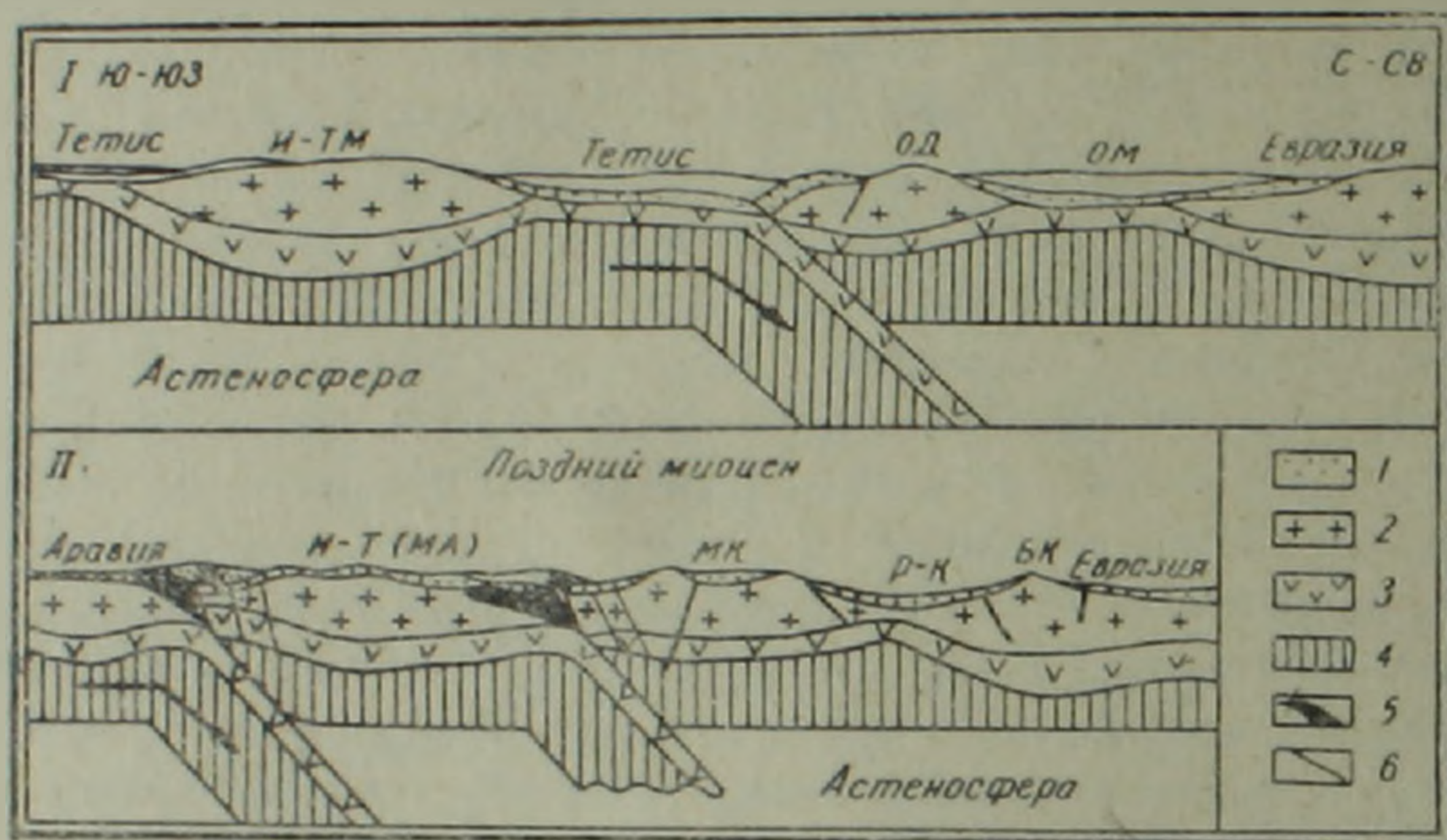


Рис. 3. Схематический разрез Ближнего Востока и Кавказа. I—до столкновения, II—после столкновения. 1—осадка, 2—гранитный слой, 3—базальтовый слой, 4—литосфера, 5—офиолиты, 6—разломы. И-Т-Ирано-Турецкий микроконтинент, ОД-островная дуга, ОМ—окраинное море, БК и МК—Большой и Малый Кавказ, Р-К-Рино-Куринская впадина, МА—Малая Азия.

продолжающегося сближения Афро-Аравийского континента, формируется современная внутриконтинентальная горно-складчатая область и происходит инверсия рельефа окраинного моря Большого Кавказа (более подробно возможные причины инверсии рельефа окраинного моря рассмотрены ниже) и палеогеновых рифтов Закавказья, сопровождающаяся интенсивным андезитовым вулканизмом.

Дальнейшее сближение плит происходило только за счет деформации их краевых участков, ломок, посредством ветвления разломов и боковых перемещений. Зоны Бенъоффа большей частью погружались на север, под Евразию (рис. 3). Последующие тектонические деформации могли бы значительно исказить положения границ поглощения, перемещая островодужные вулканические пояса на большие расстояния от места их первичного заложения, поэтому ископаемые остатки плит, которые образуют области с повышенными скоростями проходящих сейсмических волн в мантии, могут находиться вдалеке от современного положения шовных зон. В частности, в [30] указано, что не-

которые глыбы коры Тетиса, в форме ископаемых плит, должны быть под Загросом.

Таким образом, в модели, рассмотренной в [1], происхождение Б. Кавказского хребта не связано с какой-либо зоной поддвигания (здесь нет офиолитов [3, 21]). К его возникновению причастна тектоника плит, но только косвенным образом.

При образовании структурных форм Кавказа и Малой Азии определяющим является сложное сочетание и наложение друг на друга тектонических структур, которые возникли в соответствии с классификацией [20, 21], в более простых геодинамических обстановках.

Приведенная возможная модель эволюции хорошо объясняет альпийскую геологию и вулканизм исследуемого региона. В [33] отмечено, что характерные особенности Анатолийско-Иранского плато (геология и вулканизм) объясняются с точки зрения укорачивания и утолщения континентальной коры, нижние слои которой частично расплавляются, и порождают известково-щелочную магму, питающую поверхностный вулканизм данного региона. Укорачивания и утолщения континентальной коры могут быть следствием столкновения континентальных плит. Известно [25], что при этом плиты претерпевают поднятие $\Delta h = h(\rho_m - \rho_c)/\rho_m$, где ρ_m — плотность мантии, ρ_c — плотность коры, h — толщина коры. Пусть $\rho_m = 3,3 \text{ г/см}^3$, $\rho_c = 2,9 \text{ г/см}^3$, тогда $\Delta h = 0,12 h$. Если $h = 20 \text{ км}$, то $\Delta h \sim 2,4 \text{ км}$, $h \sim 50 \text{ км}$, $\Delta h \sim 6 \text{ км}$. Эту оценку можно применять к Кавказу и Анатолийско-Иранскому плато. Общая амплитуда новейших поднятий на Б. Кавказе приравнивается к 4—5 км, а по некоторым данным — даже больше ($h \sim 60 \text{ км}$, $\Delta h \sim 6—7 \text{ км}$). Несколько меньшей амплитудой характеризовались новейшие тектонические явления на Антикавказе. Суммарная средняя амплитуда поднятий в орогенном этапе (олигоцен-антропоген) здесь составляет порядка 3,5—4 км ($h \sim 50—55 \text{ км}$) [6]. Анатолийско-Иранское плато характеризуется средним поднятием около 1,5 км [33].

2. Палеомагнитные исследования

К настоящему времени проведены палеомагнитные исследования юрских и меловых пород на пространстве от южного края Закавказья до северных отрогов Б. Кавказа [2, 12]. Данных по палеомагнитным исследованиям Ирана в распоряжении автора не имеется. Эти исследования показали, что Большекавказская и Малокавказская области в юре-раннем мелу находились южнее примерно на 15—20° и располагались косо относительно друг друга, на расстоянии около 800—1000 км. Малокавказская область в середине мела поворачивается против часовой стрелки на 40—45° относительно Большекавказской и обе после этого располагаются субширотно. В конце мела и позднее, в результате сближения Афро-Аравийского и Евразийского континентов и вдавливания Аравийской плиты в Кавказский пояс, произошло дугообразное изгибание Малокавказской области. Одновременно весь Кавказ смещается к северу вместе с Евразией в связи с поворотом всего континента по

часовой стрелке примерно на 30° . Фактически, с конца мела движение Малокавказской и Большекавказской областей происходило синхронно (исключая дугообразное деформирование Малокавказской области). Это говорит о том, что они располагались за все это время на одной литосферной плите (Евразийской). Для объяснения движения Малокавказской области относительно Большекавказской в юре-раннем мелу требуется дальнейшее усложнение модели реконструкции.

Палеомагнитные исследования по территории Анатолии показывают, что здесь юрские и меловые палеомагнитные полюсы незначительно отличались от полюсов для Аравии [34]. По этим данным подтверждается гипотеза, что Анатолия в юре-мелу являлась частью Аравийской плиты или частью большой Африканской плиты и отделилась позднее, вследствие образования второй зоны Бенъоффа в Тавро-Загросской зоне (рис. 3). Эти палеомагнитные данные хорошо вписываются (с конца мела) в вышеописанную картину реконструкции данного региона, дополнительно указывая на ее достоверность. К сожалению, пока этих исследований проведено мало, что не позволяет построить более детальную модель эволюции такого сложного региона.

3. Сейсмичность и сейсмогенные блоки

Рассмотрим современное состояние сейсмичности интересующего нас региона. Здесь сейсмически наиболее активным является Анатолия. В этой области происходили сильнейшие землетрясения с магнитудой $M \geq 8$ и большое количество разрушительных землетрясений с $M = 7 - 7,5$. Менее активными районами являются северо-западная часть Ирана и Кавказ, причем западная часть Кавказа более активна, чем его восточная часть. В этих районах землетрясения с $M = 7 - 7,5$ редки.

Как уже было отмечено, границы плит на континентах, где происходят столкновение и ломка плит или надвигание одной плиты на другую, более неопределенные. Для выявления этих границ и крупных блоков (мегаблоков) было рассмотрено распределение эпицентров сильных землетрясений.

Из каталогов [13, 16] были отобраны и нанесены на карты эпицентры землетрясений с магнитудами $M \geq 5$ для Кавказа за период с 550 г. до н. э. по 1976 г., для Анатолии за период с 11 г. н. э. до 1970 г. и по Ирану были использованы данные из работы [23]. Преобладающее число этих землетрясений происходило в земной коре, за исключением небольшого числа глубокофокусных землетрясений в Анатолии и в районе Каспийского моря. Была рассмотрена схема сейсмоактивных разломов рассматриваемого региона, данная в работе [5] и использован известный факт [6, 23], что сильные землетрясения Анатолии, Кавказа и Ирана приурочены к крупным тектоническим разломам, а наиболее сейсмоактивные расположены на пересечениях разломов кавказского и антикавказского направлений. Исходя из этих данных, было проанализировано распределение очагов землетрясений с $M \geq 5$, что позволило уточнить границы некоторых плит и выделить контуры сравнительно более мелких плит, которые мы будем называть мегаблоками. Схема выделенных

плит, мегаблоков приведена на рис. 4. Мегаблоки являются малыми внутриплитовыми глыбами и не подчиняются основным законам теории тектоники литосферных плит. Не все разломы, оконтуривающие мегаблоки, достигают астеносферы. В некотором смысле выделение мегаблоков условно, что не позволяет объяснить все тектонические явления в деталях. Для этого можно попытаться выделить более мелкие тектонические блоки, локализирующие более слабую сейсмичность. Мы здесь не ставим также цель дифференцировать блоки по сейсмичности.

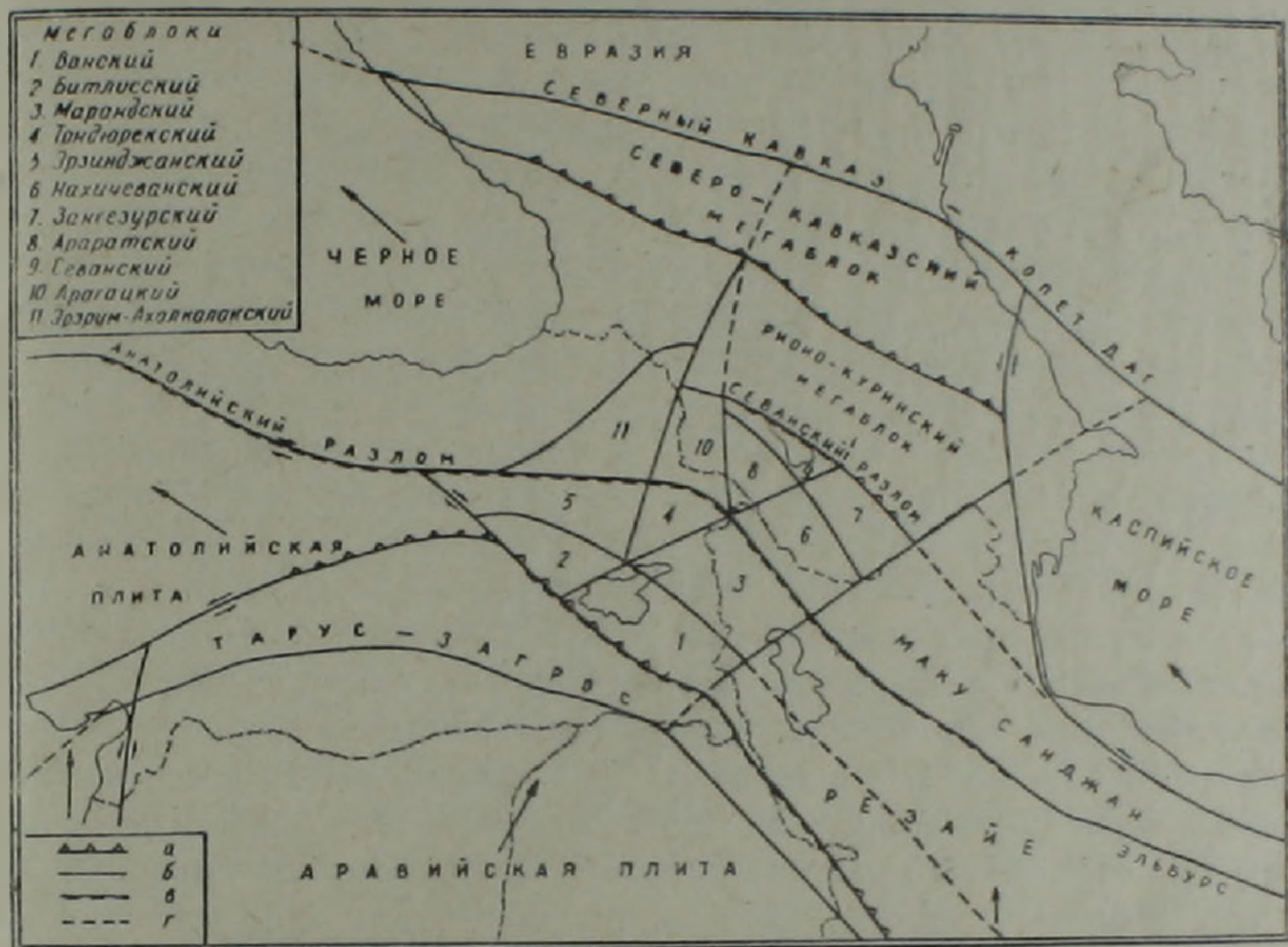


Рис. 4. Схема главных сейсмогенных мегаблоков Кавказа и сопредельных территорий: а—границы сжатия, б—границы плит и мегаблоков, в—гипотетические границы мегаблоков.

Границы выделенных плит, мегаблоков, конечно, не так четко разграничены и линейны, а неопределенность местами может достигать 50 км и более. Расположенные поблизости параллельные разломы кавказского направления объединялись в предположении, что они являются ответвлениями более глубоких единых разломов. Очаги наиболее сильных землетрясений группируются в местах сочленения нескольких мегаблоков (Махачкала, Шемаха, Ахалкалаки, Ван, Эрзурум и др.). Выделенные мегаблоки на северо-западе Ирана хорошо согласуются с сейсмотектоническими зонами, выделенными в Иране [31]. Анализ структур границ мегаблоков показывает [5], что мегаблоки на Кавказе образовались в палеогене, причем вначале они имели более крупные размеры в виде протяженных сегментов кавказского направления, а затем, вследствие продолжающегося сжатия, происходило их дробление системами разломов близмеридионального направления. Образование па-

параллельно расположенных разломов Кавказского направления можно объяснить расколом фронтальной части надвигаемой плиты в обстановке сжатия, характерного для островодужных структур [7].

4. Напряжения и деформации

Исследование фокального механизма очагов землетрясений позволяет определить напряженное состояние, динамику и направление относительного вектора подвижек между соприкасающимися плитами и мегаблоками. Изучению ориентации напряжений и разрывов в очагах некоторых землетрясений Кавказа, Ирана и Анатолии, происшедших в период с 1959 по 1970 г.г., посвящены работы [4, 9]. Эти исследования отчетливо указывают на закономерную ориентацию осей напряжений сжатия. Напряжения сжатия и промежуточные напряжения ориентированы почти горизонтально, при этом направление оси сжимающего напряжения примерно перпендикулярно простиранию поверхностных структур, в то время как ориентация осей напряжений растяжения в рассмотренных случаях неодинаковая. Для Кавказа ориентация осей растяжения примерно вертикальна, а падение плоскостей разрывов, в основном, крутое. Для землетрясений Армянского нагорья ориентации осей растяжения в 30-ти из всех рассмотренных в работе [9] случаев составляют с горизонтальной плоскостью углы не более 30° , а в 21 случае эти углы имеют значения от 33° до 80° . Подвижки по разрывам здесь носят различный характер. В очагах исследованных землетрясений Кавказа движения, в которых доминируют составляющие по падению, встречаются 2,5 раза чаще, чем подвижки, при которых преобладают компоненты смещений по простиранию плоскости разрыва, т. е. здесь преобладают движения типа надвигов и сбросов [4]. При этом изучение плоскостей разрывов очагов землетрясений показало, что, в основном, направление одной из плоскостей разрыва обычно совпадает с направлением известных тектонических разломов. Для Армянского нагорья преобладают, в основном, движения типа сдвига (в 67 случаях—подвижки по простиранию разлома, а в 35—по падению разлома).

Полученные результаты указывают на то, что выделенные мегаблоки (рис. 4) Кавказа находятся в условиях статического сжатия и почти не имеют горизонтально направленной скорости. Они ломаются, претерпевая поднятия или опускания. Плиты-мегаблоки Армянского нагорья имеют компоненту горизонтальной скорости и вытесняются в западном направлении. Эта картина согласовывается с движением соседних плит. Фактические данные показывают, что вся зона выделенных мегаблоков между Евразийской и Аравийской плитами находится в сжатом состоянии. Черноморская и Анатолийская плиты и прилегающие к ним мегаблоки вытесняются из зоны сжатия в северо-западном направлении. Очень интересна и до конца еще не выяснена картина на стыке Северо-Кавказского мегаблока и Каспийской плиты, где глубина очагов землетрясений достигает 150 км. Каспийская плита, по-видимому, вдавливается под зону сжатия Кавказа, двигаясь с замедлением и образуя зону глубокофокусных землетрясений. Внутри кон-

тинента она напоминает зону Бенъоффа в миниатюре. Заметим, что подобная картина наблюдается в районе Вранча в Румынских Карпатах и Памиро-Гиндукуше [11]. Проведенных исследований по фокальным механизмам очагов пока мало, и их недостаточно для выявления направлений относительного движения выделенных мегаблоков.

5. Аномалии гравитационного поля и нарушения изостазии

Анализ гравитационного поля Кавказа четко показывает, что оно имеет блоковое строение [6]. На блок-схеме, составленной для Кавказа Ц. Г. Акопяном [6] по гравитационным и магнитным данным, отражаются основные границы выделенных в данной работе мегаблоков на Кавказе. Эта блок-схема, естественно, более мозаична, чем схема на рис. 4, поскольку на блок-схеме, составленной по гравимагнитным данным, отражаются как сильно активные, так и слабо активные и на данном этапе неактивные, залечившиеся, разломы. На такую схему следует обратить особое внимание при прогнозе землетрясений, поскольку в сильно сжатом регионе наиболее ослабленные зоны могут возобновить свою сейсмическую активность.

Рассмотрим несколько подробнее возможный физический механизм, которым можно объяснить инверсию рельефа окраинного моря Б. Кавказа после стадии столкновения.

В астеносфере под островной дугой и окраинным бассейном (в угловой зоне между подошвой надвигаемой плиты и верхней наклонной поверхностью опускающейся плиты (рис. 3)) может возникать вторичная наведенная конвекция (конвекционные вихри), возбужденная движением через этот слой океанской плиты [7, 10]. Дополнительный тепловой поток, обусловленный вторичной конвекцией, может приводить к подплавлению подошвы литосферной плиты под окраинным морем. В результате этого толщина литосферы и ее суммарная прочность под окраинным морем постепенно уменьшаются, а напряжения сжатия, наоборот, будут возрастать. Как только напряжения сжатия превысят предел прочности пород литосферы в тылу островной дуги (что может иметь место после стадии столкновения), на расстояниях до нескольких сотен километров от зоны поддвига неизбежно должны будут начаться процессы разрушения, сопровождаемые образованием трещин, укорачиванием и утолщением коры окраинного моря, что приведет к смещению всей островной дуги в сторону краевого моря. Изменение толщины литосферы приведет к нарушению динамического равновесия, что в свою очередь, может усложнить картину наведенной конвекции.

По [18] (при допущении, что астеносфера и прилегающая часть верхней мантии являются однородными по плотности и вязкости, и в них не происходит значительных конвекционных перемещений вещества) характерное время τ восстановления изостазии определяется вязкостью η , размером L структуры среды, толщиной H_a и плотностью ρ астеносферы: $\tau \sim 2\pi\eta/\rho g L$ при $L \leq H_a$, $\tau \sim \eta L^2/\rho g H_a^3$ при $L \gg H_a$. Если $H_a = 100$ км и $\eta = 10^{20}$ П, время восстановления изостазии $\tau \sim 10^3$

лет при $L = 100$ км и $\tau \approx 10^6$ лет при $L = 1000$ км. Отсюда следует, что отклонения от изостазии могут существовать только как следствие продолжающихся глубинных тектонических процессов. Однако на Кавказе, где вязкость астеносферы понижена, и процессы изостатического регулирования должны иметь большую скорость, отмечаются наибольшие отклонения от равновесия. На резкое нарушение изостазии и на динамическую природу глубинных процессов в области Кавказа и Анатолии указывают интенсивные региональные аномалии гравитационного поля [6, 32]. Интенсивность продолжающихся тектонических процессов в обстановке сжатия указывает на возможность существования в настоящее время под данным регионом локальных конвекционных ячеек, которые могут функционировать в условиях сжатия. Поскольку наведенная конвекция может замыкаться в пределах астеносферы [7, 15], здесь существуют два независимых потока: горизонтальный, при изостатическом регулировании, и конвективный. Влияние конвективных течений приведет в этих условиях к антиизостатическим движениям земной коры и соответствующим нарушениям равновесия. Слабые положительные гравитационные аномалии над мегаблоками можно объяснить влиянием избыточного давления восходящих конвективных потоков, приподнимающих мегаблоки несколько выше (порядка нескольких десятков метров) уровня их изостатической компенсации.

6. Тектонофизическое моделирование и сопоставление мегаблоков с их сейсмичностью

Результаты работ по тектонофизическому моделированию региона дают возможность ответить на вопрос, может ли вышеописанная модель тектонической реконструкции привести к современной блочной структуре коры в результате перестройки первичного поля напряжений (образованного северонаправленным движением Аравийской плиты) под влиянием новообразованных тектонических разрывов, а также объяснить особенности развития деформаций. Полностью моделировать структуры региона и динамику процессов по разным причинам невозможно, но некоторые качественные результаты можно получить.

Моделирование, которое охватывает и интересующий нас регион, было проведено в [14]. Модели, как исходные, включали в себе системы глубинных разломов, отображающие в упрощенном виде Копет-даг-Кавказскую и Загросскую, и исследовались на горизонтальное сжатие. Опыты показали, что в областях с высокими напряжениями ($\tau_{\max}$) процессы деформирования и разрывообразования протекают интенсивнее, чем в остальном массиве. Небольшие возмущения исходного поля наблюдались в тех областях модели, которые прилегали к дугообразным и зигзагообразным участкам разрывов, их окончаниям и участкам сочленения двух разрывов T —или Y —образного вида. Сопоставление локальных полей $\tau_{\max}$ в моделях с пространственным распределением сильных землетрясений показало, что повышенная сейсмическая активность региона наблюдается, как правило, в местах сильных искривлений зон разломов и их сочленений, т. е. как раз в тех же местах, где в мо-

делях обнаруживаются участки действия повышенных напряжений τ_{max} .

Так, наличием весьма протяженной дугообразной зоны разломов первичного заложения в Малой Азии, обращенной выпуклостью на север, можно объяснить значительное повышение напряжений в области его «северного» крыла. Это могло привести к образованию системы разрывов близмеридионального направления и к возникновению сложной мозаичной картины (рис. 4). Места сочленения разломов (Шемаха, Ахалкалаки, Ван и др.) являются зонами сильных землетрясений. В районах Табриза, Копет-дага, Загроса положение большинства сильных землетрясений также соответствует участкам повышения напряжений τ_{max} в моделях [14].

Наблюдаемую неоднородность напряженного состояния данного региона, следуя [14], можно рассматривать как результат наложения первичных и вторичных неоднородностей различного порядка. Под первичными подразумеваются неоднородности исходного поля тектонических напряжений, создаваемые Аравийской плитой, вследствие ее движения в северном направлении. Под вторичным — неоднородности, возникающие в результате перестройки исходного поля напряжений, вызванной особенностями геологического строения конкретных участков литосферы или коры — наличием в них разрывных нарушений, складок, слоистости, интрузий и т. д. Еще Аки [17] отмечал, что под воздействием региональных тектонических напряжений земная кора ведет себя в различных местах по-разному, даже в пределах одной и той же тектонической области, и поэтому получаются довольно сложные закономерности в распределении мест концентрации напряжений и сейсмичности. Предположим, что землетрясения с эпицентрами, расположенными на границах выделенных мегаблоков (землетрясения первого типа с $M \geq 5$), происходят под действием мегарегионального поля напряжений, а землетрясения с эпицентрами внутри мегаблоков (второго типа с $M < 5$), происходят под действием локального поля напряжений и что вероятность их возникновения в значительной степени зависит от величины локального поля в мегаблоке (рис. 4). Наличие мегаблоков является одной из важнейших причин искажения мегарегионального поля напряжений.

Землетрясения первого типа могут тяготеть к участкам снижения напряжений τ_{max} локального поля в мегаблоке или быть безразличными к величине этих напряжений. Эти землетрясения будут происходить преимущественно там, где мегарегиональные напряжения повышены. В [14] показано, что существует корреляция между пространственным распределением землетрясений второго типа Ирана и Средней Азии и напряжениями локального поля в модели, т. е. участкам с повышенными напряжениями локального поля соответствуют участки с высокой плотностью эпицентров.

Исходя из вышесказанного, можно заключить, во-первых, что, наблюдая фон слабых землетрясений внутри выделенных мегаблоков

(рис. 4). можно сделать некоторые выводы об их напряженном состоянии. во-вторых, для прогноза мест сильных землетрясений в данном регионе следует стремиться с помощью различных методов искать распределение не только величин локальных напряжений в мегаблоках, но и мегарегиональных напряжений. Определение влияния величины напряжений локального поля в мегаблоках на вероятность происхождения сильного землетрясения в зонах их соприкосновения тоже требует дальнейших исследований. Блочную модель (рис. 4) можно использовать как исходную при тектоническом моделировании рассматриваемого региона, для получения более детальной картины распределения участков с повышенным напряжением τ_{max} в моделях.

Блочная модель является предварительной и предлагается как рабочая схема, позволяющая разрешить некоторые вопросы тектонической реконструкции и наметить задачи, решение которых будет способствовать лучшему пониманию результатов геолого-геофизических исследований на данной территории.

Если описываемая здесь модель реконструкции полностью подтвердится, то она позволит прогнозировать на далекую перспективу эволюцию систем островных дуг и внутриконтинентальных морей (типа запада Тихого океана) после столкновения плит.

Автор выражает благодарность А. Т. Асланяну за ряд ценных замечаний, сделанных при чтении рукописи.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Арм.ССР

Поступила 5.XII.1980.

Ս. Յ. ՀԱՎՈՐԱՆ

ԿՈՎԿԱՍԻ ԵՎ ՀԱՐԱԿԻՑ ՇՐՋԱՆՆԵՐԻ ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ՎԵՐԱԿԱԽՈՒՑՄԱՆ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ

Ա Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Ելնելով սալային տեկտոնիկայի տեսության հիմունքներից, հողվածում փորձ է արվում իմաստավորել Կովկասի և հարակից շրջանների տեկտոնիկան:

Մարզի ալպիական երկրաբանությունը, հրաբխայնությունը, սեյսմիկան, լարվածությունները և դեֆորմացիաները, մոզաիկ բլոկային կառուցվածքը կարելի է բացատրել Արաբական սալի դեպի հյուսիս ուղղված շարժումով և դրանից բխող հետևանքներով: Սվրասիական սալի դեֆորմացիաները բերել են Կովկասի առաջացմանը: Մեծ Կովկասյան լեռնաշղթայի առաջացումը կապված չէ սուբդուկցիայի գոտու հետ, այլ առաջացել է միայն ուղղաձիգ շարժումների հետևանքով: Կովկասի առաջացումն անուղղակի ձևով է կապված սալային տեկտոնիկային:

Ելնելով $M \geq 5$ մագնիտուդա ունեցող երկրաշարժերի էպիկենտրոնների բաշխման պատկերից և օգտվելով երկրաբանական ու երկրաֆիզիկական այլ տվյալներից, անչափում են հիմնական սեյսմոգեն մեգաբլոկներ, ենթադր-

վում է, որ $M \geq 5$ երկրաշարժերը տեղի են ունենում մեգաբլոկների սահմանագծերում արտաքին լարվածության դաշտի շնորհիվ, իսկ $M < 5$ երկրաշարժերը տեղի են ունենում լարվածության առաջին կարգի լոկալ դաշտի աղդեցության տակ՝ մեգաբլոկների սահմաններում գտնվող ավելի փոքր խզումներով:

S. Tz. HAKOPIAN

ON THE TECTONIC RECONSTRUCTION OF THE CAUCASUS AND ADJACENT TERRITORIES

Abstract

An attempt is made to comprehend the Caucasus and adjacent territories tectonics proceeding from the plate tectonics conception.

The investigations show that the Caucasus and adjacent territories of Turkey and Iran history of the evolution keeps on the whole within the plate tectonics scheme. Alpine geology, volcanicity, seismicity, stresses and deformations, mosaic block structure of this region can be explained by the northward movements of the Arabian plate with its consequences. The deformation within the Eurasian plate has brought to the Caucasus formation. The origin of the G. Caucasus ridge is not caused by a subduction zone, it seems to be formed by means of uplifts only. Plate tectonics is involved in its origin, but only in an indirect way.

Proceeding from the pattern of the earthquakes distribution with $M \geq 5$ on the earth's surface and with the aid of other geological and geophysical data the main seismogene megablocks are distinguished. It is assumed that the earthquakes with $M \geq 5$ occur at the boundaries of megablocks under the influence of the outer field of stresses (for the given region), and the earthquakes with $M < 5$ occur within the megablocks along the smaller dislocations under the influence of the local field of the first order, which is generated due to the megablocks general boundaries.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. Геотектоника, № 4, 1977.
2. Асанидзе Б. З., Печерский Д. М. Палеомагнитные исследования юрских пород Грузии и северного Кавказа. Изв. АН СССР, Физика Земли, № 10, 1979.
3. Асланян А. Т., Сатян М. А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья, Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 4—5, 1977.
4. Балакина Л. М., Введенская А. В. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений, «Наука», М., 1972.
5. Габриелян А. А. Сейсмотектоника Кавказа и сопредельных стран, Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 4—5, 1977.
6. Геология Армянской ССР, т. X, Геофизика, под ред. Ц. Г. Акопяна, Изд. АН Арм.ССР, 1972.

7. Геофизика океана. Том 2. Геодинамика, сер. «Океанология», «Наука», М., 1979.
8. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Мордовцев В. М. «Глобальная тектоника, магматизм и металлогения», «Недра», М., 1976.
9. Карапетян Н. К. Напряженное состояние в очагах землетрясений Армении и механизм их возникновения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1977.
10. Лобковский Л. И., Савостин Л. А. Вторичная конвекция и природа повышенных тепловых потоков в окраинных морях западной части Тихого океана. ДАН СССР, т. 253, 6, 1980.
11. Лукк А. А., Гангнус А. А. Глубокие землетрясения в центре материка. Природа, № 4, 1974.
12. Нгуен Тхи К. Т., Печерский Д. М., Асанидзе С. З. Палеомагнитные исследования юрских пород Северной Армении. Известия АН СССР, Физика Земли, № 6, 1978.
13. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. «Наука», М., 1977.
14. Осокина Д. Н., Гущенко О. И., Лыков В. И., Цветкова Н. Ю. Моделирование локальных полей тектонических напряжений, обусловленных системами глубинных разломов. В кн.: «Поля напряжений и деформаций в литосфере», «Наука», 1979.
15. Фотиади Э. Э., Лайнскин А. В., Тичков С. А. О влиянии неоднородности астеносферы на конвекцию в мантии и изостатию литосферы, ДАН СССР, т. 240, № 5, 1977.
16. A catalogue of earthquake for Turkey and surrounding area. K. Ergin, U. Göllü, Z. Uz. Technical University of Istanbul, 1964.
17. Aki K. Seismicity and seismological method. Tectonophysics, 6, 41, 1968.
18. Artjuskov E. V. Rheological properties of the Crust and Upper Mantle according to data on isostatic movements. J. Geoph. Res., 76, 5, 1971.
19. "Continents Adrift and Continents Aground", Scientific American, with introductions by J. Tuzo Wilson San Francisco, 1977.
20. Dewey J. F., Bird J. M. Plate tectonics and geosynclines. Tectonophysics., 10, 625—638, 1960.
21. Dewey J. F., Bird J. M. Mountain belts and new global tectonics. J. Geophys Res., 75, 2625—2617, 1970.
22. Dewey J. W. Seismicity of northern Anatolia. Bull. Seism. Soc. Am., 66, 3, 1976.
23. Geological Survey of Iran. Contribution to the seismotectonics of Iran (Part II) by M. Berberian, Report 39, 1976.
24. Khain V. E., Milanovsky E. E. Structure tectonique du Caucase d'après les données modernes. Livres à la mémoire du Prof. P. Fallet Soc. Geol. France, 2, 663, 1963.
25. Leitchon X., Francheteau J., Bonnin J. Plate Tectonics. Developments in Geotectonics. 6, 1973.
26. McKenzie D. P. Plate tectonics of the Mediterranean region. Nature, 226, 239—243, 1970.
27. McKenzie D. P. Active tectonics of the Mediterranean region. Geophys. J., 30, 109—185, 1972.
28. Morgan W. J. Convection plumes in the lower mantle. Nature, 230, 42—43, 1971.
29. Nowroozi A. A. Seismo-tectonics of the Persian plateau, eastern Turkey, Caucasus and Hindu-Kush. Bull. Seism. Soc. Am., 61, 317—341, 1971.
30. Nowroozi A. A. Focal mechanism of earthquake in Persia, Turkey, West Pakistan, Afghanistan and plate tectonics of the Middle East. Bull. Seism. Soc. Am., 62, 832—850, 1972.
31. Nowroozi A. A. Seismotectonic provinces of Iran. Bull. Seism. Soc. Am., 66, 1249—1276, 1976.
32. Özelci F. A suggestion on the possible significance of volcanic activity in the tectonic development of the eastern Mediterranean region. Tectonophysics, 46, 227—237, 1978.
33. Sengör A. M. C., Kidd W. S. F. Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. Tectonophysics, 55, 361—376, 1979.
34. Van der Voo R. Paleomagnetism and the Alpine tectonics of Eurasia IV. Jurassic Cretaceous and Eocene pole positions from North-Eastern Turkey. Tectonophysics, 6, 1968.

УДК 553.41 (479.25)

Э. Х. ГУЛЯН, П. М. БАРТИКЯН

О НЕКОТОРЫХ ХАРАКТЕРНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТА НА РАЗНЫХ ЭТАПАХ РАЗВИТИЯ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

В результате анализа тектоно-магматической деятельности на территории Армянской ССР, а также данных по шлиховым и геохимическим съемкам, выявляется наличие двух качественно различных типов золота, которые сопровождаются ореолами— в первом случае, минералов медно-молибденовых руд, а во втором—ртути.

Показывается поисковое значение ореолов молибдена и ртути при обнаружении золота.

Касаясь возрастных взаимоотношений золоторудных месторождений Армянской ССР, И. Г. Магакьян [7, 8] отмечает их принадлежность к альпийской металлогенической эпохе и их связь с поздними и конечными стадиями развития тектоно-магматических зон.

Накопление золота и сопутствующих ему элементов в поздних продуктах гидротермального процесса каждого месторождения в отдельности является выражением более общей закономерности, заключающейся в мобилизации и концентрации этих элементов в наиболее поздних продуктах тектоно-магматического развития данной области. Поэтому промышленные концентрации отмеченных элементов следует искать в связи с наиболее молодыми проявлениями интрузивного магматизма [2].

Анализ результатов геологоразведочных работ, а также шлиховых и геохимических съемок на территории Армянской ССР показывает качественно два различных типа минерализации золота в зависимости от возраста, состава и глубинности магматизма. В первую очередь наблюдается тесная, возможно и генетическая, связь минерализации золота со сложными, хорошо дифференцированными, батолитообразными, гранитоидными интрузиями позднегеосинклинальной, раннеорогенной стадий верхний миоцен-олигоценного возраста, где золото непосредственно ассоциирует с медно-молибденовой минерализацией. Во-вторых, наблюдается пространственная связь с экстрезивными, субвулканическими телами дацит-липарит-трахиандезитовой формации позднеорогенной стадии миоцен-плиоценного возраста, где золото ассоциирует с ртутной минерализацией.

Проведенные поисковые работы на основании этих соображений за последнее десятилетие позволили выявить новые перспективные проявления и рудные поля благородных металлов вообще и золота в частности.

Расшифровка характерных особенностей золотоносности двух разных циклов тектоно-магматической деятельности имеет важное приклад-

ное значение в процессе геолого-поисковых работ, которое выражено в следующем.

Золото позднегеосинклинальной, раннеорогенной стадии

На территории Армянской ССР известны Меградзорское, Личквал-Тейское, Гамзачиманское и другие месторождения и проявления золота, которые парагенетически связаны с многофазными молибденоносными гранитоидными интрузивными комплексами данной стадии тектоно-магматической деятельности.

Интрузивный магматизм представлен многофазными, хорошо дифференцированными штокообразными телами (Базумская, Головинская, Ахавнадзорская, Меградзорская интрузии, Мегринский плутон и др.) кварцевых диоритов, граносиенитов, гранитов, адамеллитов, гранодиоритов и др., представляющими габбро-диорит-гранодиоритовую, габбро-диоритовую, габбро-монцонит-сиенитовую формации. Они приурочены вдоль региональных унаследованных и вновь возникающих разломов, в зонах центральных поднятий, в зонах антиклинальных структур и др. Тектонические режимы развития их структур включают этапы, начиная от длительного и интенсивного погружения, геоантиклинального воздымания до интенсивной складчатости и начала блокового воздымания [5].

Собственно золоторудные месторождения и проявления этой стадии, как правило, расположены вдоль главных рудоконтролирующих структур, между или на флангах медно-молибденовых рудных полей. Золотоносность, приуроченная к магматизму позднегеосинклинальной, раннеорогенной стадий, преимущественно связана с кварцевыми жилами, жильными и грейзенизированными зонами, а золото находится в свободном состоянии. Оно крупнозернистое, образует крючковидные, комковидные, дендритовые зерна, которые очень легко улавливаются по своим интенсивным ореолам рассеяния. Золото, связанное с сульфидами, находится непосредственно в пирите, халькопирите, сфалерите, галените, арсенопирите и др.

Минеральный состав кварцевых жил и жильных зон представлен галенитом, сфалеритом, халькопиритом, арсенопиритом, пиритом, тетрадимитом, висмутином и др. Сравнительно реже встречаются калаверит, гессит, сильванит, пирротин, самородное олово и др.

Характерной отличительной чертой золота, связанного с магматизмом данной стадии, является тесная ассоциация с медно-молибденовой минерализацией. Золото-молибденовая ассоциация в некоторых случаях указывает на возможность процесса активизации.

В результате анализа данных шлиховой съемки по всей территории республики интересные участки с потенциальной золотоносностью позднегеосинклинальной, раннеорогенной стадии с характерной ассоциацией минералов медно-молибденовых руд выделяются в верховьях бассейнов р.р. Бануш, Джилиза и Бардадзор (район Банушской интрузии), в южном и юго-западном экзоконтактах Кохбской интрузии (участки г.г. Каракетук, Гальванер), западный экзоконтакт Цахкашатской интрузии.

зии (участок Акнер), верховья р. Галавар, северные склоны Памбакского хребта, бассейн р. Гехи, район Цавской интрузии (участки Срашен и Шикахол), участки у с.с. Алдара, Ньюади, Мазра и др.

Золото позднеорогенной стадии

Учитывая результаты шлиховой съемки последних лет, следует отметить большие перспективы золотоносности данной стадии, одновременно отмечая тесные, совместные ореолы золота и минералов ртути. Они отмечаются в окрестностях с. Атан, в районе Тавушской интрузии в Шамшадинском районе и СВ побережье оз. Севан в верховьях р. Гетик, в бассейне р. Хосров, в районе с.с. Советашен, Гортун, левобережье р. Арпа, в правобережном бассейне верховьев р. Воротан, в бассейнах р.р. Лернашен, Мазмазик и др.

Золоторудные месторождения и проявления этой стадии развития пространственно ассоциируют со шлиховыми и геохимическими ореолами ртути (Зодское, Верхне-Шоржинское, Марцигетское, Амасийское, Азатекское, Аравусское и др.).

Исходя из общегеологических и региональных исследований относительно возраста ртутной минерализации, А. Т. Асланян отмечает, что ртутное оруденение генетически связано с послезоценовыми интрузиями гранитоидного состава [1]. Согласно данным А. А. Габриеляна [3], с позднеорогенной заключительной стадией (олигоцен-миоцен) Базум-Зангезурской зоны связана минерализация золота, реальгар-аурипигмента и ртути. С такой же позднеорогенной стадией (мио-плиоцен) Приараксинской зоны связана эпитермальная ртутная, реальгар-аурипигментовая и редкометальная минерализация.

В СВ побережье оз. Севан ртутное оруденение в меловых образованиях совершенно справедливо Н. Г. Магакьян, Г. Пиджян и др. [4] связывают с небольшими, но наиболее молодыми (верх.эоцен-олигоцен) породами.

По данным Л. С. Меликяна [9], район Зодского рудного поля сложен верхнетретичными вулканогенно-осадочными образованиями нижнемiocенового (верхний олигоцен-нижний миоцен) и нижнеплиоценового возраста. Фактически это вмещающий субстрат Зодского месторождения. Позиция данного рудного поля определяется его непосредственной приуроченностью к бортовой части наложенного, по отношению к офиолитам, прогиба [10].

Близость возраста говорит и об общности плана тектонических структур ртутного и золотого оруденения в позднеорогенной стадии. Магматизм позднеорогенной тектоно-магматической стадии представлен экстрюзиями, куполами, некками, дайками (Айюцзорский, Варденисский, Гегамский хребты, район вулкана Мец-Ишханасар, Нахичеванская мульда и др.) трахитов, трахилипаритов, санидиновых трахитов, дацитов, андезито-дацитов и др., представляющих андезито-дацитовую, трахиандезитовую, трахилипаритовую формации, и приурочен к молодым разломам, в консолидированных блоках, в зонах активизации и жестких блоках [5].

Золотоносность, приуроченная к магматизму позднеорогенной стадии, связана, преимущественно, с жилами и зонами полиметаллических руд с измененными, пиритизированными зонами, с сульфoантимонитовыми рудами и др., которая приурочена к галениту, арсенопириту, сфалериту, пириту, халькопириту, антимониту др. Этот вид золотоносности является доминирующим. Встречается также, сравнительно реже, свободное золото в кварцевых жилах и зонах измененных пород. Золото данной стадии мелкозернистое, изометрическое.

Минеральный состав золотоносных пород данной стадии представлен галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, блеклой рудой, антимонитом, тетрадимитом и др. Сравнительно реже встречаются самородное серебро, висмут, теллур, висмутин, петцит, сильванит, акантит, пираргирит и др.

Характерной отличительной чертой золота, связанного с позднеорогенным магматизмом, является тесная ассоциация с ртутной минерализацией (киноварь, метациннабарит, самородная ртуть).

В результате анализа данных шлиховой съемки по всей территории республики интересные участки с потенциальной золотоносностью позднеорогенной стадии, с характерной ассоциацией минералов ртути, выделяются в верховьях р. Дзорагет, в районе Арманисского месторождения, в басс. р. Марц, в Шамшадинском районе (р. Хндзорут), в Арагацком массиве, в СВ побережье оз. Севан, в Варденисском хребте (р. В. Шоржа), в левобережном басс. р. Арпа (между с.с. Азатек и Агаракадзор), в районе Вартанского проявления ртути и г. Мец-Ишханасар, в окрестностях с.с. Аравус, Салвард и др.

Можно отметить, что на данном этапе исследований на территории Армянской ССР минерализация золота позднеорогенной тектоно-магматической стадии, которая сопровождается ореолами минералов ртути, кроме района Зодского месторождения, почти не изучена. Предварительно полученные положительные результаты открывают новые перспективы золотоносности территории республики, для оценки которой нужны систематические и другие специализированные работы.

Изучение некоторых месторождений СССР и Югославии [11] показывает, что золотосодержащие месторождения формируются в широком температурном интервале и имеют различные взаимоотношения с собственно ртутным оруденением. Отчетливо накопление ртути в низкотемпературных месторождениях по сравнению со средне-, высокотемпературными и особенно в тех из них, которые расположены в рудных поясах ртутного металлогенического профиля. В свете этих высказываний можно отметить, что в условиях Армении золотоносность позднеорогенной стадии, которая ассоциирует с минералами ртути, является наиболее низкотемпературной разновидностью золота.

В процессе развития общего рудогенерирующего очага в определенных геологических условиях образуются генетические ряды рудных формаций [6]. И. Г. Магакьян [8] доказал практическое значение выделения таких рядов для прогнозирования и организации поисков недостающего члена ряда месторождений недостающей формации. Аналогичную цель преследует также выделение нами золотоносности

двух стадий развития тектоно-магматической деятельности, где в первом случае медно-молибденовая, а во втором — ртутная ассоциации указывают на наличие золотоносности.

Резюмируя вышеизложенные положения, можно отметить:

1. Промышленное оруденение золота на территории Армянской ССР явно молодое, имеет позднеальпийский возраст.

2. На территории Армянской ССР выделяются два качественно различных типа золотоносности:

а) связанный с позднегеосинклинальным, раннеорогенным молибденоносным интрузивным магматизмом верхн. эоцен-олигоценного возраста (Меградзор, Личквас-Тей, Гамзачиман и др.);

б) связанный с позднеорогенным ртутоносным, частично молибденоносным магматизмом миоцен-плиоценового возраста (Зод, Верхняя Шоржа и др.).

3. Золото позднегеосинклинальной, раннеорогенной стадии преимущественно свободное и сопровождается минералами медно-молибденовой формации.

4. Золото позднеорогенной стадии преимущественно связано с сульфидами и сопровождается ореолами минералов ртути;

5. Ореолы молибдена и минералов ртути могут иметь поисковое значение при обнаружении минерализации золота.

Управление геологии Армянской ССР

Поступила 14.VII.1981.

Է. Խ. ՂՈՒՆՅԱՆ, Պ. Մ. ԲԱՐՔԻՅԱՆ

ՀՍՍՀ ԲՆԱՏԱՐԱԾՔՈՒՄ ՏԵԿՏՈՆԱ-ՄԱԳՄԱՏԻԿ ԳՈՐԾՈՒՆԵՈՒԹՅԱՆ
ՏԱՐԲԵՐ ԷՏԱՊՆԵՐՈՒՄ ՈՍԿՈՒ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ՄԻ ՔԱՆԻ ԲՆՈՐՈՇ
ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Ուսումնասիրությունները ցույց են տվել, որ տեկտոնա-մագմատիկ գործունեության տարբեր էտապների հետ կապված է որակապես երկու տարբեր տիպի ոսկի: Պղինձ-մոլիբդենային ասոցիացիայի ոսկի կապված է խոր, բաթոլիտային զրանիտային ինտրուզիվների հետ, իսկ սնդիկի միներալների հետ սերտ ասոցիացվող ոսկին կապված է սուբհրաբխածին, էքստրուզիվ և փոքր ինտրուզիվ մարմինների հետ:

Երկու գինետիկական տիպի ոսկու առանձնացումը Հայկական ՍՍՀ բնատարածքում գործնական նշանակություն ունի որոնողական աշխատանքները նպատակասլաց կադմակերպելու համար:

ON SOME CHARACTERISTIC PECULARITIES OF GOLD
MINERALIZATION AT DIFFERENT STAGES OF THE
TECTONO-MAGMATIC ACTIVITY DEVELOPMENT OF THE
ARMENIAN SSR TERRITORY

Abstract

On the territory of the Armenian SSR two qualitatively different types of gold mineralization are distinguished. The first one is connected with the deep situated granitic intrusions and is accompanied by the copper-molybdenite mineral association. The second type is connected with subvolcanic bodies and is accompanied by mercuric minerals.

Distinguishing of these different types of gold has a practical significance for the gold prospecting.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, 1958.
2. Амирян Ш. О. Место золоторудного оруденения в ряду рудных формаций Армянской ССР. В кн. Магматизм и оруденение Армянской ССР. Зап. Армянского отд. Всес. минер. об-ва, вып. 6, 1974.
3. Габриелян А. А. Тектонические основы металлогенического районирования Армении. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. XXXI, № 5, 1978.
4. Геология Армянской ССР. Металлические полезные ископаемые. Том. IV. Изд. АН Арм.ССР, 1968.
5. Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л. О магматических формациях альпийского тектономагматического цикла (Армянская ССР). Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. XX, № 4, 1967.
6. Константинов Р. М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных исследованиях. В кн. «Изучение закономерн. размещения минерализ. при металлоген. исслед. рудных районов». Изд. «Недра», 1965.
7. Магакьян И. Г. Закономерности размещения и прогноз оруденения на территории Армянской ССР (на основе прогнозно-металлогенической карты). Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 4, 1966.
8. Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. Записки ВМО, II серия, ч. 96, вып. 5, Изд. «Наука», 1967.
9. Меликян Л. С. Возраст и условия Зодского рудного поля. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. XX, № 4, 1967.
10. Меликян Л. С. Геолого-структурная позиция Зодского рудного поля. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. XXIX, № 5, 1976.
11. Озерова Н. А., Петкович М. Примесь ртути—типоморфный признак золоторудных месторождений. Тезисы докладов XI Съезда международной минералогической ассоциации, т. I, Новосибирск, 1978.

УДК 553.43/46 : 550.81 (479.25)

А. А. АВАКЯН, В. Е. ВАРТАНЕСОВ

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ТРЕНД-АНАЛИЗА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕДИ И МОЛИБДЕНА НА ЛЕВОБЕРЕЖНОМ УЧАСТКЕ КАДЖАРАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На рудном участке «Левобережный», представляющем северный фланг Каджаранского рудного поля, с помощью тренд-анализа изучено пространственное распределение главных компонентов руд. Построены поверхности тренда меди и молибдена по вертикальным разрезам через каждые 100 м. Сравнение этих поверхностей выявляет следующие закономерности.

Пространственное распределение Cu и Mo имеет неравномерный характер, а объем минерализованных пород вытянут в широтном направлении и к востоку расширяется. Отдельные обогащенные зоны имеют меридиональное простираие, выклиниваются к северу и расширяются к югу, погружаясь на глубину.

Наиболее важные тенденции изменения содержаний Cu и Mo в пространстве совпадают. Одновременно наблюдаются различия знаков этих тенденций, выражающие рудную зональность на участке.

Характер пространственного распределения меди и молибдена свидетельствует о том, что Левобережный участок является частью единой минерализации Каджаранского рудного поля.

Рудный участок «Левобережный» представляет собой северный фланг Каджаранского рудного поля. С запада участок ограничивается Дебаклиновым разломом, с севера и востока — контактом монцонитов с ороговикованными порфиритами, его южная оконечность примыкает к Центральному участку. По характеру оруденения данный участок сходен с Центральным, но контролируется другими структурными факторами — широтной зоной дробления и контактом монцонитов с вмещающими порфиритами [4]. За последние годы участок Левобережный был детально разведан буровыми скважинами (по меридиональным, разведочным профилям через 100 м), и данные их опробования, помимо выделения промышленных запасов, позволили получить определенный материал по общему распределению рудных элементов на северном фланге месторождения.

Степень изученности закономерностей размещения оруденения на данном участке нельзя, однако, считать соответствующей объему накопившегося аналитического материала. С целью восполнить указанный пробел сделана попытка изучения закономерностей пространственного распределения меди и молибдена с помощью тренд-анализа. Указанный метод представляет собой разновидность двумерного регрессивного анализа, предназначенного для нахождения регрессионной поверхности $\bar{z} = f(x, y)$, где $\bar{z}$ — вектор наблюдаемых характеристик (в данном случае содержаний меди или молибдена в пробах), x и y — векторы условных

координат точек опробования. Приведенная функция имеет вид полинома. В данном случае использован полином второй степени, значения которого вычислены отделом математических методов ИГН на ЭВМ по программе, разработанной на основании работы Н. Н. Голынки [2].

Указанная функция позволяет отделить систематические изменения содержаний изучаемых элементов от локальных, случайных флюктуаций [5]. Иначе говоря, расчетная функция (z) показывает обобщенные закономерности пространственного распределения рассматриваемых характеристик, отвлекаясь от частных отклонений. Недостаток метода заключается в отсутствии объективных критериев, свидетельствующих о том,

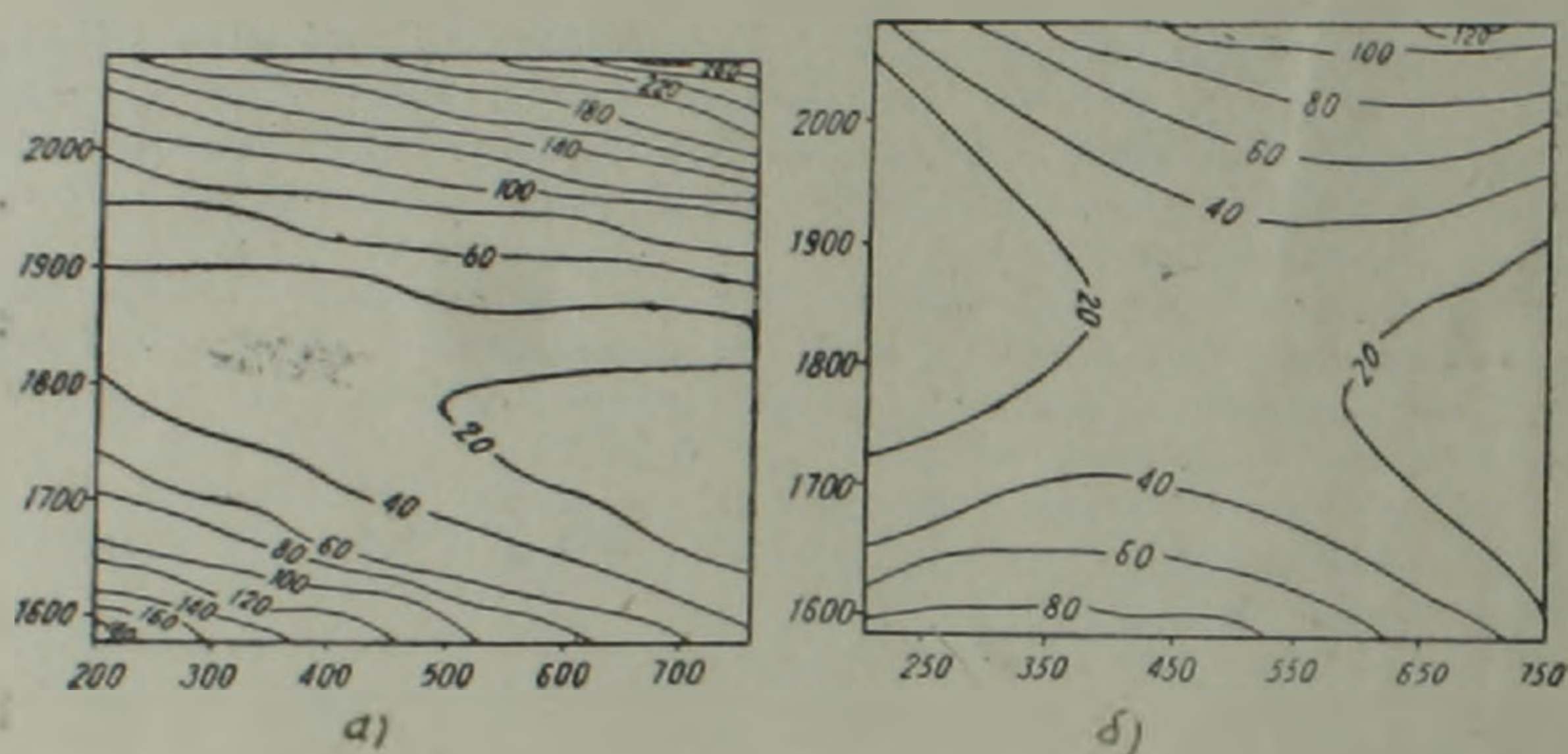


Рис. 1. Проекция поверхности тренда меди (а) и молибдена (б) на плоскость вертикального разреза по разведочному профилю А-А₁.

насколько точно выбранная функция описывает комплекс эмпирических данных [1, 3]. Этот недостаток компенсируется проверкой полученных результатов геологическими данными.

Описанным методом изучено распределение меди и молибдена на вертикальных разрезах, проведенных по 12 меридиональным разведочным профилям, охватывающим весь рудный участок. Число скважин на профилях, их глубины, расстояние между ними различны.

Эти данные, а также расстояния между границами разрезов в последовательности расположения с запада на восток приведены в табл. 1. По каждому разрезу рассчитана поверхность тренда и построена ее проекция на плоскость разреза в виде карты изолиний (рис. 1).

Поверхности тренда как меди, так и молибдена имеют разнообразную и сложную форму. Для меди они имеют цилиндрическую (желобовидную) или сфероподобную (чашеобразную и куполовидную) формы. Поверхности на разрезах по разведочным профилям А-А₁, В-В₁, Г-Г₁, Ж-Ж₁ имеют форму желоба, обращенного дном к плоскости разреза (рис. 1-а). Обратное расположение поверхности наблюдается для разрезов 3—3, 4—4, 8—8. Поверхности тренда для разрезов Б-Б, 5—5 и 9—9 имеют куполовидную, а 6—6 и 7—7—чашеобразную формы. В отличие от тренда меди тренд молибдена характеризуется преобладанием поверх-

ностей, имеющих форму асимметричного опрокинутого желоба. Имеются более сложные поверхности, они характеризуют разрезы по профилям А-А₁, Б-Б₁, Г-Г₁, 4—4 (рис. 16).

Закономерности пространственного распределения элементов определяются как формой, так и ориентировкой поверхности тренда в пространстве. Последняя также весьма разнообразна. Эти особенности поверхностей тренда наглядно характеризуются в плоскости разреза направлениями наиболее интенсивного и слабого изменения величины аппроксимирующей функции, совпадающими с аналогичными тенденциями изменений содержаний элемента. Дальнейшее изложение значительно

Таблица 1

Характеристики разрезов и экстремальные величины тренда меди и молибдена

№ п/п	Номера разведочных профилей	Число скважин на разрезе	Расстояние между границами разрезов в м		Величина тренда			
					медь		молибден	
			по вертикали	по горизонтали	мин.	макс.	мин.	макс.
1	А — А	3	500	560	3	279	—10	120
2	Б — Б	4	550	570	45	223	8	30
3	В — В	2	480	510	31	143	6	25
4	Г — Г	2	540	240	20	160	7	52
5	Ж — Ж	2	560	590	34	254	18	27
6	И — И	8	560	1170	2	641	— 7	144
7	II — II	5	560	1070	25	239	9	48
8	IV — IV	8	590	1280	79	354	3	93
9	V — V	10	670	1730	39	274	1	63
10	VI — VI	6	620	1460	56	246	— 2	74
11	VII — VII	5	500	1010	150	357	2	112
12	VIII — VIII	3	510	290	142	212	15	35
13	X — X	6	630	1200	23	532	2	114

упростится, если понятие величины аппроксимирующей функции в некоторой точке разреза заменим более привычным понятием содержания рассматриваемого элемента, сознавая, однако, что первая величина не равна второй, но тождественна систематической составляющей поля содержания элемента в этой же точке.

Указанные выше тенденции схематически представлены в виде стрелок, направленных в сторону увеличения содержаний (рис. 2). Следует отметить, что на одном разрезе возможны несколько тенденций как интенсивного, так и слабого изменения содержаний.

Распределения меди по разрезам А-А₁, Б-Б₁ и В-В₁ обнаруживают определенное сходство, заключающееся в том, что наиболее интенсивное увеличение содержаний происходит от средней части разреза к югу, одновременно к верхним горизонтам и к северу—на глубину. На этих же разрезах совпадают некоторые из имеющихся направлений минимального уменьшения содержаний. Разрез Г-Г₁ отличается как от предыдущих, так и последующих разрезов тем, что имеет единственное вертикальное направление изменения содержаний. Последующие, расположенные западнее, разрезы включают контуры промышленных руд. Первые

из них—разрезы II—II, III—III, IV—IV отличаются наиболее интенсивным увеличением содержания меди с юга на север. Разрезы, расположенные восточнее (V—V, VI—VI, VII—VII, VIII—VIII и X—X), характеризуются тенденцией интенсивного увеличения содержания меди к югу и одновременно от поверхности на глубину до уровня 1600—1700 м. Следует отметить, что на этих же разрезах наблюдаются и другие направления менее интенсивного увеличения рассматриваемой величины.

На основании сравнения изученных разрезов следует отметить следующие особенности распределения меди на изученном участке. В большинстве случаев с юга до середины разреза содержание меди увеличивается. Наряду с этой тенденцией на некоторых разрезах увеличение содержания элемента происходит и с севера до середины разреза. Содержание меди на глубину, как правило, уменьшается. В некоторых случаях, в особенности в последних разрезах, увеличение содержания происходит как с верхних, так и с нижних горизонтов к середине разреза.

Наиболее однородные части разрезов определяются минимальной интенсивностью изменения вектора. Такие области большей частью соответствуют максимальным значениям вектора меди и расположены в средних частях разрезов, на горизонте 1400—1700 м, реже в середине разреза наблюдаются наименьшие величины вектора (разрезы А-А, В-В, 2—2 и 5—5). На основании указанного можно считать, что рудный участок пространственно представляет собой объем минерализованных пород, симметричный относительно центральной части разрезов.

Пространственное распределение молибдена характеризуется следующими особенностями, схематически изображенными на рис. 2. Западные разрезы А-А, Б-Б, В-В, Г-Г, Ж-Ж характеризуются варь-

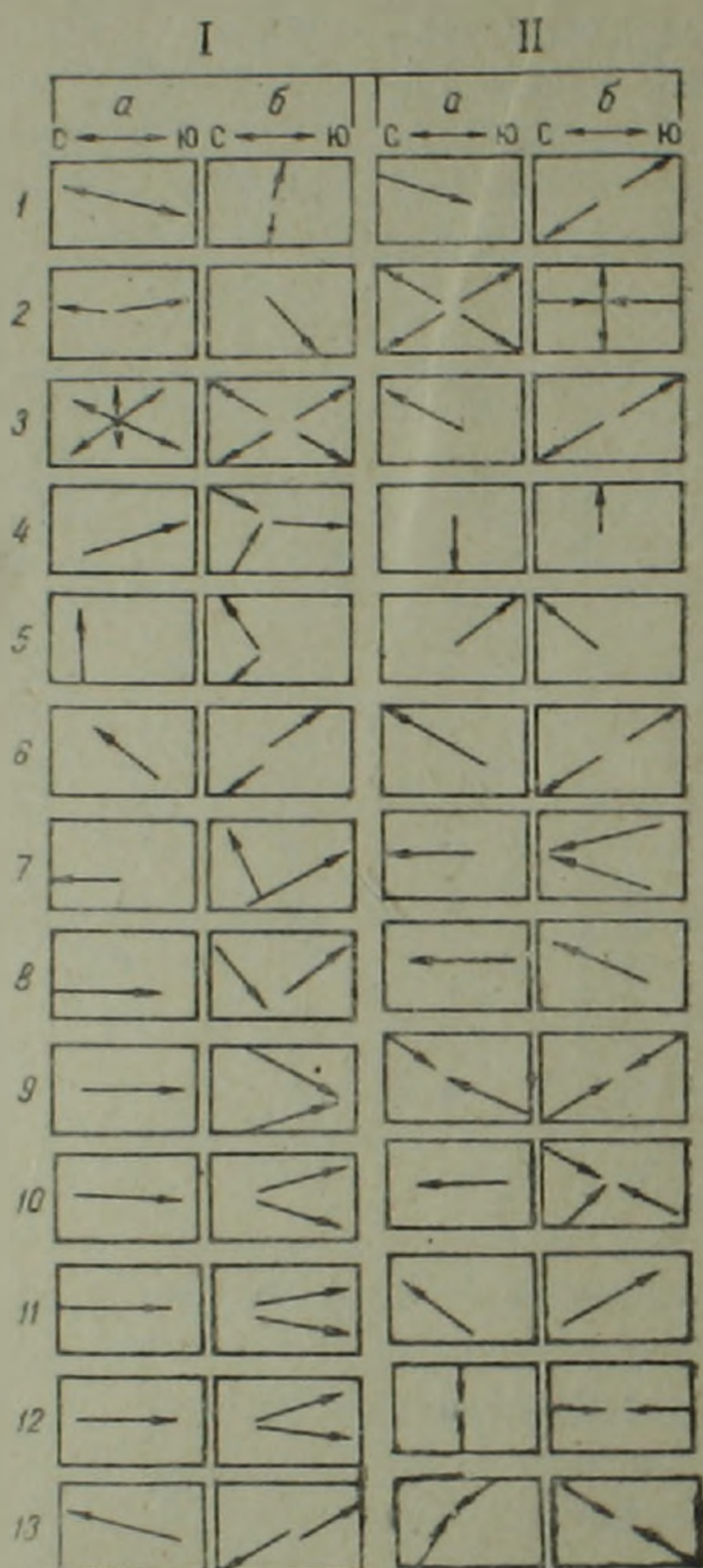


Рис. 2. Схема тренда молибдена (I) и меди (II) на вертикальных разрезах по разведочным профилям: 1. А-А, 2. Б-Б, 3. В-В, 4. Г-Г, 5. Ж-Ж, 6. II—II, 7. III—III, 8. IV—IV, 9. V—V, 10. VI—VI, 11. VII—VII, 12. VIII—VIII, 13. X—X, а—направление минимального, б—максимального увеличения содержания.

рующими направлениями максимального увеличения содержания молибдена. Среди них, как правило, наблюдается направление с севера на юг. Восточная часть участка, охватывающая контур промышленных руд, характеризуется более стабильным направлением максимального изменения содержаний молибдена. Наиболее четко выражено увеличение содержаний молибдена с севера на юг (разрезы II—II, III—III, IV—IV, V—V, VI—VI и VII—VII). На ряде разрезов наблюдаются дополнительные направления менее интенсивного, но четко выраженного увеличения содержания молибдена (II—II, VI—VI, VII—VII, X—X).

На разрезах выделяются относительно однородные области, определяемые наиболее слабым изменением содержаний. Обычно это горизонтальные, за исключением разреза I—Г₁, области различной ширины, расположенные на первых трех разрезах на горизонте 1700—1900 м. На западных разрезах эта область расположена на более глубоких горизонтах. Следует отметить, что указанные области одновременно отличаются наименьшими содержаниями молибдена.

Сравнение трендов меди и молибдена показывает, что в пространственном распределении этих элементов наблюдаются некоторые общие черты. За небольшим исключением (разрезы Г—Г₁ и V—V) положения в разрезах однородных частей полей содержаний элементов совпадают или очень близки. На разрезах А—А₁, Б—Б₁, В—В₁ близки также направления наиболее интенсивного увеличения обоих элементов. Начиная с разреза II—II и далее на восток, т. е. на разрезах, включающих контур промышленных руд, наблюдается совпадение положения экстремальных значений содержаний элементов. Одновременно на этих же разрезах наиболее четкие и интенсивные изменения содержаний меди и молибдена одинаковы и близки по направлению, но чаще обратны по знаку. Указанный факт согласуется с известной на Центральном участке месторождения отрицательной корреляцией содержаний рассмотренных элементов [1].

С целью более детального изучения распределения элементов в пределах контура промышленных руд и ближайшего к нему пространства по данным восьми последовательных разрезов (начиная с разреза II—II на восток) путем интерполяции составлены объемные схемы наиболее вероятного варианта тренда меди и молибдена (рис. 3). По данной схеме главной тенденцией является наиболее контрастное изменение содержаний элементов в близмеридиональных направлениях и большая стабильность—в широтном. Указанные особенности распределения элементов определяют общее близширотное простирание рудной минерализации. В широтном направлении с запада на восток область интенсивных содержаний молибдена, и в некоторой степени меди, расширяется, охватывая все большую часть рассматриваемого объема, свидетельствуя, по видимому, об увеличении общей мощности оруденения. На этом фоне выделяются отдельные объемы интенсивного накопления элементов, вытянутые в меридиональном направлении, сужающиеся к северу, расширяющиеся и погружающиеся к югу, в направлении Центрального участка. Форма и пространственное положение участков экстремальных содер-

жаний меди и молибдена совпадают. Однако в средней части рассматриваемого объема наблюдается обратная зависимость между содержаниями меди и молибдена. В западной оконечности рассматриваемого объема наблюдается обогащение нижних горизонтов медью и молибденом, а в восточной — медью.

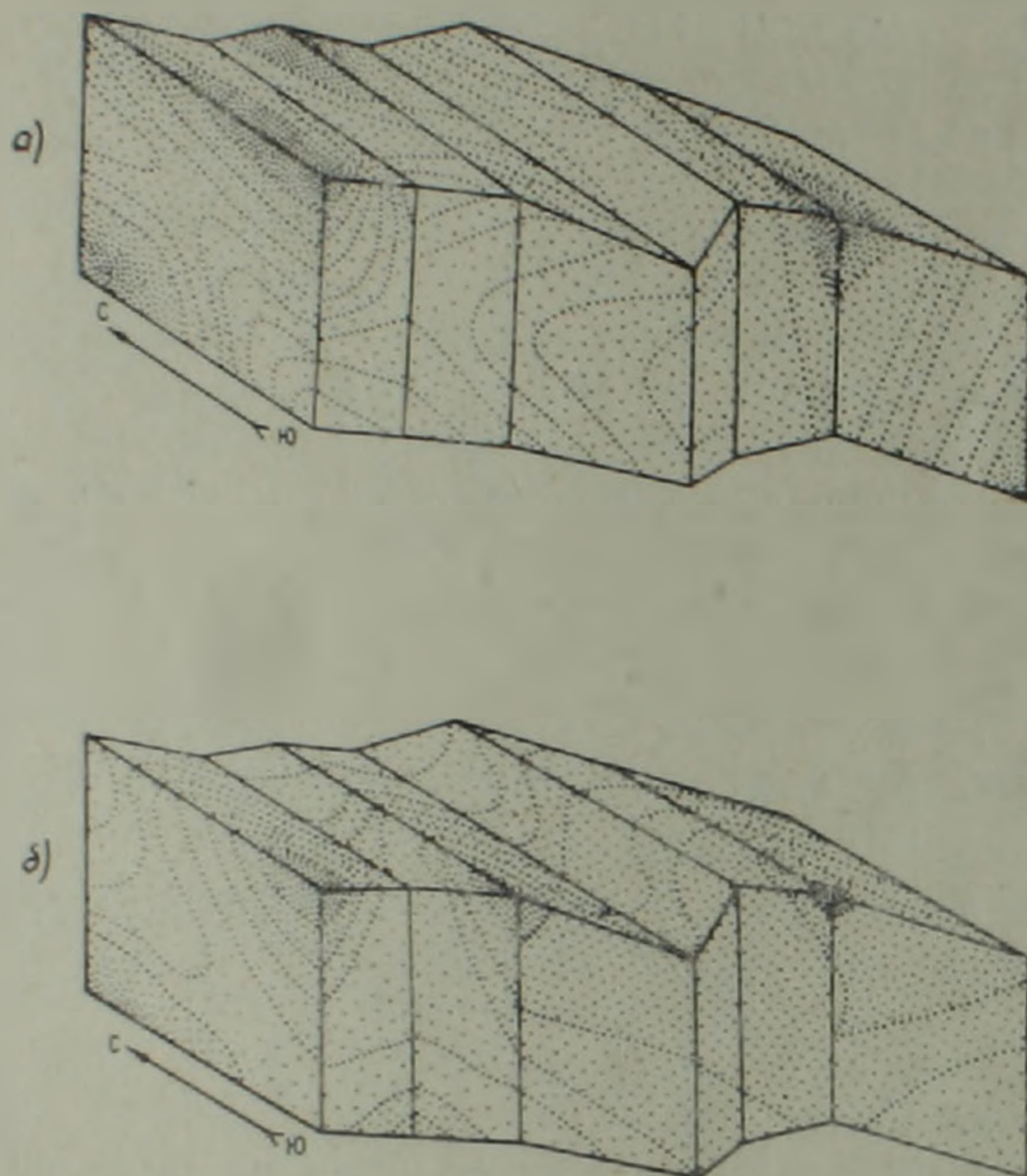


Рис. 3. Объемная схема распределения меди (а) и молибдена (б) в пространстве, ограниченном разведочными профилями 2—2 и 10—10.

Обобщая приведенный материал, необходимо отметить следующее. Пространственное распределение меди и молибдена на Левобережном участке имеет неравномерный характер. Распределение элементов в пределах блока промышленных руд подчиняется общей закономерности минерализации на участке. Объем минерализованных пород вытянут в широтном направлении и к востоку расширяется. Этот факт свидетельствует о том, что практические перспективы участка на восток, по-видимому, не ограничиваются разведочным разрезом X—X. Отдельные обогащенные зоны имеют меридиональное простирание, выклиниваются к северу в средних частях разрезов и расширяются к югу, одновременно погружаясь на глубину. Это свидетельствует о возможном примыкании таких зон к Центральному участку.

Рудная минерализация на глубину убывает. На некоторых разрезах, однако, наблюдается тенденция увеличения содержания элементов с глубины 1400–1600 м, указывающая на возможность наличия промыш-

ленных руд на глубоких горизонтах. В частности, на северной границе участка наблюдается увеличение на глубину содержаний меди и молибдена параллельно падающему на север контакту монцонитов с ороговикованными порфиритами.

Пространственное совпадение наиболее важных тенденций изменения содержаний меди и молибдена свидетельствует о едином плане (на разрезах) минерализации этих элементов. Одновременно наблюдаемые различия, в основном выражающиеся в обратной связи между величинами содержаний этих элементов и тенденциями их изменения, свидетельствуют о зональности рудной минерализации.

Приведенные особенности распределения меди и молибдена широко наблюдаются на Центральном участке месторождения, подтверждая мнение о том, что Левобережный участок является частью единой рудной минерализации Каджаранского рудного поля. В то же время изученный рудный участок характеризуется конкретными закономерностями пространственного размещения рудной минерализации, определяющими направления его дальнейшего изучения.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Поступила 19.VI. 1980.

Ա. Ա. ԱՎԱԴՅԱՆ, Վ. Ե. ՎՐԺԱՆՅԱՆ

ՔԱԶԱՐԱՆԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ԶԱԽԱՓՆՅԱ ՏԵՂԱՄԱՍՈՒՄ
ՊՂՆՁԻ ԵՎ ՄՈՆԻԹԻՆԻ ՏԱՐԱԾԱԿԱՆ ՏԵՂԱԲԱՇԽՄԱՆ
ՕՐԻՆԱԶԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՄԱՆ ՀԱՄԱՐ
ՏՐԵՆԴ-ԱՆԱԼԻԶԻ ԿԻՐԱԴՄԱՆ ՄԻ ՓՈՐՁ

Ա մ փ ո փ ու մ

Քաջարանի հանքադաշտի հյուսիսային մասի Զախափնյա հանքային տեղամասում տրենդ-անալիզի միջոցով ուսումնասիրված է գլխավոր հանքային բաղադրիչների տարածական տեղաբաշխումը: Կառուցված է պղնձի և մոլիբդենի մակերևույթների տրենդը յուրաքանչյուր 100 մետրով անցնող ուղղաձիգ կտրվածքներով: Այս մակերևույթների համեմատությունը բացահայտում է հետևյալ օրինաչափությունները:

Պղնձի և մոլիբդենի տարածական տեղաբաշխումն ունի անհավասարաչափ բնույթ, իսկ հանքայնացված ապարները ձգվում են լայնակի ուղղությամբ և դեպի արևելք նրանց ելքերը մեծանում են: Առանձին հարստացված զոնաներն ունեն միջօրեական ուղղություն և լայնանում են հյուսիսից հարավ՝ խորասուզվելով դեպի խորքը:

Պղնձի և մոլիբդենի պարունակությունների փոփոխման առավել կարևոր տենդենցները համընկնում են: Միաժամանակ նկատվում է այդ տենդենցների նշանների տարբերություն, որն արտահայտվում է տեղամասում հանքային զոնալականության առկայությամբ:

Պղնձի և մոլիբդենի տարածական տեղաբաշխման բնույթը վկայում է այն մասին, որ Զախափնյա տեղամասը հանդիսանում է Քաջարանի հանքադաշտի միասնական հանքայնացման անխզելի մասը:

A TEST OF TREND-ANALYSIS APPLICATION FOR STUDYING
THE SPATIAL DISTRIBUTION REGULARITIES OF COPPER AND
MOLYBDENUM ON THE LEFT BANK ORE AREA OF
KADJARAN DEPOSIT

A b s t r a c t

On the Left bank ore area which represents the north flank of Kadjaran ore field by means of trend-analysis the spatial distribution of main ore components are studied. Surfaces of copper and molybdenum trends along the vertical sections after each 100 m are constructed. Comparing these surfaces reveals the following regularities. The spatial distribution of Cu and Mo has an irregular character and the volume of mineralized rocks stretches out to the latitudinal direction and enlarges to the east. Separate enriched zones have meridional strikes, pinching out to the north and enlarge to the south sinking to the depth. The most important tendencies of Cu and Mo contents changing are spatially coincided. Simultaneously the differences of signs of these tendencies are observed which express the ore zonality on the area.

The character of spatial distribution of copper and molybdenum testifies to the Left bank area to be a part of common mineralization of the Kadjaran ore field.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Арапов В. И. Методы математической обработки геологических данных на ЭВМ. М., 1977.
2. Голышко И. Н. Программы для ЭЦВМ БЭСМ-4 (ВСЕГЕИ), Л., 1972.
3. Каждан А. В., Гуськов О. И., Шиманский А. А. Математическое моделирование в геологии и разведке полезных ископаемых. «Недра», М., 1979.
4. Карамян К. А. Геологическое строение, структура и условия образования медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района. Изд. АН Арм.ССР. Ереван, 1978.
5. Кромбейн У., Грейбил Ф. Статистические модели в геологии. «Мир», М., 1969.

УДК 546.77.04

К. Е. АКОПЯН, И. С. ТУРГЕНЕВ, Г. Н. ЗВИАДАДЗЕ,
Т. Б. ГОЛЬШТЕЙН, К. А. НАРИНЯН

КИНЕТИКА ОКИСЛЕНИЯ ПОРОШКОВ МОЛИБДЕНА И МЕТАЛЛИЗИРОВАННОГО МОЛИБДЕНИТОВОГО КОНЦЕНТРАТА

Изучена кинетика окисления порошков металлизированного молибденитового концентрата и чистого молибдена воздухом в интервале 500—600°C.

Вычислены значения кажущейся энергии активации реакции окисления воздухом металлизированного молибденитового концентрата и порошка молибдена, которые равны, соответственно, 61 и 154 кДж/моль.

В литературе достаточно полно освещено окисление компактного молибдена на воздухе в широком интервале температур [2, 3]. Представляет интерес изучение процесса окисления порошкообразного молибдена воздухом, поскольку этот процесс может стать основой для переработки отходов порошкообразного молибдена и сплавов на его основе, а также для переработки металлизированных молибденитовых концентратов.

Целью настоящей работы является изучение процесса окисления металлизированного продукта, полученного водородным восстановлением молибденитового концентрата в сравнении с окислением чистого порошка молибдена.

Металлизированный молибденитовый концентрат имеет следующий химический состав, %: Mo —86,1, Re —0,037, Fe —3,22, Cu —0,2, S —0,2, SiO_2 —7,6, Al_2O_3 —0,8, CaO —0,71, MgO —0,65. Класс крупности материала 0,01—0,7 мм.

Экспериментальное исследование окисления проведено в политермических и изотермических условиях. Политермы процесса получены на дериватографе типа «Паулик, Паулик, Эрденет». В качестве опытных ячеек использовали платиновые тарелочки, на которые исследуемый материал насыпался тонким слоем. Скорость нагрева была постоянной и составляла 10°/мин. Нагрев проводился примерно до 600°C, после чего делалась выдержка при этой температуре. Окисление проводилось воздухом. Скорость подачи воздуха от 1 до 60 мл/мин не оказывала влияния на скорость процесса. Вес образца составлял 200 мг.

Поскольку исходный материал содержал примеси железа, меди и рения, для изучения влияния их на процесс в аналогичных условиях исследовалось окисление чистых порошков этих элементов. Сравнение процессов окисления металлизированного молибденитового концентрата и порошка чистого молибдена было проведено с использованием порошка молибдена марки М4.

Полученные результаты приведены на рис. 1.

Увеличение веса при окислении металлизированного молибденитового продукта становится заметным при 440°C и идет с максимальной скоростью при 570°C . На кривой дифференциальной записи наблюдаются два экзотфекта. Первый в интервале температур $410\text{—}440^{\circ}\text{C}$ и второй при $440\text{—}590^{\circ}\text{C}$.

Аналогично происходило окисление чистого порошка молибдена, однако, первый пик наблюдается при более низкой температуре— 420°C . Очевидно, это связано с тем, что молибденовый порошок более мелкодисперсный. Предположительно первый пик связан с образованием низших окислов, а второй—трехокси молибдена. Полученная трехокись молибдена при температуре 600°C обладает заметной летучестью [3]. В связи с этим на кривой изменения веса при 600°C наблюдается небольшое уменьшение веса. Для определения скорости испарения трехокси молибдена был проведен специальный опыт по тому же режиму с использованием в качестве исходного продукта MoO_3 . Этот опыт показал, что в этих условиях скорость испарения трехокси молибдена составила $0,29 \text{ мг/мин}$.

Металлический рений, в отличие от молибдена, окисляется одностадийно. Процесс начинается при 250°C и идет с максимальной скоростью при 515°C . В связи с образованием легколетучей семиокси рения процесс сопровождается уменьшением веса вплоть до полной возгонки образца.

При окислении смеси молибденового и рениевого порошков с весовым отношением $1:1$ наблюдается уменьшение массы навески выше 480°C , а в интервале $570\text{—}590^{\circ}\text{C}$ увеличение веса, после чего вновь происходит медленное уменьшение веса. Такой сложный механизм окисления связан с соотношением скоростей окисления молибдена и рения от температуры. Характерно, что в процессе окисления весь рений улетучивается в виде окислов, а вес остатка соответствует весу полученных окислов молибдена.

При окислении порошков металлических меди и железа процесс начинается соответственно при 280°C и 395°C , а кончается при 550°C для меди, а железо не окисляется полностью за 200 мин даже при 600°C .

С целью получения экспериментальных данных по кинетике изучался процесс окисления чистого порошка молибдена и металлизированного молибденитового концентрата в изотермических условиях в интервале

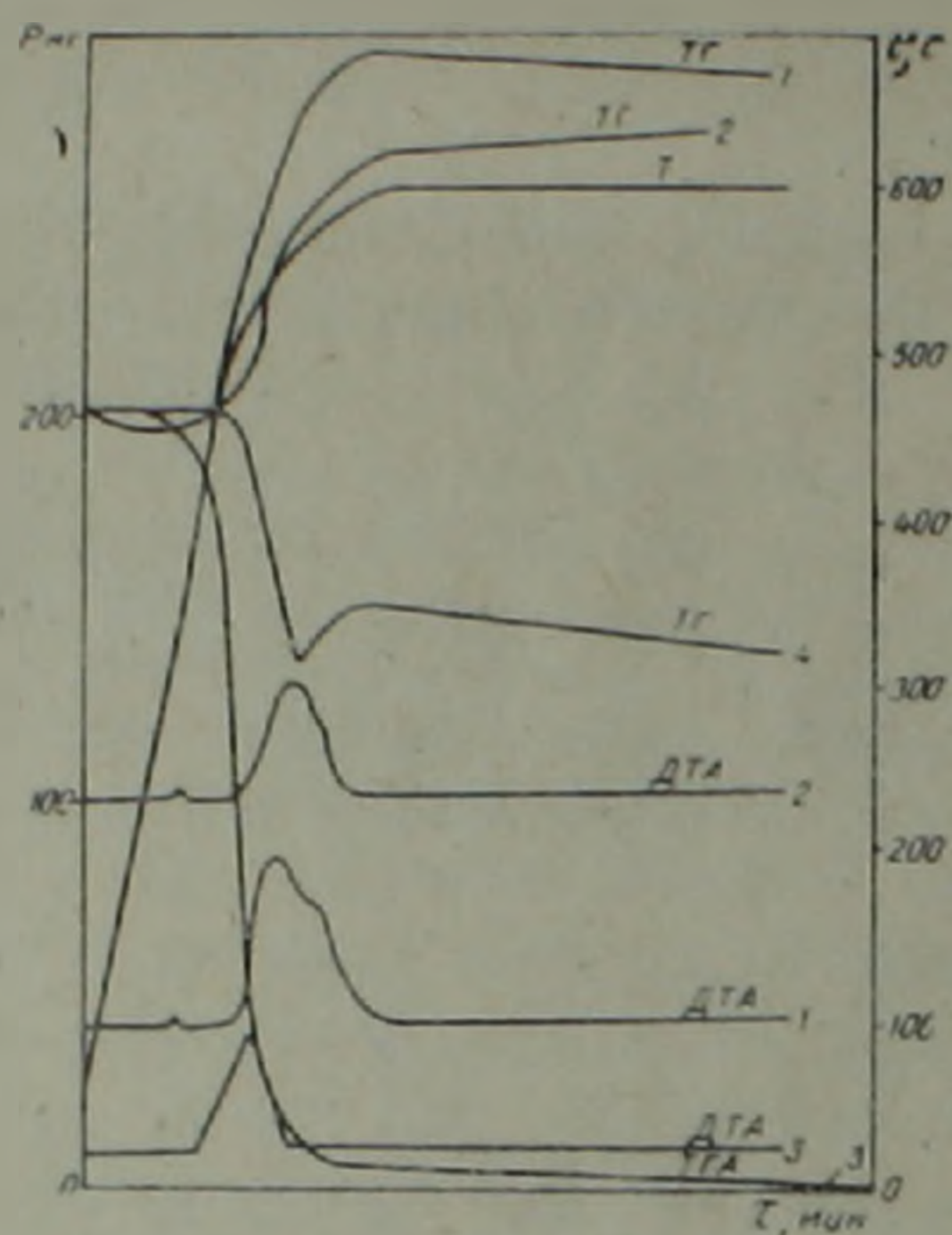


Рис. 1. Дериwатограммы процесса окисления порошков молибдена, рения, их смесей и металлизированного молибденитового концентрата. 1—Mo порошок; 2—металлизированный молибденитовый концентрат; 3—Re порошок; 4—смеси порошков Mo и Re.

температур 500—600°C на термовесовой установке с механотронным датчиком [1].

Навеска образца составляла 250 мг. Изотермы процессов окисления порошка молибдена и металлизированного концентрата приведены на рис. 2.

В отмеченных условиях процесс окисления начинается после небольшого периода продолжительностью 30—60 сек связанного, очевидно, с нагревом образца до заданной температуры.

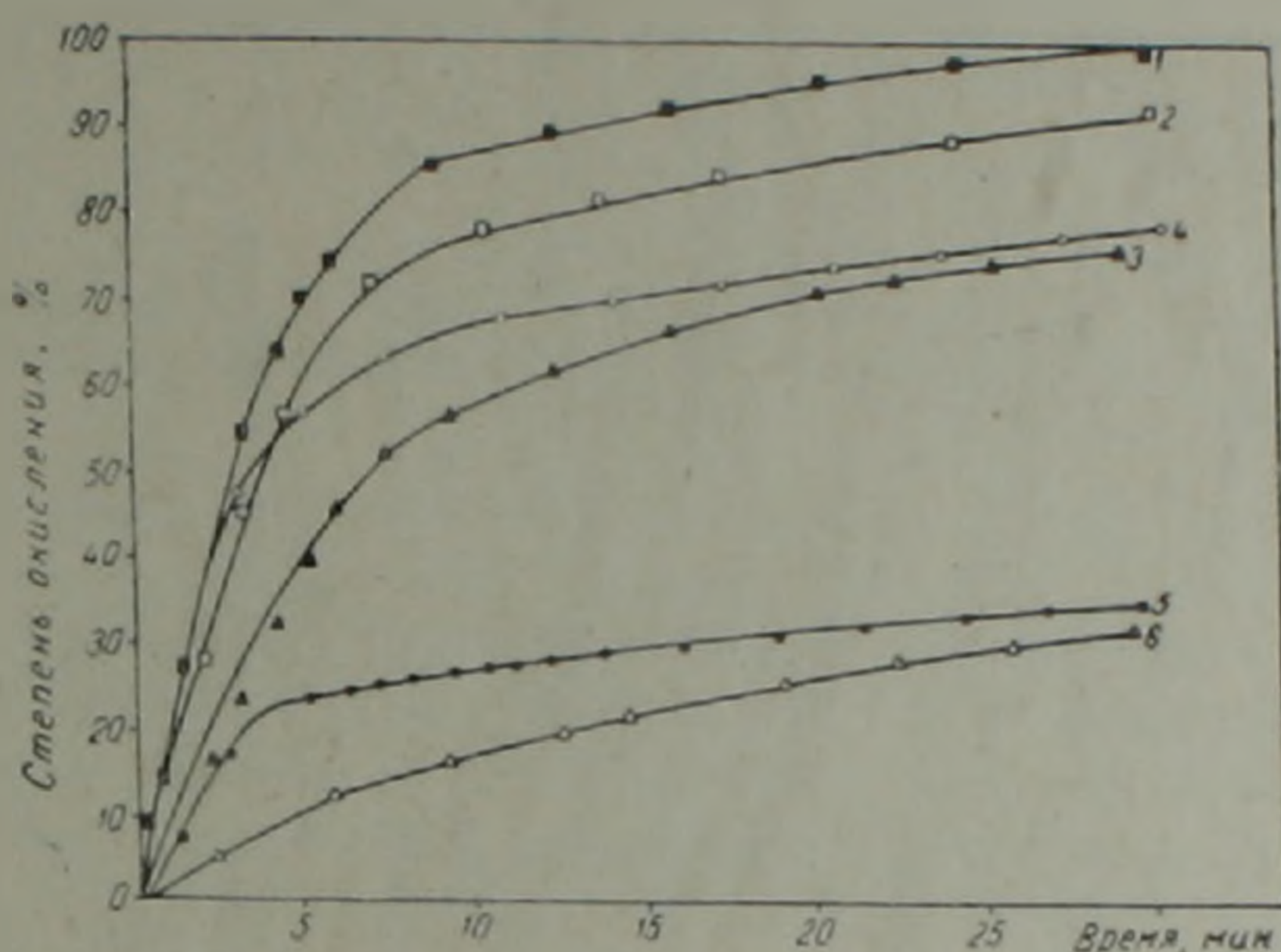


Рис. 2. Изотермы окисления чистого порошка и металлизированного молибденитового концентрата. 1 — Mo , при 550°C; 2 — Mo , при 525°C; 3 — Mo , при 500°C; 4 — Mo , при 600°C; 5 — Mo_2 при 525°C; 6 — Mo_2 при 500°C.

Окисление металлизированного молибденитового концентрата проходит примерно с постоянной скоростью до степени окисления 11, 20, 45 и 50%, соответственно, при 500, 525, 550 и 600°C. В дальнейшем процесс замедляется и полное окисление при 600° достигается за 2 часа.

Окисление порошка молибдена проходит быстрее, чем металлизированного молибденитового концентрата. Окисление протекает примерно с постоянной скоростью до степени окисления 45—50%, после чего процесс замедляется. Полное окисление при 600°C для порошка молибдена достигается через 40 мин.

Обсчет кинетики реакций окисления проводился по уравнению Казева-Колмогорова. Результаты обсчета приведены в табл. 1.

Кажущаяся энергия активации окисления молибденового порошка в интервале температур 500—575°C 61 кдж/моль, металлизированного молибденитового концентрата, соответственно, при 500—600°C 154 кдж/моль.

Для металлизированного продукта порядок реакции повышается с увеличением температуры с 1,3 до 2, для молибденитового порошка он близок к 2. Полученные данные показывают, что лимитирующей стадией реакции окисления исследуемых веществ являются скорости химического процесса.

Надо отметить, что кажущаяся энергия активации реакции окисления порошкового металлизированного молибденитового концентрата близка по величине к данным, опубликованным в [3, 4] для компактного молибдена, но существенно больше, чем полученная для окисления

Таблица 1

Кинетические характеристики процесса окисления воздухом порошка молибдена и металлизированного молибденитового концентрата

Температура, °С	Окисление молибденового порошка			Окисление металлизированного молибденитового концентрата		
	порядок реакции, n	константа скорости, мин^{-1}		порядок реакции, n	константа скорости, мин^{-1}	
		$\ln K$	K		$\ln K$	K
500	1,88	-1,194	0,303	1,27	-3,060	0,047
525	—	—	—	1,0148	-2,45	0,086
550	2,09	-0,667	0,513	—	—	—
575	2,46	-0,355	0,701	—	—	—
600	—	—	—	2,01	-0,317	0,78

порошка молибдена. Очевидно, это связано с торможением процесса окисления в результате повышения защитных свойств окисной пленки присутствующими в концентрате примесями железа, меди или окисных включений пустой породы, таких как SiO_2 , Al_2O_3 и других.

Выводы

Изучена кинетика окисления порошков металлизированного молибденитового концентрата и чистого молибдена воздухом в интервале 500—600°C.

Показано, что при 600°C окисление металлизированного концентрата протекает целиком за 2 часа, а чистого порошка молибдена за 40 мин.

Вычислены значения кажущейся энергии активации реакции окисления воздухом металлизированного молибденитового концентрата и молибденового порошка равные, соответственно, 61 и 154 кДж/моль.

Институт геологических наук АН Армянской ССР,
Институт металлургии им. А. А. Байкова АН СССР

Поступила 13.VIII.1981.

Կ. Ե. ՀԱԿՈՐՅԱՆ, Ի. Ս. ՏՈՒՐԳՆԵՆԿ, Գ. Ն. ԶՎԻԱԴԱՆԵ,
Տ. Ր. ՀՈՂՇՏԵՅՆ, Կ. Ա. ՆԱՐԵՅԱՆ

ՄՈԼԻԲԴԵՆԻ ԵՎ ՄԵՏԱԴԱՑՎԱԾ ՄՈԼԻԲԴԵՆԻՏԱՅԻՆ ՀԱՐՍՏԱՆՑՈՒԹՅՈՒՆ
ՓՈՇԻՆԵՐԻ ՕՔՍԻԴԱՑՄԱՆ ԿԻՆԵՏԻԿԱՆ

Ա Մ Փ Ո Փ Ա Ն Մ

Ուսումնասիրված է մետաղացված մոլիբդենիտային հարստանյութի և մաքուր մոլիբդենի փոշիների օդով օքսիդացման կինետիկան 500—600°C պայմաններում:

Հաշվված է մետաղացված մոլիբդենիտային հարստանյութի և մոլիբդենի փոշիների օդով օքսիդացման ունակցիաների թվացող ակտիվացման էներգիաները, որոնք համապատասխանաբար կազմում են՝ 61 և 154 կջ/մոլ:

C. E. HAKOPIAN, I. S. TURGUENEV, G. N. ZVIADADZE,
T. B. HOLSTEIN, K. A. NARINIAN

THE MOLYBDENUM AND METALLIZED MOLYBDENITE CONCENTRATE POWDERS OXIDATION KINETICS

Abstract

The kinetics of metallized molybdenite concentrate and pure molybdenum powders oxidation by air is investigated at an interval of temperatures 500—600 °C.

The values of activation apparent energy of metallized molybdenite concentrate and molybdenum powders oxidation by air reactions are calculated which correspondingly are equal to 61 and 154 kJ/mol.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Андреев Ю. А., Берлик Г. С., Котляр А. А. Электронные термовесы. «Приборы и техника эксперимента». 5, 1961.
2. Васильева А. Г., Микляев А. Д., Василевская И. И., Трушин В. Д., Бибикова В. И., Нисельсон Л. А. Регенерация ренийсодержащих отходов и получение высоко-чистых ренийских продуктов через семиокись рения. Сб. «Рений. Химия, технология, анализ». «Наука», М., 1976.
3. Джонс Е. С., Мошер Д. Ф., Шпайзер Р., Спретлак Д. У. Окисление молибдена. В кн.: «Молибден». ИЛ, М., 1959.
4. Норткотт Л. Окисление молибдена. В кн.: «Молибден», ИЛ, М., 1950.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.637(479 25)

Р. А. МИТОЯН

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БОРА В ПОРОДАХ
НЕКОТОРЫХ ПОЗДНЕТРЕТИЧНЫХ БАССЕЙНОВ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ АРМЕНИИ

С целью нахождения связи между содержанием бора, литологическим составом пород и фациальными условиями их осадконакопления, а также оценки зависимости концентрации бора в осадках от солености бассейна, нами были выбраны разрезы трех толщ, обладающих близким набором литологических разностей, но формировавшихся в разных условиях: морских (октемберянская свита), лагунных (гипсо-соленосная толща), озерных (отложения Палеосевана). Накопление этих толщ происходило в водоемах, последовательно, с некоторым перерывом во времени сменяющих друг друга. В тектоническом отношении они представляют собой северную часть крупного Анатолийско-Иранского межгорного прогиба позднеальпийской складчатости [4].

Октемберянская свита датируется нижним-средним олигоценом [1], но есть представления о значительно молодом (мэотис-понт или средний миоцен-н. сармат) ее возрасте [2, 5]. Литологически она подразделяется на нижнюю терригенную, среднюю глинистую и верхнюю терригенную подсвиты. Бороносность их изучена в восьми скважинах Октемберянской площади.

Гипсо-соленосная толща имеет среднемиоценовый возраст [2]. Она опробована в разрезах семи скважин (Октемберянская площадь, Ераблур, Арамус, Камо).

Отложения Палеосевана исследованы в разрезе скважины № 2 (с. Норакерт), вскрывшей на интервале 370—510 м толщу глин слабо диатомовых глин, остракодовых глин, слабо сцементированных алевролитов и песчаников, датированную геологами Севанской картировочной партии плиоценом.

Материалом для настоящей статьи послужили результаты анализов 400 проб из керна скважин экспедиции «Нефтеразведка», структурного и картировочного бурения УГ Армянской ССР.

Определения бора производились нами на кафедре геохимии МГУ количественным спектрографическим методом на дифракционном спектрографе ДФС-13. Результаты анализов обработаны методом математической статистики. Фактический материал представлен в табл. 1.

Как видно из таблицы, породы гипсо-соленосной толщи хорошо дифференцируются по содержанию бора: максимальные концентрации его обнаружены в глинах; в карбонатных породах (карбонаты, мергели,

карбонатные глины) он убывает, достигая минимума в алевролитах и песчаниках. Различия по содержанию бора между отдельными типами пород октемберянской и озерной свит незначительные, однако и здесь наблюдается возрастание бора по мере увеличения тонкой фракции в этих отложениях. Исключение составляют мергели октемберянской свиты, в которых содержание бора несколько выше, чем в глинах.

Таблица 1

Средние содержания бора ($10^{-2} \%$) в породах октемберянской свиты, гипсо-соленосной и озерной толщ

		n	$\bar{x}$	S	A	E	V
Октемберянская свита	Глины	119	0,27	0,18	2,62	7,74	0,67
	Алевролиты	63	0,21	0,18	3,09	9,18	0,85
	Песчаники	31	0,20	0,17	2,84	8,58	0,85
	Мергели	14	0,39	0,28	0,48	-1,05	0,13
	Среднее	229	0,25	0,19	2,45	6,21	0,16
Гипсо-соленосная толща	Глины	38	2,25	2,11	2,54	8,34	0,93
	Алевролиты и песчаники	8	0,93	0,5	1,42	0,81	0,53
	Карбонаты	5	1,31	1,37	0,26	-2,18	1,04
	Гипсоносные породы	59	0,52	0,41	0,74	-0,61	0,78
	Галит	24	0,32	0,27	1,15	0,49	0,73
	Среднее	134	1,04	1,42	4,05	23,73	1,36
Отложения Палеосевана	Глины	10	0,18	0,04	0,4	-0,59	0,22
	Диатомовые глины	11	0,16	0,018	-0,15	-1,51	0,11
	Алевролиты и песчаники	6	0,12	0,037	0,1	-2,17	0,30
	Карбонаты	5	0,12	0,019	0,038	1,85	0,15
	Среднее	32	0,15	0,02	0,2	-0,5	0,13
Октемберянская свита (только глины)	Верхняя терригенная подсвита	30	0,31	0,26	1,86	2,95	0,83
	Глинистая подсвита	78	0,27	0,15	2,47	6,7	0,55
	Нижняя терригенная подсвита	11	0,16	0,024	0,01	-3,00	0,15

Примечание: n—количество проб, $\bar{x}$ —среднее содержание, S—стандартное отклонение, A—асимметрия, E—эксцесс, V—варianция.

О формах нахождения бора в карбонатах и солях высказаны различные мнения. Так, например, А. М. Иванов [8] и В. А. Головки [6] считают, что в бассейнах повышенной солености в карбонатных образованиях ион BO_3^{-3} (с радиусом $2,68\text{\AA}$) может изоморфно замещать близкий ему ион CO_3^{-2} ($2,57\text{\AA}$), а в сульфатных породах ион SO_4^{-2} ($2,55\text{\AA}$). Другой точки зрения придерживается Г. Хардер [12], согласно которому, главным носителем бора в карбонатах является глинистая фракция. Это подтверждается и другими данными. Так, Г. Хане и А. Тиле [13] было установлено, что в чистых известняках Австрии содержание бора составляет $0,0028\%$, в то время как в мергелях оно увеличивается до $0,0143\%$.

В рассматриваемых нами толщах зависимость между содержанием бора и глинистостью осадков очевидна, особенно четко она проявляется в породах гипсо-соленосного бассейна. Такая устойчивая приуроченность бора к глинистым породам не может быть случайной, она объясняется активным сорбционным поглощением его глинистыми минералами.

После работ В. М. Гольдшмидта и К. К. Петерса [7] и более поздних исследователей [9, 11, 14], установивших наличие прямой связи между содержанием бора в глинистых осадках и степенью солености бассейна, этот элемент стал рассматриваться как наиболее чувствительный индикатор палеосолености водоемов осадконакопления.

А. И. Мун [11], изучая поведение бора в илах современных озер с разной минерализацией вод, установил следующие значения концентраций: для соленых типов водоемов—0,01—0,018%, солоноватых—0,0038—0,008%, пресных—0,0029—0,0042%. Согласно этому исследователю, количество бора в осадках после диагенетических изменений практически остается без изменений.

Среди отложений рассматриваемых нами бассейнов породы гипсо-соленосной толщи среднего миоцена резко выделяются по высокому содержанию бора. Так, например, концентрация бора в глинах гипсо-соленосной толщи на порядок выше, чем в тех же породах октемберянской и озерной свит.

Она несколько превышает верхний предел значений содержания бора в илах современных соленых озер (по А. И. Муну).

Содержание бора в глинах октемберянской и озерной свит весьма низкое, оно составляет соответственно 0,0027 и 0,0016%.

Сравнение данных таблицы с цифровыми данными А. И. Муна указывает на то, что формирование этих свит происходило в опресненных бассейнах. Такой вывод хорошо согласуется с палеонтологическими данными. Фауна, заключенная в октемберянской свите, согласно А. А. Габриеляну [3], указывает на пресноводность бассейна. В отложениях Палеосевана присутствуют мелкие гастроподы из рода *Radix*, которые, по заключению А. Л. Чапалыги, обитают исключительно в пресных водоемах.

Следует также отметить, что близкие к нашим значения содержания бора указываются и для плейстоценовых пресноводных озерных глин Армянской ССР [10]. Вверх по разрезу октемберянской свиты наблюдается некоторое увеличение концентрации бора в глинах от 0,016% в нижней терригенной подсвите до 0,0031%—в верхней, что указывает на постепенное повышение солености морского бассейна по мере его развития.

Обобщая вышеизложенное относительно распределения бора в породах рассматриваемых бассейнов, можно сделать следующие выводы:

1. Доля бора в отложениях увеличивается с возрастанием в них роли тонкой фракции. В концентрации бора определяющее значение имеет глинистая фракция.

2. Между содержанием бора и соленостью бассейна устанавливается прямая зависимость. Низкие содержания бора в глинах Палеосевана и Октемберянского бассейна указывают на их пресноводный характер, что хорошо согласуется с фаунистическими данными.

Максимальные концентрации бора фиксируются в глинах солеродного бассейна.

Московский государственный
университет

Поступила 2. III 1980.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аракелян Р. А., Мелик-Бархударов К. Б., Толмачевский А. А., Тащян А. А. Перспективы нефтегазоносности олигоценовых и миоценовых отложений Армянской ССР и дальнейшее направление геологоразведочных работ. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1967.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. «Айпетрат», Ереван, 1958.
3. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1964.
4. Габриелян А. А. Положение Армении в тектонической структуре Кавказско-Анатолийско-Иранского сегмента альпийской складчатой области. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1970.
5. Геология СССР, т. XI. III, Армянская ССР. Геологическое описание. «Недра», М., 1970.
6. Головкин В. А. Некоторые данные к петрографической и геохимической характеристике озерско-хованских отложений Подмосковья. Докл. АН СССР, т. 130, № 4, 1960.
7. Гольдшмидт В. М., Петерс В. В. К геохимии бора. «Сборник статей по геохимии редких элементов». ГОНТИ, М.—Л., 1938.
8. Иванов А. М. Геохимические обоснования изоморфизма аниона BO_3^{3-} в карбонатной и сульфатной стадиях седиментации. В кн. «Геология, геохимия и разработка нефтяных и газовых месторождений», Куйбышев, 1969.
9. Кейт М., Дегенс Э. Геохимические индикаторы. В кн. «Геохимические исследования». Пер. с англ. ИЛ, М., 1961.
10. Лукашев В. В., Пашалы Н. В., Саядян Ю. В., Церетели Д. В. Геохимические особенности плейстоценовых глин Закавказья. Сб. «Геология четвертичного периода». Изд. АН АрмССР, Ереван, 1977.
11. Мун А. И. О некоторых геохимических показателях условий осадконакопления в водоемах прошлого. В кн. «Исследования по теоретической и прикладной химии моря». «Наука», 1972.
12. Хардер Г. Геохимия бора. Пер. с немецк. «Недра», М., 1965.
13. Helde F., Thille A. Der Borgehalts des Saal Wassers. „Naturwissenschaften“ Bd. 45, 15, 1958.
14. Porrengs D. H. Bore Content of core samples From Alleanc—28, sorinain as an indicator of Palaeosolentty „Geologie and Mineralogy“ vol. 48, 2, 1969.

УДК 550.344 62(479.25)

А. А. СААКЯН

СТАНЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ ВРЕМЕН ПРОБЕГА P ВОЛН
ОТ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ

Изучение стационарных особенностей времен пробега P волн представляет большой интерес как для уточнения основных параметров гипоцентров землетрясений, так и для получения сведений об особенностях внутреннего строения Земли. Наиболее эффективным методом изучения является метод, основанный на детальном анализе стационарных невязок от стандартного годографа. В литературе известно много работ такого рода [3, 5, 7, 9]. Однако до настоящего времени этот метод не был применен для анализа наблюдений над P -волнами для землетрясений Кавказа.

Используя известный прием расчета параметров функции распределения невязок [3, 4, 5, 6, 11], становится возможным получить представление о поле невязок P волн как для всего Армянского нагорья, так и для его отдельных зон.

Ранее нами была описана методика изучения стационарных невязок [6], заключающаяся в статистическом расчете параметров кривых распределения невязок

$$f_i = t_p - t_p^*, \quad (1)$$

где t_p — наблюдаемые времена пробега P волн, t_p^* — времена пробега, рассчитанные по годографу Джеффриса-Буллена (Д-Б).

Как показал Джеффрис, плотность распределения невязок можно выразить формулой

$$P(f_i) = \frac{1-S}{\pi} h \exp[-h^2(f_i - a)^2] + Sg(f_i), \quad (2)$$

где $h^2 = 1/2\sigma^2$, σ — стандартное отклонение одного наблюдения,

Sg — мало меняется сверх области порядка $1/h$. Вводя величину ω (она называется обычно „вес“)

$$\omega^{-1} = 1 + \mu \exp[h^2(f_i - a)^2], \quad (3)$$

где

$$a = \sum \omega_i f_i / \sum \omega_i; \quad \sigma^2 = \sum (f_i - a)^2 / (n-1)$$

можно получить нормально распределенные взвешенные невязки.

В [6] также был дан подход к отбору материала наблюдений.

Целью настоящей работы является обсуждение результатов расчета величин α —станционных поправок в зависимости от взаимного расположения очагов и станций.

Статистический анализ проводился на материале 474 землетрясений, которые группируются в генетически разных сеймотектонических зонах: Джавахетской, Ардагано-Карсской, Бардог-Котурской и Зангезурской [6].

Анализ параметров функции распределения станционных невязок осуществлялся для всей совокупности землетрясений и для совокупности землетрясений после последовательного деления Армянского нагорья на части.

Анализ значений случайных ошибок по совокупностям землетрясений всего Армянского нагорья и выделенных областей показал, что полученные поправки довольно грубые и плохо отражают их азимутальные неоднородности, поэтому более подробно остановимся на анализе параметров функции распределения невязок для отдельных сеймотектонических зон Армянского нагорья.

В табл. 1 приведены основные параметры функции распределения станционных невязок для отдельных сейсмоактивных зон Армянского нагорья по станциям ЕССН Кавказа.

Возможные зональные особенности индивидуальных станций исследовались путем сравнения a_i^{jk} на основании следующего критерия:

$$a_i^j - a_i^k > 0,4 \text{ сек.} \quad (5)$$

при $\delta < \pm 0,15 \text{ сек.}$

Здесь i —номер станции, j, k —номера сейсмоактивных зон, а

$$\delta = \sigma / \sqrt{n} \quad (6)$$

есть ошибка в среднем значении.

Величина 0,4 сек является статистически значимым и более чем в два раза перекрывает ошибку в среднем значении и точность снятия первых вступлений на сейсмограмме.

Анализируя всю систему станционных поправок на основе критерия (5), мы нашли станции, поправки которых оказались инвариантными по отношению ко всем рассматриваемым зонам и станциям, поправки которых оказались существенно различными для одной и нескольких зон. В первом случае станция характеризуется одной станционной поправкой и принимается за станцию первого рода.

В других случаях каждая станция, в зависимости от числа значимых станционных поправок, принимается за станцию второго, третьего и четвертого рода соответственно.

На основании этой классификации составлена табл. 2.

Как показывает таблица 2, лишь станции Абастумани, Кировабад, Леникан и Степанаван являются станциями четвертого рода. С целью выяснения вопроса о количестве деления Армянского нагорья на зоны, нами вышеуказанные зоны делились на части и для них рассматрива-

Таблица 1

Основные параметры функции распределения стационарных невязок по отдельным сейсмоактивным зонам Армянского нагорья

№№ п/п	Название станции	α, см/сек				β, сек							
		а	б	в	г	а	б	в	г	а	б	в	г
1	Абастумани	-0,25±0,16	0,65±0,28	2,42±0,26	2,02±0,28	1,02	1,47	1,13	0,91	0,87	0,80	0,85	0,93
2	Ахалкалаки	0,64±0,14	1,15±0,33	2,71±0,32	2,52±0,22	1,0	1,68	1,19	0,87	0,85	0,75	0,81	0,95
3	Баку	0,91±0,43	0,98±0,52	1,45±0,39	1,33±0,38	1,04	1,02	1,05	1,02	0,80	0,81	0,81	0,81
4	Бакуриани	0,81±0,20	1,00±0,20	2,62±0,22	2,39±0,21	1,26	1,43	1,01	0,81	0,81	0,74	0,88	0,96
5	Богдановка	0,74±0,15	1,04±0,30	2,76±0,18	2,61±0,24	0,98	1,52	1,16	0,97	0,83	0,77	0,83	0,86
6	Вагденис	2,03±0,19	2,22±0,19	1,69±0,24	0,03±0,20	1,02	1,02	1,01	0,91	0,82	0,77	0,89	0,88
7	Горис	2,42±0,29	2,37±0,26	1,40±0,22	1,29±0,17	1,12	1,16	1,10	0,82	0,75	0,76	0,81	0,90
8	Грозный	2,23±0,23	1,87±0,26	1,75±0,33	1,90±0,41	0,84	0,98	1,09	1,08	0,85	0,85	0,86	0,79
9	Гегечкори	0,89±0,21	1,94±0,22	1,98±0,37	1,44±0,60	1,23	0,96	1,04	1,54	0,80	0,84	0,88	0,72
10	Гори	0,87±0,16	2,42±0,24	2,32±0,38	2,29±0,28	1,02	1,14	1,11	1,01	0,85	0,89	0,84	0,86
11	Душети	0,76±0,22	2,31±0,21	2,45±0,27	2,34±0,30	1,31	0,95	1,45	1,13	0,78	0,88	0,79	0,85
12	Ереван	-0,16±0,29	0,91±0,40	0,51±0,33	0,84±0,30	1,72	1,51	1,78	1,34	1,68	0,69	0,70	0,78
13	Зугдиди	1,99±0,20	2,01±0,21	1,75±0,35	1,96±0,46	0,94	1,01	0,95	0,99	0,86	0,88	0,91	0,89
14	Кировабад	0,87±0,22	1,27±0,32	1,88±0,25	0,42±0,27	1,42	1,40	1,36	1,03	0,79	0,77	0,76	0,81
15	Лагодехи	1,08±0,20	1,36±0,29	1,63±0,25	1,66±0,28	1,12	1,21	1,14	1,10	0,82	0,80	0,84	0,87
16	Ленинакан	0,35±0,19	1,00±0,33	2,26±0,20	2,76±0,24	1,21	1,68	1,14	0,94	0,79	0,72	0,87	0,88
17	Ленкорань	0,88±0,55	1,07±0,48	1,16±0,45	1,12±0,37	1,13	0,99	1,27	1,22	0,80	0,84	0,80	0,79
18	Мингечаур	1,08±0,34	1,23±0,39	1,20±0,35	0,88±0,41	0,86	0,94	1,08	1,17	0,88	0,88	0,84	0,78
19	Макачкала	1,67±0,47	1,91±0,38	1,74±0,40	1,84±0,44	1,63	1,23	0,96	0,87	0,72	0,82	0,88	0,93
20	Нахичевань	1,74±0,23	1,81±0,24	0,00±0,24	0,30±0,15	0,82	0,86	1,01	0,84	0,93	0,94	0,88	0,91
21	Острая Жил.	0,86±0,59	0,84±0,58	1,25±0,48	1,50±0,43	1,13	1,06	0,99	1,05	0,79	0,81	0,91	0,82
22	Они	0,76±0,16	2,18±0,27	2,20±0,28	2,16±0,31	1,03	1,08	1,05	0,97	0,81	0,82	0,83	0,88
23	Пятигорск	1,53±0,22	1,71±0,32	1,58±0,39	1,73±0,38	1,01	0,93	1,20	0,82	0,83	0,83	0,80	0,90
24	Саберно	2,07±0,19	2,24±0,24	1,98±0,22	1,84±0,41	1,10	1,11	0,99	1,18	0,86	0,85	0,88	0,82
25	Степанаван	0,42±0,21	1,53±0,21	2,14±0,21	2,61±0,22	1,36	1,22	1,22	0,87	0,76	0,78	0,84	0,91
26	Сочи	0,33±0,38	0,67±0,33	1,16±0,50	1,16±0,56	0,95	0,81	1,03	0,90	0,83	0,96	0,84	0,86
27	Тбилиси	0,04±0,22	1,26±0,23	1,75±0,29	1,52±0,28	1,36	1,02	1,33	1,09	0,78	0,89	0,81	0,85
28	Ткибули	0,58±0,22	2,27±0,29	2,17±0,39	2,08±0,41	1,07	1,08	1,24	1,13	0,85	0,83	0,81	0,83
29	Цебельда	1,42±0,26	1,44±0,37	1,46±0,38	1,31±0,49	1,23	1,41	1,26	1,36	0,78	0,74	0,76	0,85
30	Ханши	1,98±0,16	1,95±0,26	1,88±0,33	1,78±0,41	0,98	1,02	1,07	0,98	0,90	0,86	0,87	0,86
31	Цемаха	1,24±0,51	1,41±0,48	1,42±0,58	1,85±0,26	1,39	1,28	1,32	1,30	0,78	0,79	0,76	0,78

Примечание: а, б, в, г—соответственно для Джавахетской, Ардагано-Каресской, Бардог-Котурской и Зангезурской зон.

лись параметры кривых распределения невязок. Несмотря на тенденцию к новой регионализации этими станциями, деление Армянского нагорья на основании имеющегося исходного материала на четыре очаговые зоны будем считать оптимальным, т. к. полученные поправки для этих частей зон не удовлетворяют критерий (5).

Таблица 2

Региональные эффекты стационарных поправок

Классификация станций по родам			
I	II	III	IV
Грз. Згд. Лнк. Мнг. Мхч. Птг. Сбр. Хши. Цбд.	Гор. Душ. Ерв. Они. Гбл. Ткб. Шмх. Бку. Бкр. Бгд. Грс. Лгд. Нхч. Ожл. Соч.	Ахл. Врд. Гчр.	Абс. Крб. Лен. Стп.

Значения стационарных поправок для Джавахетской. Ардагано-Кароской, Бардог-Котурской и Зангезурской зон в виде изолиний приведены на рис. 1. Как видно, имеют место следующие закономерности:

1. Станции, расположенные в Рионской, Куринской низменностях, в долинах и на береговых частях Черного и Каспийского морей, обладают низкими значениями поправок и наоборот.

Как отмечает ряд авторов [2, 8], для землетрясений Джавахетского нагорья, при определении координат эпицентров сейсмическая станция Кировабад дает отклонение, причем она систематически «притягивает» эпицентр. Из рис. 1 следует, что это явление характерно не только для сейсмической станции Кировабад и не только по отношению к Джавахетской зоне, но и для всех станций, расположенных в низменностях, т. к. их стационарные поправки значительно меньше, чем следовало бы ожидать на этих эпицентральных расстояниях.

2. Когда сейсмический луч распространяется на север, т. е. в антикавказском направлении, то наблюдается некоторое увеличение в значениях поправок.

Аналогичное явление, т. е. распространение сейсмической волны вкрест простиранию тектонических структур, наблюдалось и в дальней зоне [7].

Полученные стационарные поправки могут быть использованы для определения координат эпицентров землетрясений Армянского нагорья для $h=0$. Для этой цели мы предлагаем следующий порядок операций.

1. По $S-P$ по близким станциям определяется время в очаге.
2. Делается коррекция в наблюдаемые времена пробега.

$$t_p = t_{\text{набл } j} - a_{ij}, \quad (7)$$

где i —номер станции, j —номер зоны.

3. По t_p по годографу Д-Б, для $h=0$, определяются эпицентральные расстояния и по ним делаются засечки.

На рис. 2 приведены примеры определения координат эпицентров землетрясений по годографу Левицкой-Лебедевой с применением стационарных поправок.

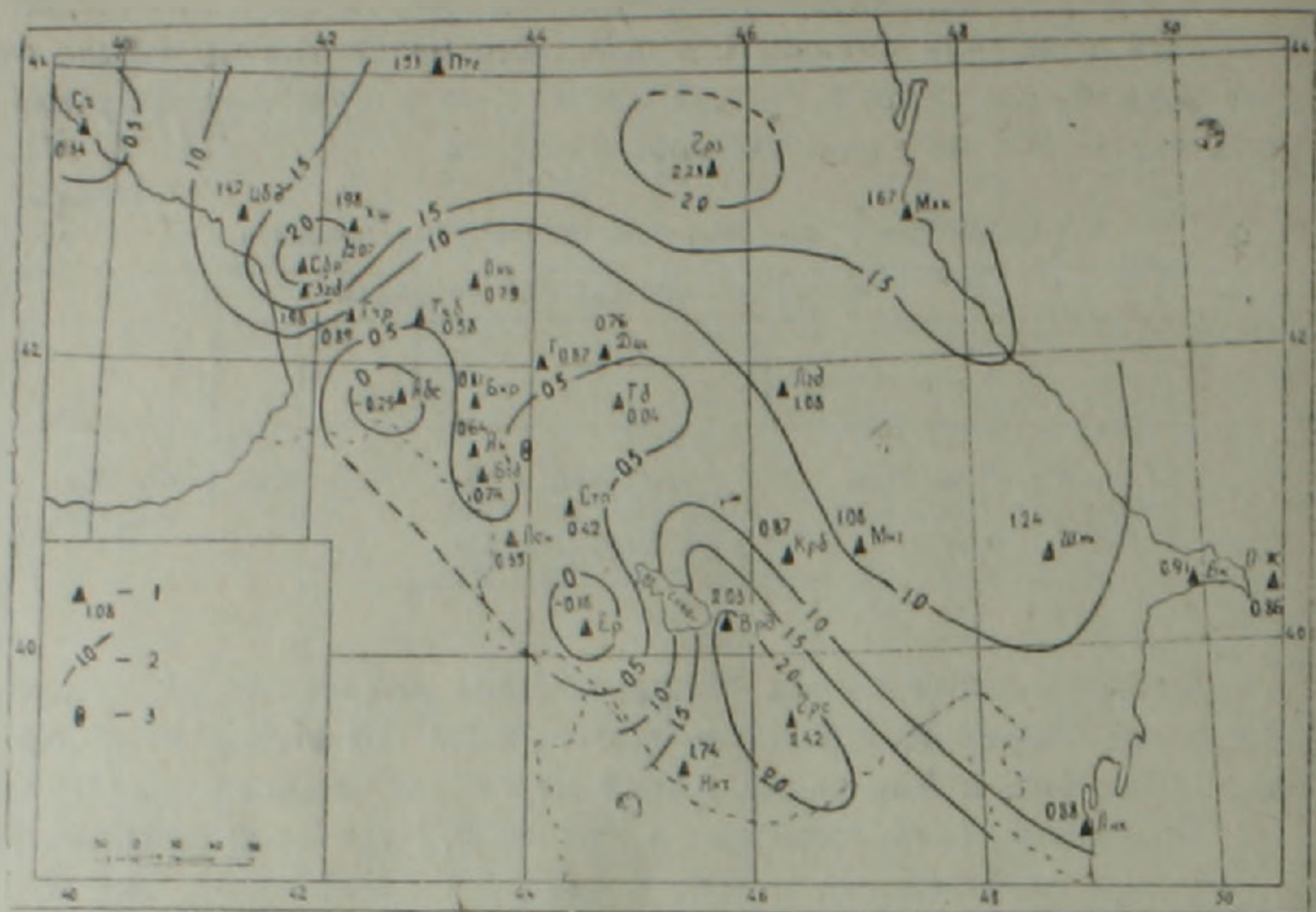


Рис. 1а.

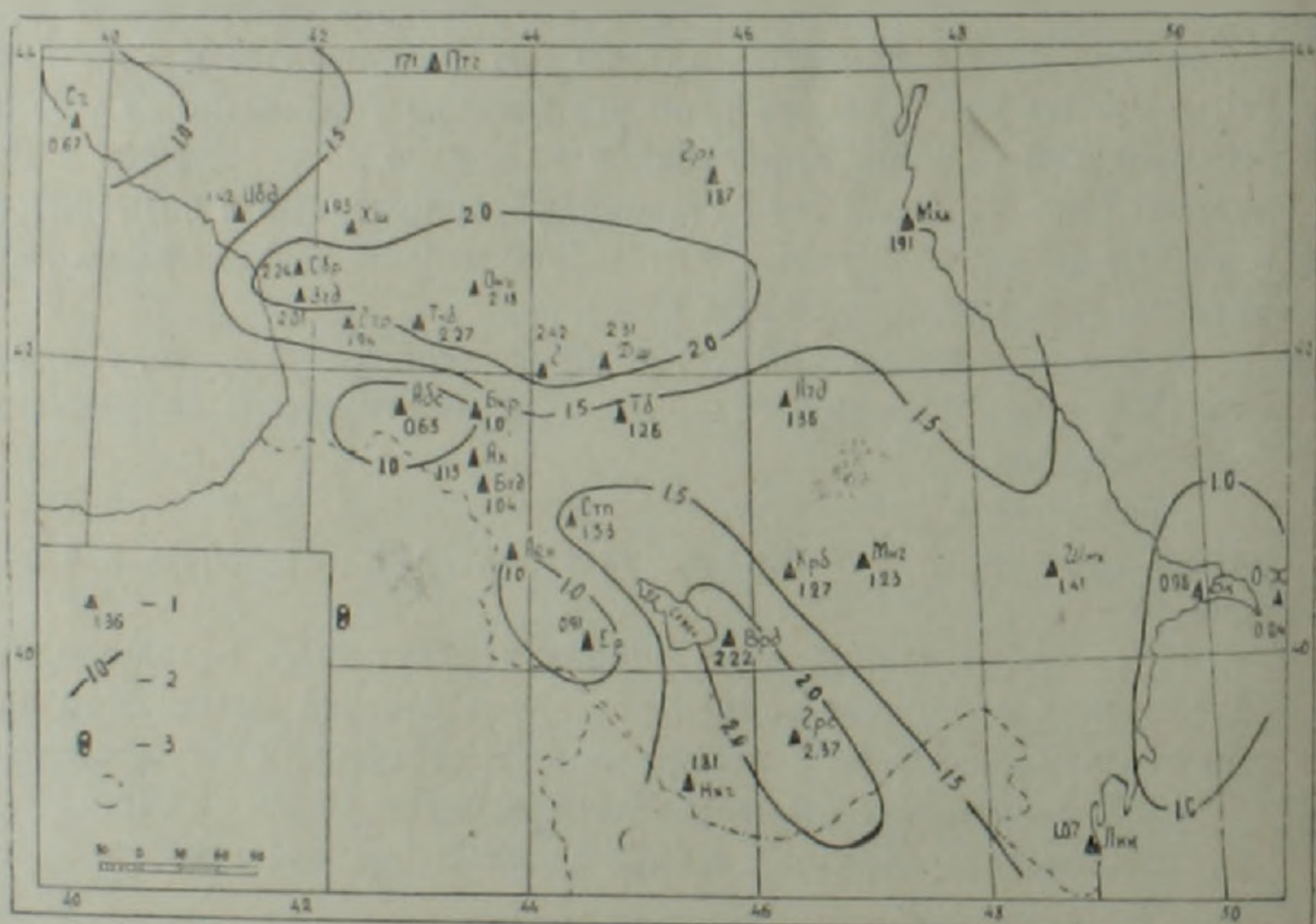


Рис. 1б.

Рис. 1. Изолнии станционных поправок а, б, в, г—для Джавахетской, Ардагано-Карсской, Бардог-Котурской и Зангезурской зон соответственно. 1—Сейсмические станции со значениями поправок. 2—Изолнии станционных поправок. 3—Среднестатистический центр эпицентральной зоны.

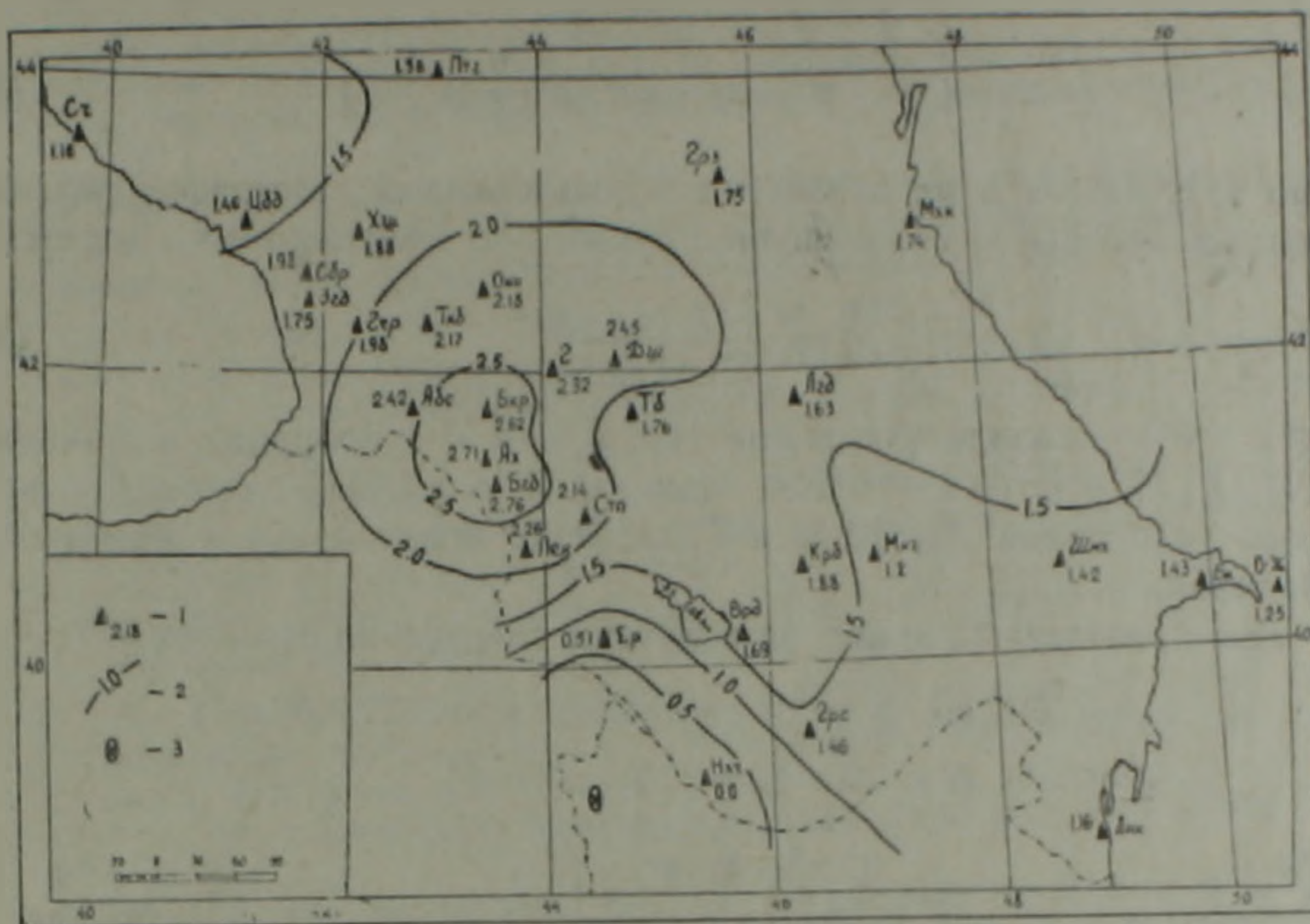


Рис. 1в.

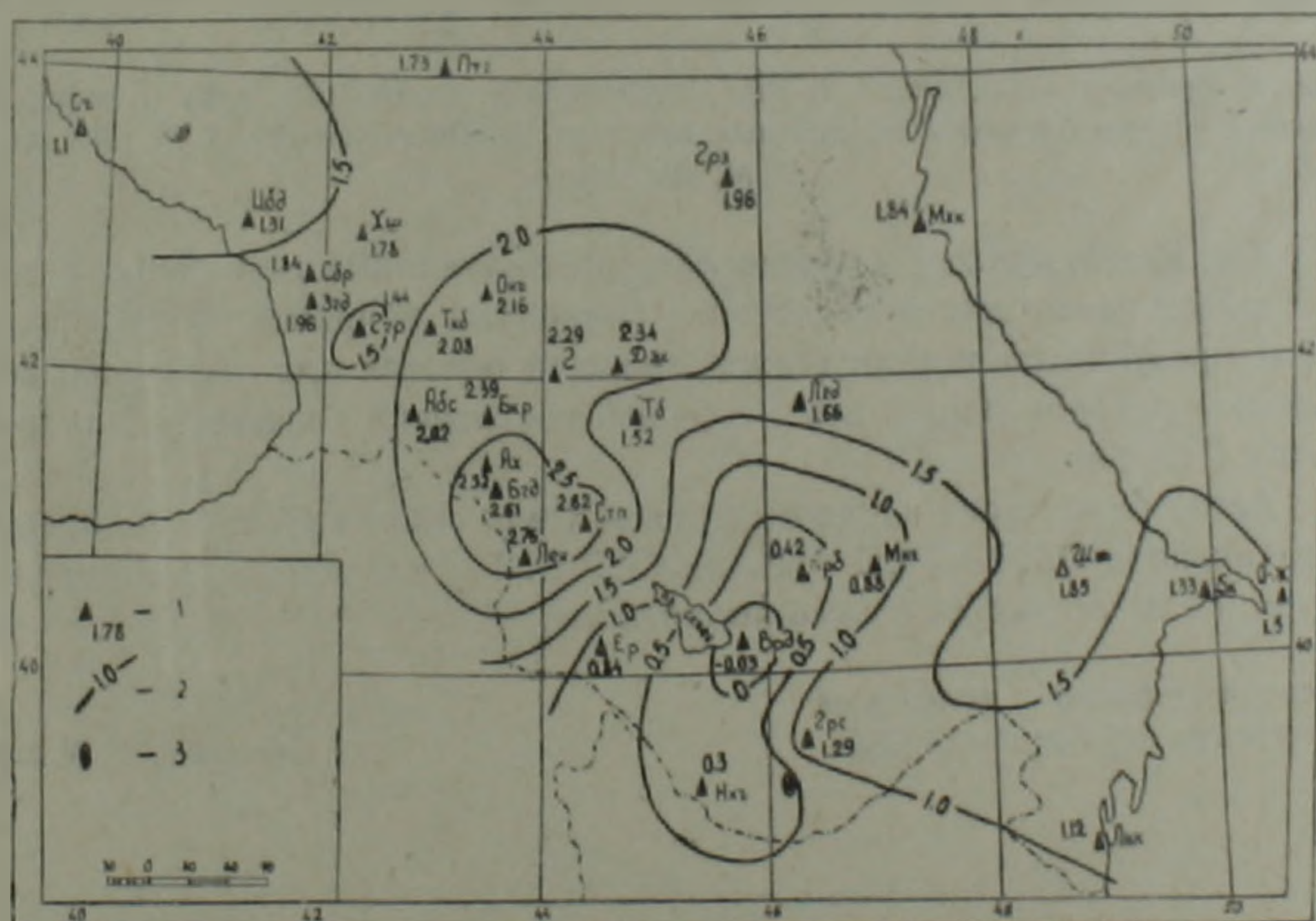


Рис. 1г.

С целью оценки правдоподобия полученных координат сравнивались суммы абсолютных значений невязок. Для каждого эпицентра и каждой пары очаг-станция вычислялись эпицентральные расстояния [1]

$$\Delta^2 = (\lambda - \lambda')^2 + (\varphi - \varphi')^2 \sin^2 \frac{1}{2} (\lambda + \lambda') \quad (8)$$

и по полученным Δ на основании использованных годографов рассчитывались невязки и сравнивались суммы их абсолютных значений

$$\xi = \frac{\sum |f_i|_{\text{д-б}}}{\sum |f_i|_{\text{л-л}}} \quad (9)$$

В (8) φ и λ — координаты эпицентра, а φ' и λ' — координаты станции. В (9) $|f_i|_{\text{д-б}}$ и $|f_i|_{\text{л-л}}$ — суммы значений абсолютных невязок по отношению годографов Джеффриса-Буллена (с поправками) и Левицкой-Лебедевой.

Для приведенных примеров получены следующие значения ξ :

$$\xi_a = 0,58 \text{ по } N=20 \text{ станциям, } \xi_b = 0,51, N=17$$

$$\xi_{\text{л-л}} = 0,52, N=19, \xi_r = 0,54, N=21.$$

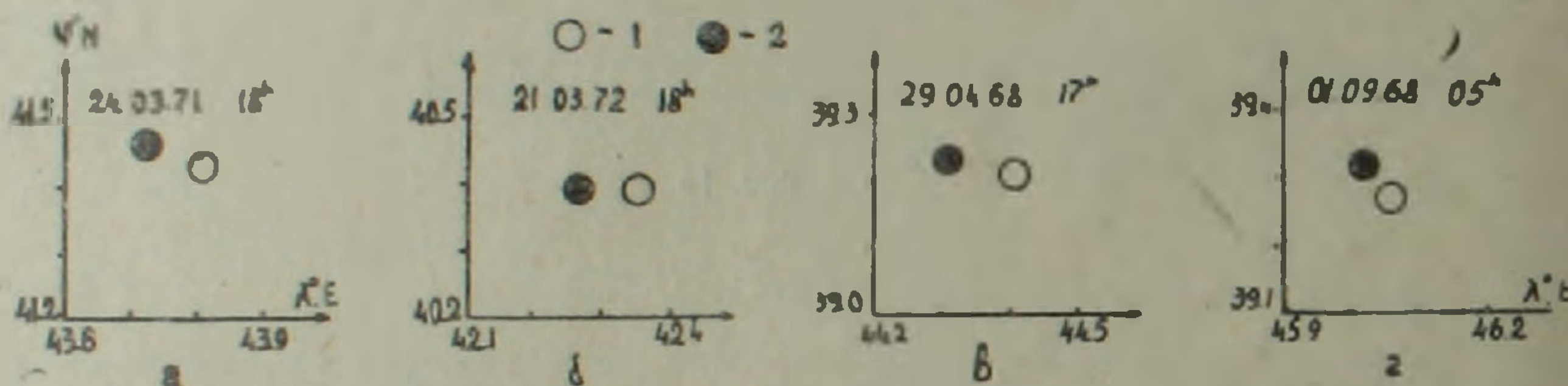


Рис. 2. Примеры определения координат эпицентров. 1—По годографу Джеффриса-Буллена с использованием станционных поправок. 2—По годографу А. Я. Левицкой, Т. М. Лебедевой.

Как видно, лучшее согласование индивидуальных станционных данных имеет место при применении станционных поправок. Следовательно, эти результаты могут служить хорошей основой для получения скоростного разреза земной коры с целью построения годографа для различных глубин.

Автор благодарит научного руководителя работы Н. В. Кондорскую и начальника ОМЭ ИГИС АН Арм.ССР Э. Г. Гедакяна за ценные указания и помощь в процессе ее выполнения.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 21. V. 1981.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Буллен К. Е. Введение в теоретическую сейсмологию. «Мир», М., 1966.
2. Джибладзе Э. А., Гоцадзе О. Д. Общие осредненные годографы Кавказа. Тр. Ин-та геофизики АН Груз. ССР, т. XX, Тбилиси, 1962.
3. Кондорская Н. В., Желанкина Т. С. и др. Некоторые результаты применения ЭВМ при обобщении сейсмических наблюдений. Работы по вычислительной сейсмологии. Вып. 1, «Наука», 1966.
4. Кондорская Н. В., Захарова А. И. Об унификации определения координат очагов землетрясений Средней Азии. Известия АН СССР, сер. Физика Земли, № 9, 1970.
5. Кондорская Н. В. Кинематические особенности первых вступлений сейсмических волн. *Vorträge der KPD—Tagung, Berlin, 14, 1969.*
6. Саакян А. А. Эпицентральные поправки к стандартному годографу Джеффриса-Буллена для Армянского нагорья. Известия АН Арм ССР, сер. Науки о Земле, № 5, 1981.
7. Славина Л. Б. О зависимости определения положения эпицентра землетрясения от расположения станций и от особенностей времен пробега Р-волн. Известия АН СССР, сер., Физика Земли. № 2, 1971.
8. Твалтвадзе Г. К. Строение земной коры в Грузии и построение систем теоретических годографов. Изд. АН Груз ССР, Тбилиси, 1960.
9. *By Kaila K. L., Reddy P. R. and Haril Narain, P-wave travel times from shallow earthquakes recorded in India and inferred upper Mantle Structure, Bull. of the Seism. Soc. of Am., vol. 58, № 6, december, 1968.*
10. *Jeffreus H., Bullen K. E. Seismological tables. Brit. Ass. Gray—Milne Trust, 1940, 1958.*
11. *Jeffreus H. The times of P in Japanese and European earthquakes, Mon. Not. R. Astr. Soc., Geophys. Suppl., 6, 557. 1954.*

УДК 551.509.2(479.25)

С. Г. САДОЯН

О МЕТОДИКЕ СОСТАВЛЕНИЯ МАШИННЫХ КАРТ ПЛОЩАДНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СУММЫ ТЕМПЕРАТУР БОЛЬШЕ 10° В АРМЯНСКОЙ ССР

Одной из существенных черт современной научно-технической революции является определенный рост объема информации, которую приходится использовать и перерабатывать. В настоящее время предпринимаются попытки существенно изменить технологию приема метеорологической информации для решения многих задач прикладного характера в различных отраслях народного хозяйства или для климатического описания более или менее обширных территорий. Благодаря этим попыткам, вероятно, будут сокращены потери информации при приеме различных технических и технологических причин, а также существенно улучшено качество первичной обработки метеорологической и климатологической информации. Эти меры будут способствовать улучшению результатов объективного анализа.

В этой связи легко понять быстрый рост значения карт и картографических методов. Картографические изображения обладают большими информационными возможностями. К их числу относится сравнительная быстрота и простота восприятия территориальной информации, а также удобство анализа пространственной взаимосвязи, обусловленное наглядностью отображения территориальной дифференциации.

Одним из наиболее рациональных видов представления климатического материала с учетом требований отдельных отраслей народного хозяйства является картирование основных параметров климата. Картирование производится путем соединения на карте-основе, в качестве которой может служить любая географическая немая карта исследуемой территории, контуров по кодовым знакам соответственно количественным значениям картируемой величины. К сожалению, однако, приходится признать, что построение карт до сих пор является чрезвычайно трудоемкой процедурой, требующей от составителя высокой квалификации и больших затрат времени, причем это относится не только к карте метеорологических величин, но и, как правило, к большинству других пространственно меняющихся характеристик (климатических, гидрологических и др.). Кроме того, при любой интерпретации изменения метеорологических величин неизбежно субъективное искажение полученных результатов, зависящих от интерпретатора, составляющего карту. С целью облегчения процедуры картирования в последние годы был принят ряд попыток автоматизации его отдельных элементов с помощью

ЭВМ. В частности, наиболее полный цикл работ был проведен в Эстонской агрометеорологической лаборатории под руководством Х. П. Каринга [2]. Разработанная методика решает задачу автоматизации построения различных микроклиматических карт, используемых при планировании сельскохозяйственного производства.

Для построения интересующих нас региональных метеорологических карт Армянской ССР была использована методика, разработанная в Ленинградском Агрофизическом институте, в основе которой лежит метод оптимальной линейной интерполяции [1]. Он дает неплохие результаты, особенно в районах, малоосвещенных данными наблюдений.

Данные были взяты из климатического справочника [3], все характеристики исследуемой величины (в данном случае суммы температур больше 10°) были записаны на магнитную ленту ЭВМ «БЭСМ-4», затем по порядковому номеру станции производилось считывание нужных массивов температуры и среднеквадратических отклонений σ_T .

Для организации быстрого поиска влияющих станций при анализе применялся известный принцип машинной карты. При этом вся исследуемая площадь (в данном случае территория Армянской ССР) вписывается в квадрат, который разделен на малые квадраты со стороной 3 км. Одному малому квадрату приписывается не более двух или трех находящихся в нем влияющих станций с поступающими исходными данными. Это условие обеспечивает более равномерный выбор влияющих станций и устраняет избыток информации. В соответствии с этим значение картируемой метеорологической величины в произвольной узловой точке сетки с координатами $(x_0; y_0)$ в зависимости от условий рассчитывается согласно одной из двух формул.

В том случае, если точка $(x_0; y_0)$ оказывается лежащей внутри треугольника, образованного тремя близлежащими к ней станциями, то используется соотношение:

$$Z_0 = a + bx_0 + cy_0,$$

где коэффициенты a , b и c находятся путем решения системы трех линейных уравнений вида:

$$Z_i = a + bx_i + cy_i \quad (i = 1, 2, 3).$$

где z_i — значение картируемой метеорологической величины в пунктах наблюдения, по которым производится интерполяция.

Указанная процедура соответствует тому, что через точки

$$(x_1; y_1; z_1); \quad (x_2; y_2; z_2); \quad (x_3; y_3; z_3)$$

проводится плоскость и значение интерполируемой величины определяется вертикальной координатой, отвечающей значениям $x = x_0$; $y = y_0$.

В том случае, если точка $(x_0; y_0)$ оказывается лежащей вне треугольника, образованного тремя близлежащими точками метеорологи-

ческих станций, значение картируемой величины определяется по двум близлежащим точкам. После проведения указанных расчетов вся область возможных значений картируемой величины делится на некоторое число заранее заданных непересекающихся интервалов (градаций) и после нахождения конкретного численного значения величины в каждом узле сетки определяется градация, в которую попадает данное зна-

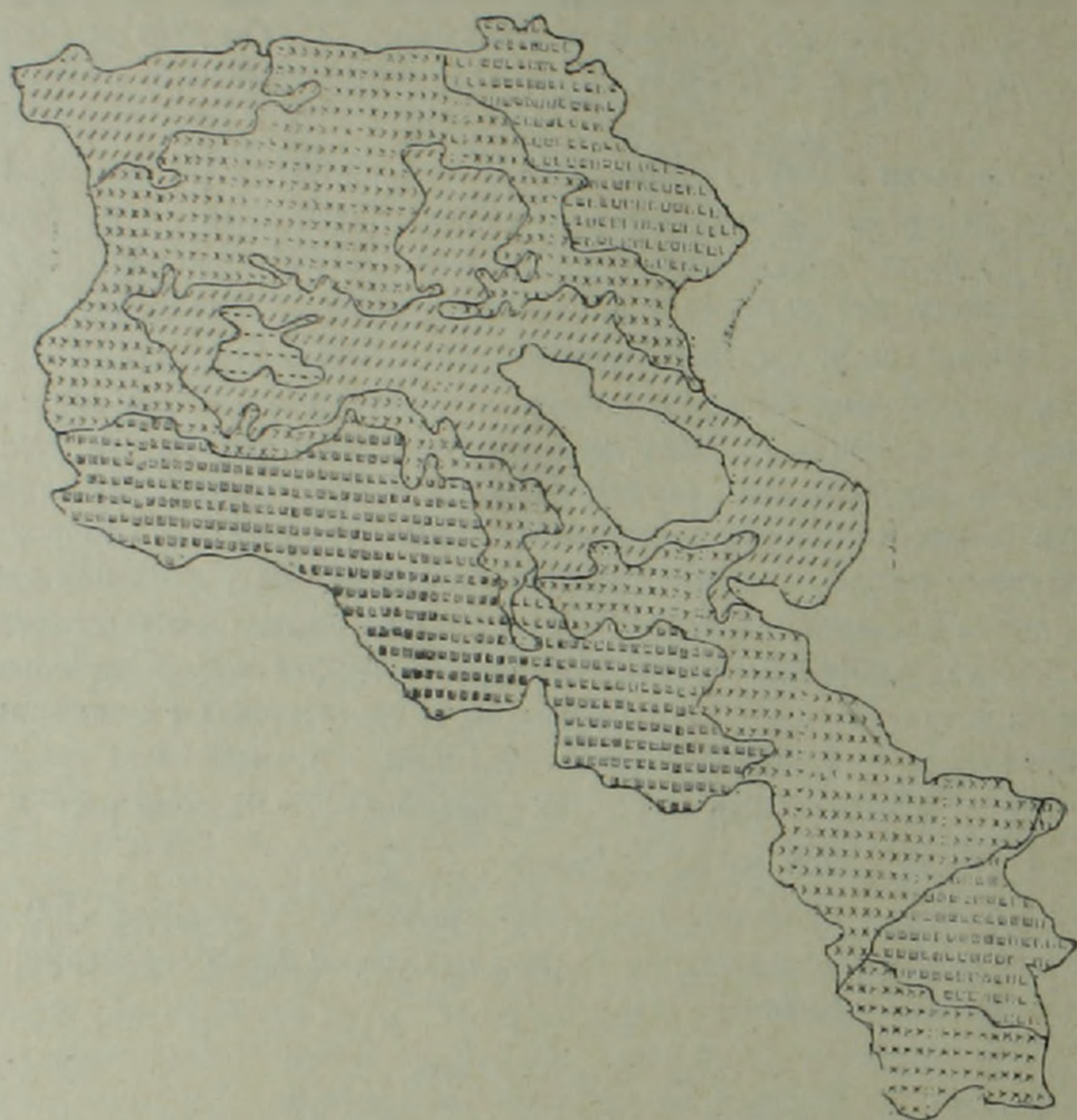


Рис. 1. Схема распределения по Армянской ССР сумм средних суточных температур воздуха больше 10°.

Условные обозначения:

Относительные площади по градациям:

1. — менее 1000°	0,011
2. / 1000°—2000°	0,242
3. x 2000°—3000°	0,389
4. ш 3000°—4000°	0,321
5. ж 4000° и более	0,036

чение. При распечатке карты на ЭВМ каждая градация обозначается собственным символом с помощью алфавитно-цифрового печатающего устройства.

В нижней части карты приводятся данные об относительной площади (в долях единицы от общей площади республики), занимаемой

той или иной градацией. Например, площадь, где сумма средних температур больше 10° за год колеблется в интервале $2000-3000^{\circ}$, составляет 38% и охватывает всю горную часть Зангезурского района, предгорье Араратской котловины, южную часть Ширакского и Северо-Восточного районов и весь Лори-Памбакский район, $3000-4000^{\circ}$ отмечается в Среднеараксинской впадине, предгорьях Зангезурского района и на Северо-Востоке и составляет около 32% от всей площади территории республики. Наибольшие суммы средних температур— 4000° и более наблюдаются в равнинной части Зангезурского района и составляют 4% от всей территории, наименьшие суммы температур—менее 1000° , отмечаются в районе горы Арагац (3200 м над у. м.) и прилегающих склонах—1% от всей площади территории республики.

Как нетрудно заметить, большое влияние на суммы положительных температур оказывают форма рельефа и экспозиция склонов. По мере повышения местности над уровнем моря быстро понижаются суммы температур. В среднем величина понижения на 100 м поднятия, т. е. вертикальный градиент составляет $130-170^{\circ}$.

Следует отметить, что построение подобной карты для территории Армянской ССР проводится впервые и поэтому после получения данных ЭВМ было проведено их сравнение с фактическими многолетними материалами. Оказалось, что полученная с помощью ЭВМ карта отражает реальное распределение данных метеостанций, накопленных на сегодняшний день.

Машинная карта может служить упрощенным макетом распределения метеовеличины, полученной на основе достаточно формальной процедуры интерполяции метеополей. Ряд особенностей, как-то орография, близость водоемов, микроклимат и т. д., при анализе на ЭВМ не учитывался. Следовательно, для получения более приемлемых карт, исходя из условий поставленной задачи, необходима некоторая доработка, обусловленная особенностями климата данного района.

Армянский сельскохозяйственный
институт

Поступила 27.IV.1981

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Багров А. Н., Белоусов С. Л., Тарнопольский А. Г. Оперативная методика контроля и объективного анализа приземных метеорологических полей. Материалы Международного симпозиума специалистов метеослужб социалистических стран. т. 2, М., Гидрометцентр, 1975.
2. Каринг П. Х., Иыги Я. О. К методике составления и анализа крупномасштабных карт при помощи ЭВМ. Труды ГГО, вып. 339, 1974.
3. Справочник по климату СССР. Температура воздуха и почвы, вып. 16, Л., Гидрометеониздат, 1966.

УДК 624.131.551.1

В. Г. ГРИГОРЯН

СПЕКТР РЕАКЦИИ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ГРУНТОВЫХ УСЛОВИЙ

Накопление инструментальных данных о поведении грунта при землетрясениях и развитие вычислительных методов обработки сейсмометрической информации позволили получить на основе реальных записей колебаний грунта, дифференцированных по видам последних (скала и рыхлый грунт), кривые $\tau(T, \alpha)$.

Для анализа сейсмических движений было отобрано 30 записей сильных землетрясений ($M \geq 4.5$ при $\Delta \leq 30$ км), для которых были известны грунтовые условия. В число этих данных входили американские инструментальные данные и, в частности, землетрясения, происходящие в Калифорнии. Классификация этих данных производилась согласно упомянутым выше двум категориям грунтов: к первой категории (скальные грунты) было отнесено 17 акселерограмм, ко второй (рыхлые грунты)—13 акселерограмм землетрясений [1, 2].

Рассмотрим графики зависимостей $\tau(T, \alpha)$ от магнитуд при периодах свободных колебаний T , равных 0,1 сек; 0,25; 0,4; 1,0 и 3,0 сек, отнесенные к первой и второй категории грунтов. Значение коэффициента затухания во всех случаях принимаем постоянным— $\alpha=0,16$.

На рисунке 1 нанесены экспериментальные значения приведенных ускорений и проведены осредняющие кривые. Из этого рисунка видно закономерное увеличение ускорений с ростом значений магнитуд и общий спад уровней кривых с увеличением значений периодов.

Аналитическое выражение зависимости $\tau(T, \alpha)$ от M представим в виде:

$$\lg \tau(T, \alpha) = \lg \tau_0(T, \alpha) + b(T) \cdot M. \quad (1)$$

Находим коэффициенты $\lg \tau_0(T, \alpha)$ и $b(T)$ для двух групп экспериментальных данных—для землетрясений, записанных на скальных грунтах, и для землетрясений, записанных на рыхлых грунтах.

Результаты вычислений приведены в таблице 1.

Таблица 1
Значения коэффициентов в уравнении (1)

T сек	На скале		На рыхлом грунте	
	$b(T)$	$\lg \tau_0(T, \alpha)$	$b(T)$	$\lg \tau_0(T, \alpha)$
0,1	0,45	−0,53	0,21	0,69
0,25	0,34	0,25	0,27	0,55
0,4	0,35	0,15	0,36	0,37
1,0	0,38	−0,44	0,40	−0,61
3,0	0,25	−0,91	0,22	−0,47

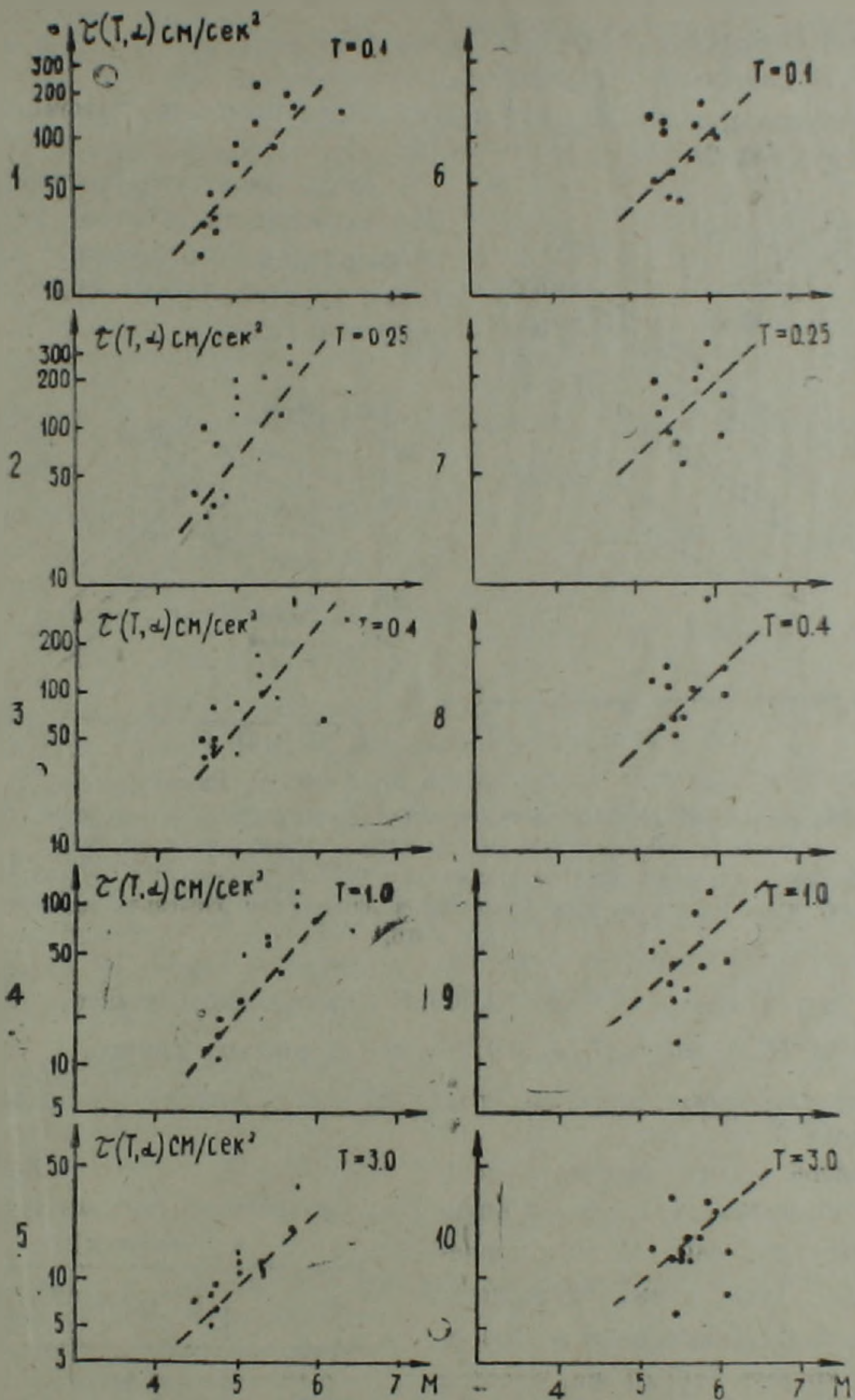


Рис. 1. Зависимость приведенных сейсмических ускорений от магнитуд при разных периодах T : на скальных грунтах (1-5) и на рыхлых грунтах (6-10), пунктирные прямые—усредненные данные.

Для удобства представления и дальнейших расчетов $\tau(T, \alpha)$ по (1) осредним значения коэффициентов $b(T)$ для всех T^1 .

Тогда будем иметь:

$\bar{b}_{\text{ср.}} = 0,36$ для скальных грунтов,

$\bar{b}_{\text{ср.}} = 0,29$ для рыхлых грунтов.

По этим средним $\bar{b}_{\text{ср.}}$ нормируем далее значения коэффициентов $\lg \tau_0(T, \alpha)$ (рис. 2).

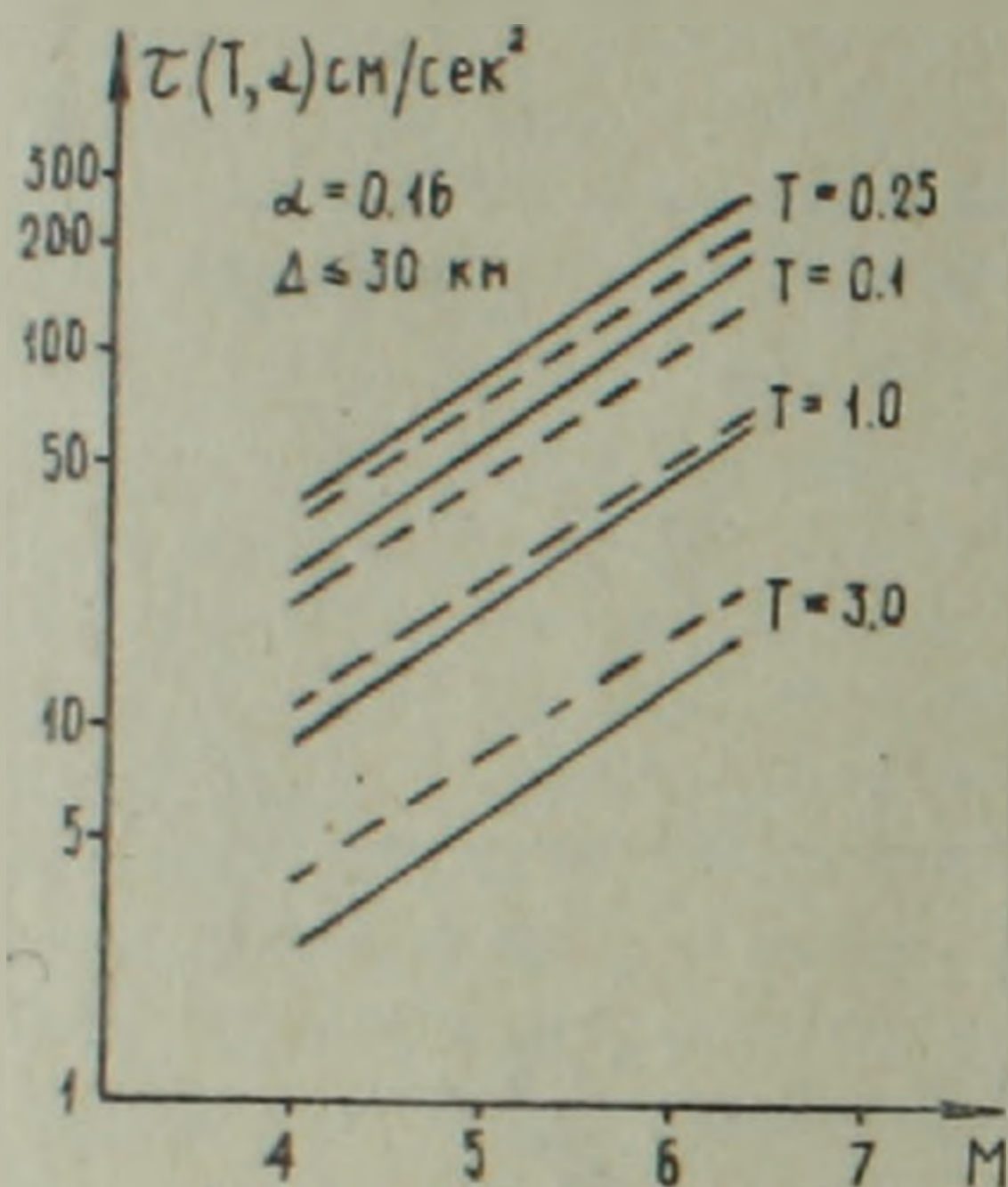


Рис. 2.

Рис. 2. Нормированные графики зависимостей $\tau(T, \alpha)$ от M для скальных грунтов (сплошная линия) и для рыхлых грунтов (пунктирная линия).

Тогда окончательные выражения зависимости спектра реакции от магнитуды M , отнесенные к двум типам грунтов, можно будет представить в виде:

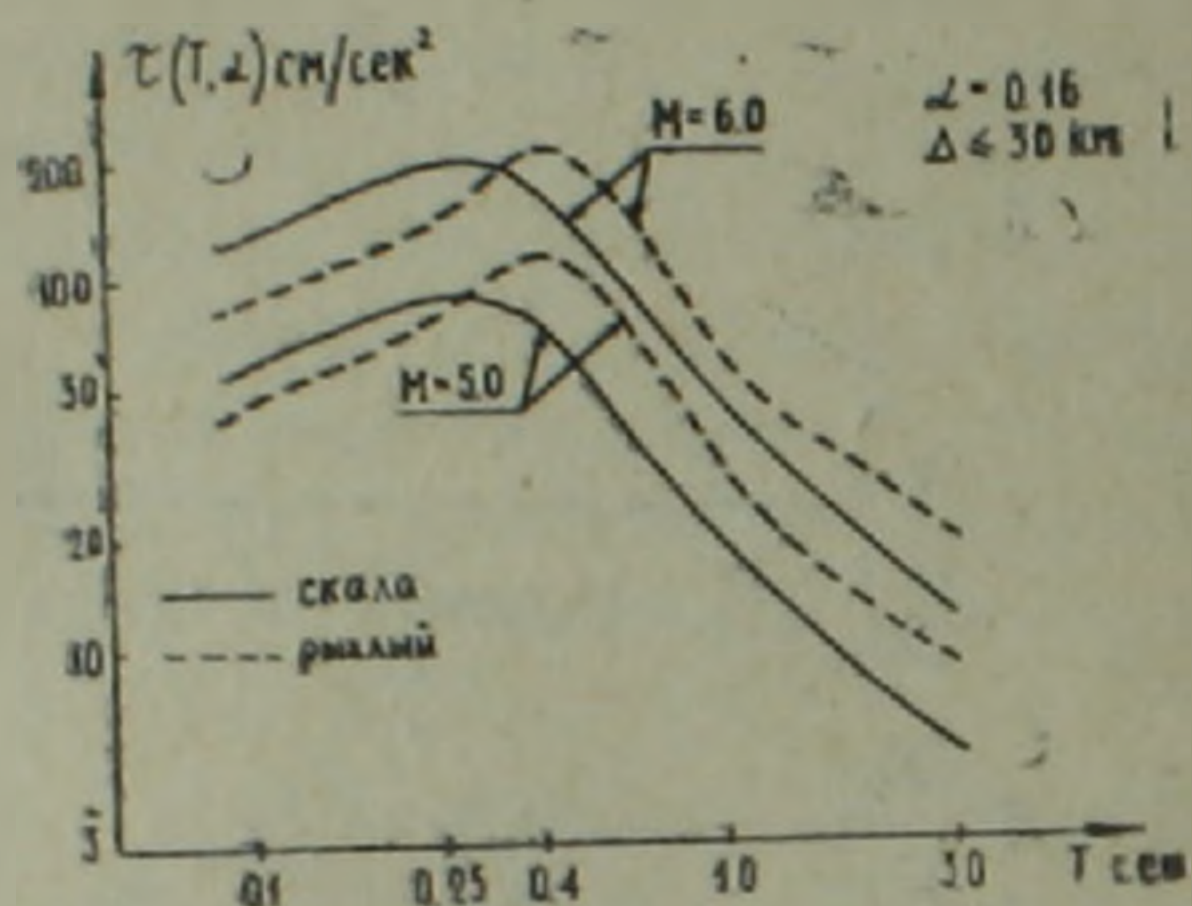


Рис. 3.

Рис. 3. Экспериментальные спектральные кривые $\tau(T, \alpha)$ на скальных грунтах (сплошная линия) и на мягких грунтах (пунктирная линия) при значениях магнитуд $M = 5,0$ и $6,0$.

$$\begin{aligned} \lg \tau(T, \alpha) &= \lg \tau_n(T, \alpha) + 0,36 \cdot M \quad \text{на скальном грунте,} \\ \lg \tau(T, \alpha) &= \lg \tau_n(T, \alpha) + 0,29 \cdot M \quad \text{на рыхлом грунте.} \end{aligned} \quad (2)$$

Нормированные значения $\lg \tau_n(T, \alpha)$ в выражениях (2) приведены в таблице 2.

Теперь можем построить спектральные кривые $\tau(T, \alpha)$ для определенных значений M по выражениям (2). Такие кривые приведены на рис. 3. Сплошной линией обозначены кривые $\tau(T, \alpha)$ на жестких грунтах, а пунктирной линией — спектральные кривые на рыхлых грунтах.

Таблица 2
Нормированные значения $\lg \tau_n(T, \alpha)$
в уравнениях (2)

T сек	На скале	На рыхлом грунте
0,1	0,04	0,23
0,25	0,16	0,42
0,4	0,08	0,61
1,0	-0,60	-0,01
3,0	-1,10	-0,48

¹ Несмотря на то, что значения коэффициентов $b(T)$ варьируют в значительно большем интервале, однако, можно убедиться, что такое осреднение практически не влияет на окончательный результат.

Как видно из этого рисунка, в высокочастотной части спектра уровень ускорений на скальных грунтах превышает уровень ускорений на рыхлых грунтах. Например, при периодах $T=0,1$ и $0,25$ сек отношение $\frac{\tau_{\text{скала}}(T, \alpha)}{\tau_{\text{рыхлый}}(T, \alpha)}$ составляет в среднем 1,32.

В низкочастотной части спектра наблюдается обратная картина: спектр реакции на скальных грунтах становится ниже того же на рыхлых грунтах.

Правые ветви кривых рис. 3 можно аппроксимировать аналитическими выражениями:

$$\text{для скальных грунтов} \quad \tau(T, \alpha) = \frac{C(M)}{T^{1,2}} \quad (\text{при } T > 0,4 \text{ сек}),$$

$$\text{для рыхлых грунтов} \quad \tau(T, \alpha) = \frac{C(M)}{T^{0,95}} \quad (\text{при } T \geq 1,0 \text{ сек}).$$

Здесь C — коэффициент, зависящий также от величины магнитуды M .

В частности, $C = 21$ при $M = 5,0$	
$C = 48$ при $M = 6,0$	— для скальных грунтов,
$C = 28$ при $M = 5,0$	
$C = 54$ при $M = 6,0$	— для рыхлых грунтов.

Отметим, что приведенные здесь результаты имеют хорошую сопоставимость с результатами, приведенными в работе [3].

Таким образом, полученные нами оценки могут быть использованы при выборе кривых динамичности $\beta(T)$ в зависимости от типов грунтов оснований сооружений.

Отметим также, что ввиду ограниченности используемого исходного материала, полученные нами результаты нельзя считать окончательными. По мере накопления достоверного фактического материала можно в будущем их изменять и уточнять.

Ордена Трудового Красного Знамени
Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 23.V.1981.

ЛИТЕРАТУРА

1. Назаров А. Г., Дарбинян С. С. Основы количественного определения интенсивности скальных землетрясений. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1974.
2. Ярцева Н. С. Некоторые результаты обобщения и анализа литературных данных о сильных землетрясениях. Бюлл. по инж. сейсмологии, № 9, Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1975.
3. Mithallo D., Trifunac and John G. Anderson A Report on Research Conducted Under a Contract from the U. S. Nuclear Regulatory Commission. Los Angeles, California, 1977.

ПОТЕРИ НАУКИ

ИВАН ГЕОРГИЕВИЧ МАГАКЬЯН

Советская геологическая наука понесла большую утрату. 14 февраля 1982 года на 68-м году жизни скоропостижно скончался выдающийся советский ученый и организатор науки, лауреат Государственных премий



СССР и Армянской ССР, заслуженный деятель науки и техники республики, академик-секретарь Отделения наук о Земле, академик АН Армянской ССР, доктор геолого-минералогических наук, профессор ИВАН ГЕОРГИЕВИЧ МАГАКЬЯН.

И. Г. Магакьян родился 6 апреля 1914 г. в г. Тбилиси в семье врача. После окончания Ленинградского горного института работал геологом и начальником партии в Таджикско-Памирской экспедиции Академии наук СССР и одновременно проходил аспирантуру в ЛГИ. Начальный период его научного творчества был посвящен разработке

актуальных проблем металлогении Зеравшано-Гиссарской горной области. Благодаря хорошей теоретической подготовке, прекрасным способностям, вдумчивому и исключительно добросовестному отношению к труду И. Г. Магакьян быстро вырос в одного из лучших и ведущих геологов и в 1940 г. в Таджикском геологическом управлении был выдвинут на должность консультанта по рудным месторождениям.

И. Г. Магакьян активно участвовал в Великой Отечественной войне, находясь в рядах Советской Армии с 1940 по 1942 год.

С 1942 г. научная деятельность И. Г. Магакьяна связана с Институтом геологических наук АН Арм. ССР. Он был основателем и бессменным руководителем школы металлогенистов и минералогов-геохимиков в Армении. С первых же дней работы в республике он развил кипучую научную деятельность. Под его научным руководством были начаты региональные металлогенические исследования и составлены первые металлогенические карты Малого Кавказа и Армянской ССР с прогнозной оценкой перспективных площадей. Фундаментальные металлогенические исследования И. Г. Магакьяна внесли ценный вклад в науку и явились основой для развития дальнейших научных исследований в области металлогении, изучения рудных формаций, систематики и генетической

классификации рудных месторождений. Помимо глубокого научного значения установленные им закономерности позволили обосновать и открыть ряд новых месторождений и рудопроявлений цветных и редких металлов и наметить направление дальнейших научных поисков. За выдающиеся научные достижения в 1948 г. он был избран академиком АН Армянской ССР.

Широка и многогранна научно-творческая деятельность И. Г. Магакьяна. Им опубликовано более ста шестидесяти научных трудов; он является автором пятнадцати монографий и учебников, получивших широкое признание и высокую оценку геологической общественности Советского Союза и зарубежных стран.

Научные труды И. Г. Магакьяна отличаются методологической четкостью и ясностью, логичностью аргументации фактов, подлинно научным поиском, масштабностью обобщений и выводов. В своих трудах по металлогении и рудным формациям И. Г. Магакьян проявил себя как выдающийся и широко эрудированный ученый, обоснованно вскрывающий закономерности условий образования и распределения рудных месторождений в различных регионах СССР и зарубежных стран.

С 1957 г., являясь бессменным академиком-секретарем сначала Отделения технических наук, а с 1963 г.—наук о Земле, И. Г. Магакьян проводил плодотворную научно-организационную работу; он возглавлял отраслевые комиссии и координировал геологические исследования, проводимые различными геологическими организациями республик. Его постоянная творческая связь с производственными предприятиями во многом способствовала правильному направлению поисково-разведочных работ, нацеленных на расширение рудно-сырьевой базы горнорудной промышленности республики.

И. Г. Магакьян вел активную педагогическую деятельность; являясь профессором Ленинградского горного института и Ереванского государственного университета, уделял постоянное внимание не только подготовке геологических кадров (многие его ученики ныне являются кандидатами и докторами наук), но и опубликованию учебных руководств на русском и армянском языках.

На многих международных форумах И. Г. Магакьян своими глубоко научными и оригинальными докладами успешно отстаивал приоритет советской геологической науки.

Свою научную и педагогическую деятельность он сочетал с общественно-политической работой. И. Г. Магакьян избирался депутатом Верховного Совета Армянской ССР четвертого созыва, был членом Центральной избирательной комиссии по выборам в Верховный Совет СССР.

За большие заслуги перед Родиной И. Г. Магакьян был награжден двумя орденами Трудового Красного Знамени, орденами Знак почета, Красной Звезды и медалями.

Исключительная чуткость и доброжелательность, острая заинтересованность в судьбах коллег и друзей в И. Г. Магакьяне гармонично со-

четались с качествами ученого — неиссякаемой энергией, бескомпромиссностью научных позиций, требовательностью к себе и другим.

Светлая память о выдающемся ученом Иване Георгиевиче Магажьяне, талантливом исследователе и замечательном человеке, отдавшем всю свою жизнь служению науке, навсегда сохранится в сердцах тех, кто знал его.

Отделение Наук о Земле,
Институт геологических наук
АН Армянской ССР.
Управление геологии
Армянской ССР

ԱՅԿԱԿԱՆ ՏՏԻ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱԻ ՏԵԽԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՏԻՆ

В журнале «Известия Академии наук Армянской ССР, Науки о Земле» публикуются результаты теоретических, экспериментальных и практических исследований, проводимых в научно-исследовательских институтах, вузах и производственных геологических организациях республики и сопредельных районов в области геологии, геофизики и физической географии.

Выходит 6 раз в год. Цена годового комплекта 7 руб. 80 коп.

Технический редактор Л. А. АЗИЗБЕКЯН

Сдано в набор 3.02.1982 г. Подписано к печати 5.06.1982 г. ВФ 04646.

Бумага № 1, 70×108¹/₁₆. Плоскопечат. Печ. лист. 5,0. Усл. печ. 7,0

Учет.-изд. 5,84. Тираж 460. Заказ 133. Издат. 5686.

375019, Ереван, Барекамутян, 24-а. III эт., т. 27—95—194

Издательство АН АрмССР, Ереван—19, Барекамутян 24-г.

Типография Издательства Академии наук АрмССР, Ереван-19, Барекамутян, 24.