

Հայաստանի ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



Ամսագիրը հիմնադրվել է 1943 թ., լույս է տեսնում տարին 4 անգամ
հայերեն և ռուսերեն լեզուներով:

ԽՄԻԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

ՀԳԱ ազատ. Ա. Հ. Կարսիեյան, (պատասխանատու խմբագիր), ՀԳԱ ազատ.
Ս. Վ. Կրիզոսյան, Երկրա-հանր. գիտ. թեկն. է. Խ. Ղուլյան, ՀԳԱ թղթ.-անդամ
Ա. Ի. Կառապետյան, Երկրա-հանր. գիտ. ղոկտ. Բ. Մ. Մելիսեթյան,
Երկրա-հանր. գիտ. թեկն. Ս. Տ. Միրիչանյան, Երկրա-հանր. գիտ. ղոկտ. Ս. Ն.
Նազարեթյան, Երկրա-հանր. գիտ. ղոկտ. Մ. Ա. Սարյան, ՀԳԱ թղթ.-անդամ
Կ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, Երկրա-հանր. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Ֆարամազյան (պա-
տասխանատու խմբագրի տեղակալ):

Պատասխանատու քարտուղար՝ է. Ա. Ռոստոմովա

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Акад. АНА А. А. Габриелян (ответственный редактор), акад. АНА С. В. Григорян, канд. геол.-мин. наук Э. М. Гулян, акад. АНА А. И. Карапетян, докт. геол.-мин. наук Б. М. Меликсетян, канд. геол.-мин. наук Р. Т. Мириджанян, докт. геол.-мин. наук С. Н. Назаретян, докт. геол.-мин. наук М. А. Сатуан, член-корр. АНА Г. И. Тер-Степанян, канд. геол.-мин. наук А. С. Фарамазян (зам. ответственного редактора).

Ответственный секретарь Э. С. Ростомова

Խմբագրութան հասցեն՝ 375019, Ծրեան 19, Մարշալ Բագրամյանի պող., 24ա.

Адрес редакции: 375019, Ереван, 19, пр. Маршала Баграмяна. 24а

Издательство АН Армении
Известия АН Армении, Науки о Земле, 1992

Թ Ո Վ Ա Ն Գ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Հ. Ա. Բուժանյան. Ղափանի անտիկլինորիումի կառուցվածքի և կառուցվածքային դիրքի առանձնահատկությունները	3
Ա. Ա. Կառախանյան, Վ. Ս. Բալասանյան. 1988 թ. Սպիտակի երկրաշարժի դասու դրժուն շարժրեթացր	12
Մ. Ա. Հալուրյանյան. Արդյադ տեղամասի սկստնաշացման առանձնահատկությունները (Մեղրու պլուտոնի հարավ-արևելյան կզոկոնտակտ)	21
Հ. Մ. Ավչյան. Ճեղքվածքավորված ապարների սեղմելիությունը	30
<u>Ի. Գ. Խամբազյան.</u> Խոշորածավալ ավերիչ երկրաշարժերի առաջացման մի քանի ավելի հանախ կրկնվող բնական պայմանները և անցյալ հարյուրամյակների ընթացքում մարդկային զոհերը (Երկիրն ամբողջությամբ առած)	35
Վ. Ս. Բոյնազրյան. Հայկական լեռնաշխարհի լեռների անհամաշարժիության բնույթն ու նրա ազդեցությունը լանջերի զարգացման վրա	43
Ս. Յ. Հակոբյան, Դ. Մ. Ջաղիբյան. Տավրոս-Կովկասյան մարզի ուժեղ երկրաշարժերի ոչսխանների մեխանիզմները և սալա-բեկորային կառուցվածքի դինամիկան	48

ՀԱՄԱՌՈՑ ՀԱՂՈՐԻՈՒՄՆԵՐ

Տ. Ն. Կյուրեղյան. Եղեղնուտի լճակային տնտեսությունների ջրաքիմիական բնութագիրը	56
Ա. Ա. Վառդանյան, Տ. Բ. Նեշայևա. Շիրակի գոգավորության պլեյստոցենի լճա-գետային նստվածքներում հայտնաբերված հնեամագնիսական անոմալիան	59
Ի. Հ. Համասյան, Լ. Ա. Մանուկյան, Վ. Հ. Վառդանյան. 1988 թ. դեկտեմբերի 7-ի Սպիտակի երկրաշարժի ընթացքում լեռնական քաղաքում երկրաշարժային ազդեցության հաշվարկային պարամետրերը	64
Ի. Ն. Ղազարով. Ազիտալի երկրաշարժերի յուրահատկությունները	68
Ա. Դ. Ա. Բրիկյան. Տարածական ցանցի հավասարեցման հարցի վերաբերյալ	

СОДЕРЖАНИЕ

Г. А. Туманян. Особенности строения и структурного положения Кафанского антиклинория	3
А. С. Караханян, В. С. Баласанян. Активная динамика зоны Спитакского землетрясения 1988 г.	12
М. А. Арутюнян. Особенности скарнообразования участка Абгяз (юго-восточный экзоконтакт Мегринского плутона)	21
Г. М. Авчян. Сжимаемость трещинных пород	30
<u>Г. П. Тамразян.</u> Некоторые наиболее часто повторяющиеся природные условия возникновения крупномасштабных разрушительных землетрясений и человеческие жертвы за прошедшие столетия (Земля в целом)	35
В. Р. Бойнигрян. Характер асимметричности гор Армянского нагорья и ее влияние на развитие их склонов	43
С. Ц. Акопян, Г. М. Джагинян. Механизмы очагов сильных землетрясений и динамика плито-блоковой структуры Тавро-Кавказского региона	48

Краткие сообщения

Т. Н. Кюрегян. Гидрохимическая характеристика прудовых хозяйств Ехегнута	56
А. А. Варданян, Т. Б. Нечаева. Палеомагнитная аномалия, обнаруженная в плейстоценовых озерно-аллювиальных отложениях Ширакской котловины	59

<i>Р. О. Амасян, Л. А. Манукян, В. О. Варданян.</i> Расчетные параметры сейсмического воздействия в городе Ленинакане при Спитакском землетрясении 07.12.1988 года.	64
<i>И. Н. Казаров.</i> О вероятном механизме возникновения сильных землетрясений	68
<i>А. Г. Африкян.</i> К вопросу об уравнивании пространственной сети	73

CONTENTS

<i>H. A. Toumanian.</i> The Kaphan anticlinorium structure and structural position peculiarities	3
<i>A. S. Karakhanian, V. S. Balasanian.</i> The Spitak earthquake, 1988, zone active dynamics	12
<i>M. A. Haroutiunian.</i> The Abgataz area skarn-formation peculiarities (the Meghri pluton south-eastern exo contact)	21
<i>H. M. Avchian.</i> The fractured rocks compressibility	30
<u><i>G. P. Gamrazian.</i></u> The large-scale catastrophic earthquakes some the most frequently recurrented natural conditions and human victims during last centuries (on the Earth as a whole)	35
<i>V. R. Boynagian.</i> The Armenian highland mountains asymmetry character and its influence on their slopes development	43
<i>S. Ts. Hukopian, G. M. Djaghinian.</i> The Taurus-Caucasus region strong earthquakes foci mechanisms and plate-block structure dynamics	48

SHORT REPORTS

<i>T. N. Kyureghian.</i> The hydrochemical characteristic of Yeghegnut pond farm	56
<i>A. A. Vardanian, T. B. Nechayeva.</i> The paleomagnetic anomaly revealed in the Shirak basin Pleistocene fluvio-lacustrine deposits	59
<i>R. H. Hamasian, L. A. Manukian, V. H. Vardanian.</i> Calculation parameters of the seismic influence in Leninakan during December 7, 1988, Spitak earthquake	64
<i>I. N. Kazarov.</i> The catastrophic earthquakes peculiarities	68
<i>A. G. Afrikian.</i> On the problem of spatial network equalization	73

простирацию антиклинория, в относительно меньших масштабах наблюдается также внутри описываемого тектонического блока. В целом Кафанский антиклинорий представлен двумя сложными, сильно дислоцированными (углами падения пород от 10 до 55°) антиклиналями и разделяющей их синклиналью (ширина 5—6 км), а также крупным (более 15 км) осложненным второстепенными структурами относительно пологопадающим (15—25, реже 25—40°) северо-восточным крылом. Антиклинали развиты преимущественно в среднеюрских, а указанная синклиналь—в верхнеюрских и нижнемеловых образованиях. Юго-западное крыло антиклинория, согласно приведенному несколько ниже материалу, перекрыто Зангезурским тектоническим покровом.

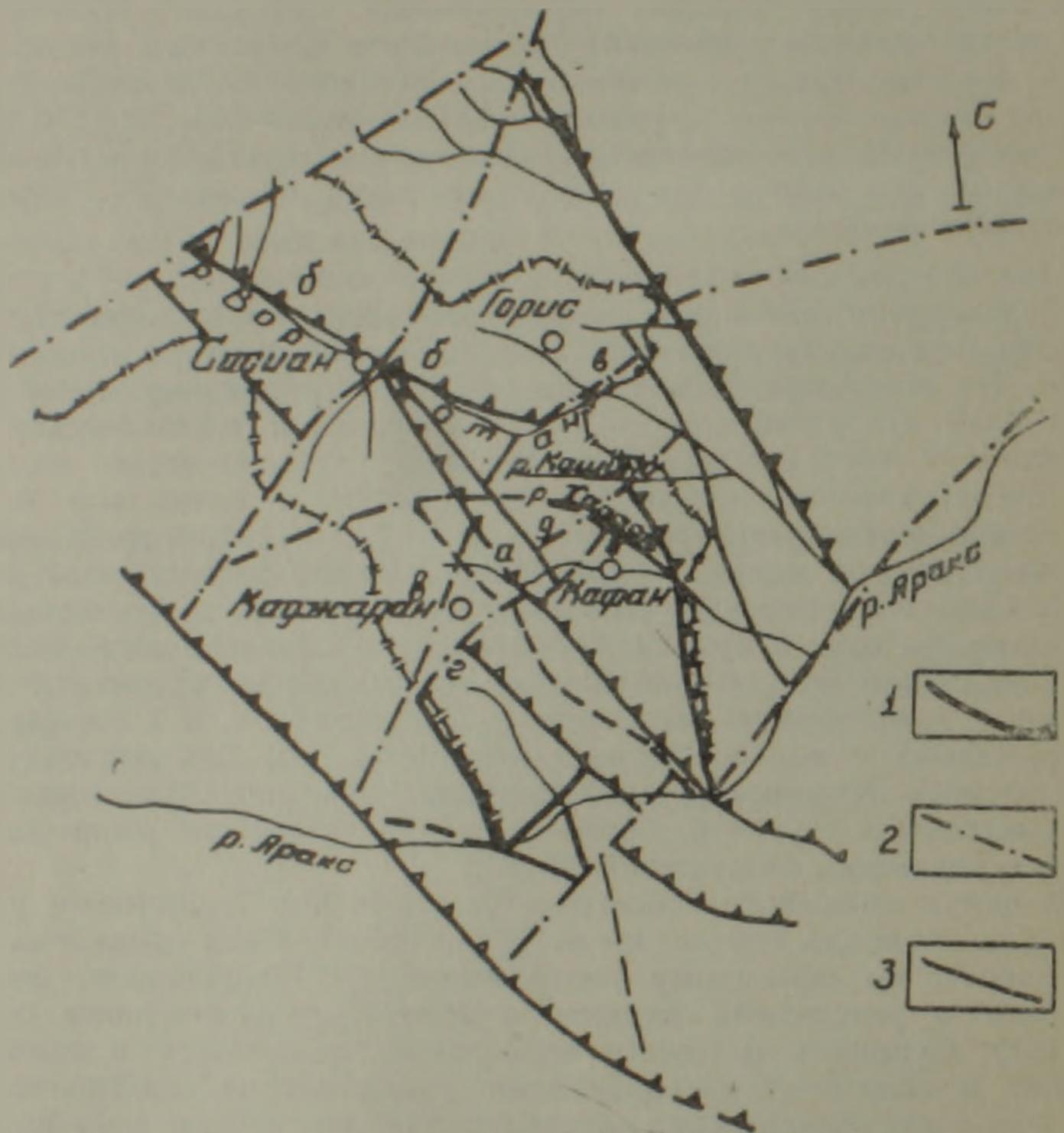


Рис 1. Схема структурно-геологического дешифрирования космических снимков Зангзура и смежных областей.

1. Межзональные линейменты (система разломов) СЗ-ЮВ-ого простирания: а) Зангезурский глубинный разлом и б) Цав-Давидбек-Горис-Сислианская дугообразная система линейментов; 2. Главнейшие линейменты (преимущественно «скрытые» разломы) СВ-ЮЗ-ого простирания: в) Каджаран-Армазд-Ворганский и г) Каджаран-Кафан-Кахнутский линейменты; 3. Прочие узкие линейные структуры.

Присводовая часть северо-восточной сложной антиклинали, представленная двумя приразломными, сжатыми, сильно осложненными взбросами и надвигами, антиклиналями (рис. 2, 3 А, Б), прослеживается в северо-западном направлении по бассейнам притоков реки Вохчи—Гехануш, Вачаган, Каварт, Куртамяк, а на северо-западе (перемещенная на северо-восток на 5—6 км)—по бассейну верхнего течения реки Ачанан (Халадж), в верховье которой периклинально

погружается под верхнеюрские и нижнемеловые образования Малдаш—Барцраванской поперечной приразломной синклинали (рис. 2, 3—Д). Северо-западнее этой поперечной структуры в бассейне среднего течения реки Воротан у сел Барцраван и Галидзор среднеюрские зеленокаменно измененные основные вулканиты нижней (?) юры—нижнего байоса и среднекислые пестроцветные вулканогенно-осадочные толщи верхнего байос-бата, по-видимому, перемещенные относительно вышеотмеченной антиклинали на СВ на 8—9 км, вновь обнаруживаются в отчетливо выраженном периклинально погружающемся в сторону Галидзора антиклинальном залегании (рис. 2, 3—Е) с углами падения крыльев 35—45°.

Юго-восточная сильно осложненная разрывной тектоникой и го-черкнутая встречными взбросами сложная антиклиналь (рис. 2, 3—Г) также прослеживается в СЗ—ЮВ направлении, примерно вдоль Хуступ—Гиратах—Сварацского разлома. Между вышеотмеченными двумя сложными антиклиналями Кафанского антиклинория развита Комбах—Чимьянская синклинали (рис. 2, 3—В), в основном заполненная верхнеюрско-нижнемеловыми и эоценовыми образованиями.

Главнейшие тектонические нарушения, разграничивающие Кафанский антиклинорий и вышеотмеченные правокулисно расположенные структуры, представлены системами разломов СЗ—ЮВ (общекавказского) (рис. 2, I, II, III, IV) и СВ—ЮЗ (антикавказского) (рис. 2, V, VI, VII, VIII), а также примерно диагонального или близ меридионального простираний.

Наиболее древними из них по времени заложения и относительной активности развития являются Гехануш—Кафанская и Арачадзор—Чанахчинская (рис. 2, II а, б) системы правокулисно расположенных взбросов и надвигов, смещенные относительно друг друга примерно на 2,5—3,0 км Шгарджик—Шрвенанцской системой антикавказских сдвиго-взбросов (рис. 2, V). Указанные серии разломов отчетливо выделяются в доверхнебайосских образованиях зеленокаменно измененного вулканогенного комплекса, сравнительно менее отчетливо в пестроцветных вулканогенно-осадочных свитах верхнего байос-бата. В породах верхней юры амплитуда их смещения становится несравненно меньше или почти не наблюдается, а в вышеописанных свитах нижнего мела указанные разломы почти не выделяются. Учитывая также то обстоятельство, что в тектонических брекчиях этих разломов механическому дроблению подверглись главным образом породы зеленокаменно измененного комплекса, а в зонах отмеченной серии антикавказских разломов встречаются также брекчии верхнебайос-батских пестроцветных вулканогенно-осадочных пород, интервал времени активного развития этих взаимно пересекающихся систем разломов определяется как нижняя—средняя юра.

Кафан—Кахнутская система антикавказских разломов (рис. 2, VI) выражена в виде поперечного поднятия, шириной около 2—2,5 км и ограничена широко известной барабатумской и, недавно обнаруженной нами, южно-кафанской серией разломов. Развитие этой системы разломов обусловлено перемещением среднеюрских тектонических блоков в субгоризонтальном направлении в предверхнебайосское и предкелловейское время и их погружением на последующих этапах в юго-восточном направлении под верхнеюрские и нижнемеловые образования. Кафан—Кахнутская система разломов в отличие от вышеописанной серии выражена также в верхнеюрско-нижнемеловых образованиях, слагая флексурные изгибы и образуя небольшие (до 20—30 м) смещения блоков. На полосе этого поперечного поднятия (рис. 2, VI) расположено Шаумянское, а в промежутке между отмеченной и Шгарджик—Шрвенанцской системой разломов (рис. 2, V)—Кавартское рудные поля.

Вачаган—Дзорастанская система мел-эоценовых сбросов ЮЗ падения (55—60°) (рис. 2, III а, б), развивающаяся на границе Комбах—Чимьянской синклинали и СВ антиклинали Кафанского антикли-

порня, с юго-востока на северо-запад косо пересекает относительно полого падающие (35—55°) зоны среднеюрских надвигов и взбросов Гехануш—Чанахчинской (рис. 2, II, а, б) системы.

Сюник—Шабадинская система крутопадающих разломов (рис. 2, I) развивается на границе СВ крыла и присводовой части Кафанского антиклинория, в общей сложности характеризующимися положительными и отрицательными аэромагнитными аномалиями. По этой системе разломов происходило многоступенчатое взбрасывание верхнеюрско-нижнемеловых образований в ЮЗ направлении с суммарной амплитудой около 1000—1200 м. Они, по-видимому, развивались в послемезозойское время на месте многоступенчатого верхнеюрско-нижнемелового конседиментационного сброса.

Описанные взаимно пересекающиеся (рис. 2; I, II, IV, V) разломы слагают собственно Кафанский рудоносный тектонический узел, в пределах которого выделяются дугообразные разломы (рис. 2; I, 2, 3, 4), являющиеся перемещенными по указанным линейным разломам фрагментами кольцеобразных вулканотектонических структур. Отмеченные дугообразные разломы, преимущественно маркированные дайками диабазовых порфиритов и зонами гидротермально измененных пород (с. Арфик—с. Барбатум, с. Арфик—скв. 3—с. Сюник), а также кальцитовыми и кварцевыми прожилками (по СЗ флангу Шаумянского рудного поля) (рис. 2; 1, 2), слагают кольцеобразную структуру, юго-западная часть которой на правобережье реки Вохчи примыкает к Гехануш—Кафанскому, а в низовье реки Каварт—к Мец-Магаринскому разломам. Примерно в центральной части этой структуры в пределах блока треугольной формы обнаружены два небольших выхода гранодиорит-порфиритов, а по внешней дуге прослеживаются субвулканические кварцевые плагиопорфиры (рис. 2; 2а), слагающие субовальную структуру, юго-западное продолжение которой в результате взбрасывания по разломам прослеживается в близводораздельной части рек Каварт и Куртамяк (рис. 2; 2б).

Другая относительно крупная кольцеобразная, концентрическая структура, на которую наложена вышеописанная, в образованиях средней юры прослеживается по правому борту р. Каварт (Мец-Магаринский разлом) и по участкам «Перевальная», Бадалюрт и, согласно данным структурного бурения, на глубине маркирована плагиогранитами, тоналитами, диоритами и другими интрузивными и дайковыми образованиями (скв. 2, 7, 3), а на левом борту р. Халадж у с. с. Севакар, Арцваник, Сюник (рис. 2; 4) в образованиях верхней юры развиты фрагменты дугообразных и субвулканические дациты. Плагиограниты, тоналиты, пироксен-плагиоклазовые порфириты, диорит-порфириты (скв. 2, 7; 3), образовавшиеся путем метасоматического замещения диабазов, ассоциируют с доверхнебайосской зеленокаменно измененной (основного и среднего состава) вулканогенной толщей, а кварцевые плагиопорфиры (скв. 3)—с пестроцветной верхнебайосбатской среднекислой вулканогенно-осадочной свитой. Кварцевые плагиопорфиры характеризуются развитием разновидностей сравнительно более кислого и субщелочного составов, а также широким развитием гидрослюда-кварцевого метасоматоза. Обломки всех вышеотмеченных интрузивных и субвулканических пород обнаружены в базальных конгломератах келловей у сел Ашотавап и Антарашат. Кварцевые плагиопорфиры местами внедрены в интрузивные массивы плагиогранитов, которые почти повсеместно помимо зеленокаменного изменения подвергнуты также более позднему гидрослюда-кварцевому метасоматозу, следовательно, данные радиологического определения возраста плагиогранитов (скв. 2)— 163 ± 5 млн. лет скорее определяют время отмеченных изменений, то есть возраст кварцевых плагиопорфиритов.

Вышеописанные концентрические структуры соответственно маркированы: 1) доверхнебайосскими зеленокаменно измененными плагиогранитами, тоналитами, пикритами, диорит-порфиритами и главным образом медноколчеданным оруденением, 2) верхнебайос-бат-

скими кварцевыми плагнопорфирами, гранодиорит-порфирами и медноколчеданным-золотополиметаллическим оруденением. 3) верхнеюрско-нижнемеловыми субвулканическими дацитами и медь-цеолит-пренитовой минерализацией [5] фиксируют границы Кавартского (рис. 2; 3), Шаумянского (рис. 2; 1, 2) и, по-видимому, погребенного и унаследованно развитого Сюник—Халаджского (рис. 2; 4) рудных полей.

На основе вышеприведенного, а также анализа геофизических полей и данных палеовулканических исследований [3, 6, 10] эти концентрические структуры можно считать результатом магматического, местами возможно сохранившегося фрагмента кальдерного проседания, которые развивались над доверхнебайосским, верхнебайосским, батским и верхнеюрско-нижнемеловым магматическими очагами.

В северо-западной части Кафанского антиклинорного тектонического блока, в бассейне среднего течения р. Воротан обнаружены и закартированы Малдаш—Барцраванский и Татев—Воротанский системы разломов антикавказского простирания (рис. 2; VII, VIII), которые вместе с северо-западными продолжениями разломов Сюник—Шабардинской системы (рис. 2; I) образуют Барцраванский рудоносный узел.

Развитием Малдаш—Барцраванской системы антикавказских разломов, «скрытой» под нижнемеловые, по-видимому, также и под верхнеюрские образования, обусловлено правокулисное расположение среднеюрских, консолидированных в предкелловейское время, блоков и формирование верхнеюрско-нижнемеловой приразломной поперечной синклинали. Из-под нижнемеловых образований эти разломы обнажаются на участке воздымания оси указанной синклинали и развития Барцраван—Джохкадзорской верхнеюрско-нижнемеловой вулканотектонической структуры.

Татев-Воротанская система антикавказских разломов (рис. 2; VIII) отчетливо фиксируется на гравитационном поле (в виде крутой ступени), поперечными ундуляциями аэромагнитных полей, сменой положительных (на СЗ) и отрицательных (на ЮВ) аэрогаммаспектрометрических полей, сменой ландшафтов на аэрокосмических фотоснимках [7], а также аномалиями глубинного тепла (скв. 20, 21) и выходами термальных минеральных вод, резким изменением направления течения р. Воротан от СЗ—ЮВ к ЮЗ—СВ (Татев, пос. Воротан) и широким распространением неоген-четвертичного покровного комплекса на левобережье и почти полным отсутствием этого комплекса на правобережье указанной реки. Эти разломы обнажаются в ущелье на участке коленообразного изгиба р. Воротан в р-не Татевского санатория. Разломы представлены многоступенчатыми сбросами, обуславливающими периклинальное замыкание среднеюрской антиклинали и погружение юрских и нижнемеловых образований под верхнемеловые граувакковые песчаники, конгломераты и известняки. Зоны разломов вышеуказанной системы сравнительно отчетливо выражены в ущелье р. Воротан в образованиях верхней юры и нижнего мела, а в трансгрессивно перекрывающих отложениях верхнего мела, р-на села Татев они обычно не прослеживаются или представлены небольшими по амплитуде смещения разрывами. На левобережье р. Воротан на участках сел Галидзор, Шинуайр и Хот зоны этих разломов перекрыты неоген-четвертичным вулканогенным комплексом, где, по данным бурения скважины (№ 18—Галидзор), в туфоосадочной свите верхнего байос-бата представлены мощной зоной (более 500 м) расланцевания, являющейся результатом развития многочисленных, близко расположенных, относительно крутопадающих (от 60 до 70—80°) разрывов и зон гидротермально-метасоматически аргиллизированных пород (туфов и риодацитов). В образованиях же верхней юры ущелья р. Воротан у Татев-ГЭС-а, (скв. 21) почти по всей подсеченной мощности (0—1060 м) вулканы среднего и основного составов сильно раздроблены, расланцованы и перемещены по мно-

гочисленным зонам разрывов, сложенных системами разломов с углами падения $35-45^\circ$ и наложенных на них разломов с углами падения $45-60^\circ$. Здесь, на глубине 430 м, (скв. 21) в зоне отмеченного пологопадающего разлома обнаружена пульсирующая (через 15—20 мин. в течение 1,5—2 минут, диаметр и высота выброса 150 мм и 5 м), термальная ($35-45^\circ$) углекислая минеральная вода, а в целом буровая скважина расположена на аномалии глубинного тепла, выраженного увеличением тепла от $23,5^\circ$ на поверхности до 57° на глубине 1060 м. В этой же зоне расположены выходы Татевской термальной минеральной воды. Аномалия глубинного тепла обнаружена также на Барцраванском участке (скв. 20) и выражена увеличением тепла от 6° на поверхности до 20° на глубине 480 м.

Все вышеприведенное указывает на развитие вдоль ущелья р. Воротан «скрытого», крупного, глубокого заложения, сейсмоактивного Татев—Воротанского разлома антикавказского простирания, охватывающего на поверхности полосу, шириной более 3 км (Галидзор—Барцраван).

Зангезурский межзональный разлом (рис. 2, 3; IV) является частью Ширакско—Зангезурского [2] или Анкаван—Сюникского [4] глубинного разлома, развивающегося на границе Зангезурского и Кафанского тектонических блоков. На поверхности выражен, по данным одних исследователей, тремя разломами (Хуступ—Гиратахским, Гехинским, Дебаклинским) [4], по другим—в виде сжатой и замкнутой структуры (Хуступ—Гиратахский разлом) на месте древнего офиолитового прогиба [2]. Почти всеми исследователями зона Хуступ—Гиратахского разлома выделена по сериям относительно крутопадающих ($60-80^\circ$) встречных взбросов, главным образом характеризующихся амплитудами смещения блоков до нескольких сот метров. Причем принимается, что в целом Зангезурский тектонический блок взброшен на Кафанский.

Проведенными нами объемными геологосъемочными исследованиями установлено, что Зангезурский межзональный разлом на отрезке с. с. Давид-бек—Сваранц сложен двумя разновозрастными и разнохарактерными системами разломов—Хуступ—Гиратах—Сваранц—Татевской системой встречных относительно крутопадающих взбросов и обнаруженным нами многоступенчатым Зангезурским надвигом, фрагментарно обнажающимся на отрезке крепость Давид-бек—с. Сваранц в зоне вышеуказанных взбросов. Зона надвига на северо-западе погружается под вулканогенные образования и толщи олистолигов раннего эоцена, а на юго-востоке, на левобережье р. Вохчи, по простиранию эти системы разломов расходятся, то есть зона надвига прослеживается в южном, взбросов—в юго-восточном направлениях. Это подтверждается также геофизическими данными. Зона указанного надвига, на гравитационном поле выраженная широкой (около 10 км) гравитационной ступенью, по-видимому, фиксирующей зону развития тектонического покрова и развивающейся на границе относительно положительных (Кафанский блок) и отрицательных (Зангезурский блок) аномалий силы тяжести, прослеживается также на правобережье р. Вохчи в южном направлении. По многоступенчатым зонам Зангезурского надвига в ущелье р. Вохчи у крепости Давид-бек слабо метаморфизованные карбонат-графитовые сланцеватые породы нижнего палеозоя, трансгрессивно перекрытые известняковой свитой верхнего мела по зонам разлома, выраженным тектоническими брекчиями (скв. 9; 27—250 м), надвинуты на характерные для доверхнебайосской зеленокаменно измененной толщи Кафанского антиклинория—глинизированные (скв. 9; 250—450 м) и эпидотизированные (скв. 9; 450—500 м) базальтовые порфириты. Указанные тектонические брекчии в основном сложены из обломков вулканитов основного состава, перетертых до размеров песчинок. У с. Сваранц сланцеватые известковые брекчии (скв. 19; 450—530 м) нижнего палеозоя надвинуты на верхнемеловые граувакковые песчаники (скв. 19; 578—585 м, 605—627 м), трансгрессивно перекрывающие нижнепалеозой-

ские кварциты (скв. 19; 595—605 м, 627—630 м, 635—640 м, 670—693 м, 695—700 м, 703—710 м) и кварцево-слюдистые сланцы (710—711 м). По зонам разломов главным образом развиваются милонитизированные диабазовые порфириды (скв. 19; 530—578 м, 585—595 м, 630—635 м, 672—680 м, 693—696 м, 700—703 м). Все указанные образования (скв. 19; 450—711 м), слагая фронтальную меланжированную часть Загезурского тектонического блока, также тектонизированного и милонитизированного, в свою очередь надвинуты на верхнемеловые свиты Кафанского блока, слагающие СЗ погружающуюся часть антиклинория и представленные субграувакковыми песчаниками (скв. 19; 713—715 м), вулканотерригенными гравелитами (скв. 19, 715—716 м), аргиллитами (скв. 19; 716—720 м), офикальцитами (725—730 м), пачкой чередующихся алевритистых аргиллитов, песчаников, граувакковых песчаников, аргиллитов (730—890 м), вулканическими брекчиями (890—900 м, 920—965 м, 975—1013 м, 1017—1040 м) с потоками андезито-базальтовых порфиритов (900—920 м) и с прослоями тефрондных песчаников (965—975 м) и кремнисто-глинисто-карбонатной породы (1013—1017 м). Отмеченная характерная верхнемеловая свита в бассейне р. Воротан у Татев-ГЭС-а и у сел Татев, а также Тапдзатап трансгрессивно перекрывает нижнемеловые известняки и вулканотерригенные образования, а у с. Сваранц в буровой скважине № 19 они также трансгрессивно перекрывают характерную для верхнего байос-бата пестроцветную среднекислую толщу метасоматически измененных риодацитов (1040—1055 м), обломочных (1055—1060 м) и пепловых (1060—1070 м) туфов, слагающих погребенную присводовую часть юго-западной сложной антиклинали Кафанского антиклинория.

Все вышеперечисленные породы в зоне Загезурского надвига почти без исключения сильно раздроблены или рассланцованы и надвинуты друг на друга и по тонко рассланцованным плоскостям, трещинам, зонам дробления и промежуткам между микроскопическими обломками пород пропитаны графитовой пылью и нефтяными битумами. В процессе образования тектонического покрова и меланжирования пород, по-видимому, интенсивно выделялись (возгонялись) нефтяные продукты, вследствие чего все породы указанной зоны имеют темно-серую окраску и сланцеватую текстуру.

Граувакковые песчаники верхнего мела указанной приразломной зоны, в основном состоящие (70—80%) из обломков пород офиолитовой ассоциации (серпентиниты, радиоляриты, порфириды спилитварнолитовой и базальт-спилитовой серий, альбитофиры и др.), по-видимому, образовались в результате размыва замкнутого в зоне Загезурского тектонического покрова офиолитового трога. Офиолитовая глубоководная зона развивалась на границе тектонических блоков Кафанского, главным образом представленного снизу-вверх в альпийском периоде океанической корой, зеленокаменно измененными вулканитами нижней-средней юры, юра-нижнемеловыми вулканогенно-осадочными отложениями, и Загезурского, представленного гранито-метаморфическим фундаментом, палеозойскими и верхнемеловыми отложениями, палеогеновыми вулканогенными и интрузивными образованиями. Отмеченными особенностями строения объясняются в региональном плане относительно положительные и отрицательные значения аномалий силы тяжести этих тектонических блоков. В фронтальной части Загезурского тектонического покрова образовалась толща олистостромов, представленная хаотичными скоплениями лерееотложенных, неотсортированных обломков, песчинок, глыб, мегаглыб и отдельных небольших блоков преимущественно верхнемеловых (коньяк-сантонских, коньяк-маастрихтских), фаунистически охарактеризованных пород [12], а также разнообразных и разновозрастных вулканогенных и интрузивных пород. Эта толща и зона Загезурского надвига у сел Сваранц и Татев (г. Кквасар) трансгрессив-

но перекрыты вулканогенной толщей Чимянского хребта, у села Сваранц представленной в основании конгломератами, грубозернистыми песчаниками, аргиллитами (скв. 19; 380—415 м), выше сменяющимися вулканическими брекчиями андезито-базальтов (180—380 м), биотит-роговообманковыми дацитами (75—80 м) и андезито-дацитами (выше 75 м). Отсюда следует, что возраст отмеченной вулканогенной толщи можно определить как послесенонский с учетом данных по аналогии—как поздний эоцен, следовательно, возраст толщи олистостромов и время формирования Зангезурского тектонического покрова определяется в пределах поздний мел—ранний палеоген (даний-палеоген, возможно и нижний-средний эоцен).

Таким образом, особенности строения и структурного положения Кафанского антиклинорного тектонического блока, представленного двумя сложными приразломными антиклиналями СЗ—ЮВ простирания и СВ крылом, предопределяется многоступенчатым развитием в нижне-среднеюрском периоде систем антикавказских (СВ—ЮЗ простирания) разломов, приведших в конечном итоге в предкелловейское время к субгоризонтальным перемещениям и правокулискому расположению тектонических блоков (среднеюрских концентрических вулкано-тектонических структур), а в верхнеюрско-нижнемеловое время их погружению по наиболее крупным Татев—Воротанскому и Кафан—Кахнутскому антикавказским разломам (Каджаран—Арамазд—Воротанский и Каджаран—Кафан—Кахнутский линеаменты). При этом, резкое погружение Кафанского антиклинория на северо-западе по Татев—Воротанской системе антикавказских разломов и развитие Сиснан-Горисской, по-видимому, приразломной, крупной, поперечной верхнемеловой синклинали, погребенной под неоген-четвертичный комплекс, а также, согласно данным региональных профильных геолого-геофизических исследований (скв. 7—Базарчай), отсутствие средне-верхнеюрских и нижнемеловых отложений на предполагаемом структурном продолжении указанного антиклинория и развитие под эоценовой вулканогенной толщей (скв. 7; 785—1000 м), сходной апаранской толщи зеленокаменно измененных вулканитов основного состава свидетельствуют о происходивших в нижне-среднеюрское, предкелловейское и, в значительно меньшей мере, в нижне- и верхнемеловое время крупных субгоризонтальных перемещениях блоков по этой системе антикавказских разломов. Для уточнения этого вопроса и выяснения характера взаимосвязи Вираайоц-Арцахской (Сомхето—Карабахской) и Кафанской структур необходимо пройти региональные геолого-геофизические профили в низовье междуречья Аракса и Куры.

Асимметричное строение Кафанского сложного антиклинорного тектонического блока обусловлено развитием главным образом в даний-палеоценовое, возможно, и нижне-среднеэоценовое время Зангезурского тектонического покрова, приведшим к замыканию офиолитовой глубоководной зоны и надвиганию Зангезурского блока на южное крыло Кафанского антиклинория.

В позднем палеогене происходило двухстороннее сжатие и, в некоторой степени, сдвигание блоков в продольном СЗ—ЮВ направлении и формирование наложенных на зону Зангезурского надвига Хуступ—Гиратах—Сваранцских встречных взбросов.

ՂԱՓԱՆԻ ԱՆՏԻԿԼԻՆՈՐՈՒՄԻ ԿԱՌՈՒՅՎԱԾՔԻ ԵՎ ԿԱՌՈՒՅՎԱԾՔԱՅԻՆ
ԳԻՐՔԻ ԱՌԱՆՁՆԱԶԱՏՈՒԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Վերջին տարիներին (1983—1988 թթ.) Ղափանի հանրաբեր անտիկլինորային կառույցի շրջանում կատարված ծավալային երկրաբանական հանույթային փորձնական աշխատանքները, այսինքն՝ երկրաբանական հանույթային, պրոֆիլային մեխանիկական հորատման, երկրաֆիզիկական, ինչպես նաև տիեզերական լուսանկարների երկրաբանական վերծանման տվյալների օգտագործմամբ կազմված բազմաբեկոր ծավալային դիագրամների միջոցով համադրման աշխատանքները հնարավորություն են ընձեռնել հայտնաբերելու մի շարք նոր կառույցներ (հակակովկասյան տարածման խախտումների համակարգեր, համակենտրոն կառույցներ, մերկացած և շմերկացած ինտրուզիվ առաջացումներ և այլն) և պարզաբանելու կամ այլ կերպ բացատրելու նշված կառույցին վերաբերվող վիճաբանական հարցերը:

Ղափանի հյուսիս-արևմտյան տարածման անտիկլինորիումը ներկայացված է միջին յուրայի համակենտրոն ենթահրաբխածին և ինտրուզիվ առաջացումներով ընդգծված և հանրաբեր երկրորդային փոփոխություններով ուղեկցվող խոշոր բեկորային (բլոկային) կառույցներով, որոնք միմյանց նկատմամբ աջակողմյան կողաշարժային խախտումներով տեղաշարժված են հիմնականում 3—4 կմ սահմաններում: Այս լայնակի (հյուսիս-արևելյան կամ միջօրեականի) ուղղությամբ տարածված համակարգի ավելի խոշոր, նույնպես աջակողմյան կողաշարժային Տաթև—Որոտանի և Ղափան—Կաղնուտի բազմաստիճան բեկվածքներով նշված միջին յուրային առաջացումները անտիկլինորիումի տարածման հյուսիս-արևմտյան և հարավ-արևելյան ուղղություններով բավականին կտրուկ անցնում են վերին յուրայի հրաբխածին և երբևէ հրաբխածին-նստվածքային շերտախմբերին: Հաշվի առնելով այն հանգամանքը, որ Ղափանի անտիկլինորիումի տարածման ուղղությամբ Սիսիանի շրջանում վերը նշված հասակների առաջացումների նմանակները չեն հայտնաբերվել և նշված կառույցի սահմաններում բեկվածքներով աջակողմյան տեղաշարժերը հիմնականում կատարվել են ու բաթի—վաղ կելովեյի և համեմատաբար ավելի թույլ, վաղ կավճի ժամանակահատվածներում, վերը նշված կտրուկ անցումները բացատրվում են բեկվածքներով տեկտոնական բեկորների բազմաստիճան և բազմափուլ կատարված խոշոր կողաշարժերով: Պարզարանվել է, որ Ղափանի անտիկլինորիումը ներկայացված է խոշոր հյուսիս-արևելյան թևով և երկու անտիկլինալային կառույցներով, որոնք տարանջատվում են սինկլինալով: Այս ասիմետրիկ կառույցի հարավ-արևմտյան թևը, ինչպես նաև Ղափանի և Չանգեզուրի խոշոր տեկտոնական բեկորների սահմաններում դարգացած ենթադրվող օֆիոլիտային ապարների պատին, ծածկված են Չանգեզուրի վրաշարժային տեկտոնական ծածկույթով:

II. A. TUMANYAN

THE KAPHAN ANTICLINORIUM STRUCTURE AND STRUCTURAL POSITION PECULIARITIES

Abstract

During 1983-1988 an experimental volumetrical geological survey has been carried out in the limits of the Kaphan anticlinorium. The

obtained results by the geological survey and the profile drilling, taking into account the geophysical and space imagery data, allowed to reveal a number of new structures (the subcaucasian systems of faults, concentric structures e.t.c.) and to revise deep-rooted ideas on the structure of the Kafan anticlinorium.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аюбян В. Т. Стратиграфия вулканов и вулканических отложений юго-восточного Закавказья. Изд. АН Армении, 1962.
2. Аюбян А. Т., Баласанян А. Х., Оганисян Н. Б., Сагара М. А. О Закавказском глубинном разломе Малого Кавказа — Изд. АН Армении, Науки о Земле, № 5, 1981, с. 12—21.
3. Барсегян А. Н. Геодинамические условия формирования колчеданных рудных полей в вулканических провинциях. Тезисы докладов Всесоюзной конференции «Структура рудных полей колчеданных, полиметаллическая и железных месторождений», вып. II, Владивосток, 1985, с. 5—7.
4. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Сакмакян Г. П. Сейсмострофика Армянской ССР. Изд. Ер. ГУ, 1981, 270 с.
5. Гулян Э. Х., Тонахания А. Г., Ачикгезян С. О., Успенская Е. А., Лавин Э. Я., Кочарян С. А., Казарян А. К. О выявлении полясы медно-цинковой оруденности в Кафанском рудном районе Армянской ССР.—Изд. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XXXIX, №2, 1986, с. 20—30.
6. Котлар В. Н., Лейс Ю. А. История формирования структуры Кафанского рудного поля (Малый Кавказ). — Известия ВУЗ-ов, Геология и разведка, № 53, 1966, г.
7. Мартirosjan С. В., Баласанян Г. Р., Садыгов В. Э. Применительно космическим изображениям при выявлении процессов региональной геодинамики средиземноморского пояса. — Изд. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, № 5, с. 3—14.
8. Мартirosjan С. С. Закавказская рудовосная область. Изд. АН АрмССР, 1958.
9. Саркисян Р. А., Лавин Э. В., Варданян А. А., Мертсман Г. Р. К тектонике юго-восточного Закавказья. — Изд. АН АрмССР, Науки о Земле т. XXX, № 1, 1977, с. 20—39.
10. Саркисян Р. А., Ачикгезян С. О., Зограбян С. А., Мирзоян Г. Г. Новые данные о структуре Кафанского рудного района — Изд. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1983, с. 28—41.
11. Туманян Г. А. Объемное геологическое картирование складчатых областей на примере территории Армянской ССР. ВИНМС, экспресс информация, серия «Общая и региональная геология, геол. картирование», 1988, № 11—12, с. 1—10.
12. Успенская Е. А., Бурштейн Л. В., Гусин А. В., Лавин Э. Я., Лавинская А. С. Формационные ряды северной части Хуттур—Гириталской поясной зоны Малого Кавказа. Тезисы докладов 10-го Всесоюзного геологического совещания, Изд. АН АрмССР, 1988, с. 42—43.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1992, XLV, № 2, 12—21

УДК 650.318.433(179.25)

А. С. КАРАХАНЯН, В. С. БАЛАСАНИЯН

АКТИВНАЯ ДИНАМИКА ЗОНЫ СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1988 г.

Рассмотрены особенности динамики зоны афтершоковой активности Спитакского землетрясения. Выделены четыре группы афтершоков, связанные с активизаци-

obtained results by the geological survey and the profile drilling, taking into account the geophysical and space imagery data, allowed to reveal a number of new structures (the subcaucasian systems of faults, concentric structures e.t.c.) and to revise deep-rooted ideas on the structure of the Kafan anticlinorium.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аюбян В. Т. Стратиграфия вулканов и вулканических отложений юго-восточного Закавказья. Изд. АН Армении, 1962.
2. Аюбян А. Т., Баласанян А. Х., Оганисян Н. Б., Сагала М. А. О Закавказском глубинном разломе Малого Кавказа — Изд. АН Армении, Науки о Земле, № 5, 1981, с. 12—21.
3. Барсегян А. Н. Геодинамические условия формирования колчеданных рудных полей в вулканических провинциях. Тезисы докладов Всесоюзной конференции «Структура рудных полей колчеданного, полиметаллического и железного месторождений», вып. II, Владивосток, 1985, с. 5—7.
4. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Сакмакян Г. П. Сейсмостроительство Армянской ССР. Изд. Ер. ГУ, 1981, 270 с.
5. Гулян Э. Х., Тонахания А. Г., Ачикгезян С. О., Успенская Е. А., Лавян Э. Я., Кочарян С. А., Казарян А. К. О выявлении полесья медно-цинковой оруденности в Кафанском рудном районе Армянской ССР.—Изд. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XXXIX, №2, 1986, с. 20—30.
6. Котлар В. Н., Лейс Ю. А. История формирования структуры Кафанского рудного поля (Малый Кавказ). — Известия ВУЗ-ов, Геология и разведка, № 53, 1966, г.
7. Мартirosyan С. В., Баласанян Г. Р., Сабагов В. Э. Применительно космическим изображениям при выявлении процессов региональной геодинамики средиземноморского пояса. — Изд. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, № 5, с. 3—14.
8. Мартirosyan С. С. Закавказская рудовосная область. Изд. АН АрмССР, 1958.
9. Саркисян Р. А., Лавян Э. В., Варданян А. А., Мертсман Г. Р. К тектонике юго-восточного Закавказья. — Изд. АН АрмССР, Науки о Земле т. XXX, № 1, 1977, с. 20—39.
10. Саркисян Р. А., Ачикгезян С. О., Зограбян С. А., Мирзоян Г. Г. Новые данные о структуре Кафанского рудного района — Изд. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1983, с. 28—41.
11. Туманян Г. А. Объемное геологическое картирование складчатых областей на примере территории Армянской ССР. ВИНМС, экспресс информация, серия «Общая и региональная геология, геол. картирование», 1988, № 11—12, с. 1—10.
12. Успенская Е. А., Бурштейн Л. В., Гусин А. В., Лавян Э. Я., Лаванская А. С. Формационные ряды северной части Хуттур—Гириталской поясной зоны Малого Кавказа. Тезисы докладов 10-го Всесоюзного геологического совещания, Изд. АН АрмССР, 1988, с. 42—43.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1992, XLV, № 2, 12—21

УДК 550.318.433(179.25)

А. С. КАРАХАНЯН, В. С. БАЛАСАНЯН

АКТИВНАЯ ДИНАМИКА ЗОНЫ СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1988 г.

Рассмотрены особенности динамики зоны афтершоковой активности Спитакского землетрясения. Выделены четыре группы афтершоков, связанные с активизаци-

ей Памбак—Севанского, Желтореченско—Сарикамышского и Лернаджурского разломов. Научка пространственно-временная динамика развития афтершоковой активности. Приведены результаты геокампальных исследований магнитных и сейсмических данных и описаны условия развития афтершоковой активности в зоне разломов Памбак—Севанских и Спитякских разломов. Пронаблюдена динамика и места расположения трех субочагов, сформировавшихся в основной толще Спитякского землетрясения и их связь с активными разломами региона.

По данным региональной сети сейсмостанций, а также сети советских, французских и американских станций полевого базирования, после землетрясения в эпицентральной области зафиксирована зона афтершоковой активности длиной около 60 км и шириной 8 км [11, 12]. Зона афтершоковой активности протягивается с ЮЮВ на ССЗ и имеет форму выпуклой к северу дуги, пространственно совпадающей с подобной дугой, образованной Памбак—Севанским, Желтореченско—Сарикамышским и Лернаджурским активными разломами (рис. 1). Характеристика этих разломов приведена в работах [4, 5, 6]. Общая глубина залегания афтершоков максимально увеличивается на СЗ фланге ($H > 8$ км) и достигает минимума на ЮВ ($H < 4$ км).

В пределах всей зоны выделяются четыре максимума плотности распределения афтершоков, отличающихся по глубине, энергетическим характеристикам и фокальным механизмам. С ЮВ на СЗ это: Лернаджурская, Спитяк—Гогаранская, Гогаран—Джорашен—Агдаганская и Таросгюльская группы (рис. 1)



Рис. 1. Активные разломы, сейсмические дислокации и зона афтершоковой активности Спитякского землетрясения.

1—Активные разломы; 2—Зона афтершоковой активности по [11]; 3—Зона эпицентра главного толчка по инструментальным определениям [11]; 4—Предпочтительные эпицентры сильных сейсмических событий, связанных главным толчком Спитякского землетрясения; 5—Первый сильный афтершок. Увеличение обозначено к врезкам: 1—Активные разломы; 2—Сейсмический разлом; 3—Группы афтершоковой активности; 4—Решение фокальных механизмов афтершоков по [1]; 5—Номера групп афтершоковой активности, обозначены в тексте.

1. Юго-Восточная, Лернаджурская группа афтершоков простирается в СЗ направлении (рис. 1), характеризуется подавляющим преобладанием мелкофокусных событий с $H < 4$ км [11, 12]. Механизмы очагов взбросового типа с близвертикальным падением плоскости раз-

рыва [1]. Совпадает с северо-западным флангом Лернаджурского активного разлома, что хорошо согласуется с данными о крутом (80°) падении его плоскости и значительной активизации при Спитакском землетрясении—сейсмогенные оползни, фонтанирующие родники, ЮВ отрезок Спитакского сейсмогенного разлома [5].

2. Центральная, Спитак—Гогаранская группа афтершоков вытянута в СЗ направлении (рис. 1) характеризуется преобладанием неглубоких событий с $H=4$ км и фокальными механизмами с правосторонней сдвиго-взбросовой подвижкой, подобной механизму главного толчка [1, 11, 12]. Афтершоковая группа, по-видимому, генетически связана с продолжающимся вспарыванием центрального и северо-западного отрезков Спитакского сейсмогенного разлома, что подтверждается расчетами, основанными на известных нам фактах—углу и направлению падения плоскости сейсмогенного разлома, координатах и глубине афтершоков.

3. Северная, Гогаран—Дзорашен—Аглаганская группа афтершоков, в отличие от предыдущих, имеет субширотное простирание и протягивается от Аглаганского дизъюнктивного узла [11, 12] на восток, где резко обрывается за с. Ареванох (рис. 1). Характеризуется преобладанием афтершоков с относительно низким энергетическим классом, глубиной $4 \text{ км} > H < 8 \text{ км}$, фокальные механизмы взбросо-правосдвиговой подвижки [1].

По-видимому, группа связана с активизацией центрального участка Памбак—Севанского и восточного отрезка Желтореченско—Сарикамышского разломов. Активизация этих разломов подтверждается как косвенными геологическими фактами—вытянутыми вдоль их зон гирляндами сейсмогенных оползней 1988 г., участками сейсмовибрационного разжижения грунта, резкими изменениями дебита и теплового режима родников, так и прямыми признаками активизации при землетрясении. К последним относятся сеймотектоническая трещина длиной 200 м, с взбросом на 6 см и правым сдвигом на 3 см в зоне Памбак—Севанского разлома и сеймотектоническая трещина длиной 350 м с левосдвиговыми смещениями в 5 см в зоне Желтореченско—Сарикамышского разлома [4, 6]. Следует отметить повышение плотности афтершоков в районе Аглаганского дизъюнктивного узла, а также их некоторую вытянутость вдоль зоны Ахурян—Джаджур—Аглаганского меридионального разлома (рис. 1).

4. Западная, Торосгюхская группа афтершоков, отличается от остальных своей изолированностью, преобладанием событий с относительно высоким энергетическим классом, большей глубиной $H > 8$ км и левосдвиговыми фокальными механизмами [1, 11, 12]. Группа, видимо, приурочена к Торосгюхскому дизъюнктивному узлу, образованному пересечением Желтореченско—Сарикамышского и Палутли—Торосгюхского активных разломов с Ленинакан—Торосгюхским меридиональным нарушением (рис. 1).

Сопоставление с решениями фокальных механизмов главного толчка и афтершоков [1, 11, 12] также подтверждает сейсмическую активизацию рассматриваемых разломов. Механизмы главного толчка и афтершоков, а также простирание и падение подальних плоскостей очагов в зонах Памбак-Севанского и Лернаджурского разломов однотипны с кинематикой разломов на поверхности—правый взбросо-сдвиг. Афтершоки в зоне Желтореченско—Сарикамышского разломов совпадают не только по азимуту плоскости разрыва в очаге, но и дают ту же, что и на поверхности подвижку—левый сдвиг с взбросом северного крыла.

Изучение пространственно-временной динамики афтершоковой зоны показывает ее пульсационное, возвратно-поступательное разрастание в стороны от активных разломов. В первые месяцы после землетрясения (январь—февраль) выделяется довольно четкий пространственно-временной цикл развития. Цикл начинается афтершоками в области главного толчка (севернее гор. Спитака), после чего происхо-

дит ряд последовательно чередующихся событий на ЮВ фланге (Лернаджурский разлом) и на СЗ фланге (Желтореченско—Сарикамышский, Памбак—Севанский разломы), после чего цикл завершается двойным или тройным событием на западе, в районе Аглаганского узла или в центре, в области главного толчка. Следует отметить, что возможно существование похожей цикличности и по данным исторической сейсмичности. Так, эпицентр землетрясения 30.1.1967 г. ($M=5$) расположен западнее, а эпицентр 17.1.1978 г. ($M=4$) — восточнее эпицентра Спитакского землетрясения 7.12.1988 г. ($M=7,1$), приблизительно на одинаковом расстоянии. Землетрясения имеют один и тот же фокальный механизм (правый сдвиг с взбросом северного крыла), разделены одинаковым временным интервалом—11 лет и находятся в зоне Памбак—Севанского разлома с тем же механизмом смещения на поверхности [5].

С целью исследования сейсмогенных подвижек при Спитакском землетрясении, а также изучения кинематики сейсмогенных деформаций и смещения крупных блоков земной коры, ограниченных активизированными разломами, проведены специальные макросейсмические исследования.

В задачу исследований входило обследование и картирование сейсмогенных смещений крупных памятников и монументов, а также блоков могильных плит на кладбищах в пределах всей эпицентральной зоны. Обнаружены многочисленные деформации верхних блоков памятников, которые явились своеобразными сейсмографами, своими смещениями и поворотами на постаментах зафиксировавшие характер подвижек при землетрясении.

Обследованная нами территория охватывает область между городами Лениаканом на западе и Кироваканом на востоке, а также селами Гогаран на севере и Цилкар, Гехарот на юге. Обследовано 27 сел и 3 города.

При обследовании фиксировались: пространственное положение памятников и их смещений, амплитуда и характер смещений, точные размеры и материал, из которого изготовлены памятники, а также грунтовые условия и подстилающие породы.

В пределах всей западной и южной частей зоны зафиксированы прямолинейные смещения верхних блоков памятников на ССВ $15-20^\circ$ в гор. Лениакане; на ССВ 10° в с. Джаджур и на С 0° в сс. Лусахпюр, Мец-Парни, Цахкабер, Ширакамут и др. (рис. 2). По мере приближения к юго-западному крылу Спитакского сейсмогенного разлома начинают преобладать подвижки памятников, направленные в сторону фронта разлома, или их поворот по часовой стрелке (сс. Ширакамут, Гехасар, Сараландж).

На восточном активном крыле сейсмогенного разлома в сс. Гогаран, Сараарт, Аревашох, Лернапат, гор. Спитак и др. отмечаются чрезвычайно четкие массовые повороты верхних блоков памятников против часовой стрелки (рис. 2). Ротация против часовой стрелки наблюдается только в пределах блока, ограниченного с юго-запада Спитакским сейсмогенным разломом, а с севера—активизированным Памбак—Севанским разломом.

Подобная закономерность, на наш взгляд, может объясняться двумя следующими обстоятельствами.

Во-первых, в случае нормальных правосторонних смещений по Спитакскому сейсмогенному разлому верхние блоки надгробий должны были смещаться к ЮВ на северном и к СЗ на южном крыльях разлома или же поворачиваться по часовой стрелке по правилу правого сдвига. Поскольку мы имеем обратную картину—поворот против часовой стрелки, а правосторонние смещения по разлому не вызывают сомнений, остается предположить следующее. Ротация блоков надгробий против часовой стрелки обусловлена воздействием общего субмеридионального укорочения территории активного крыла

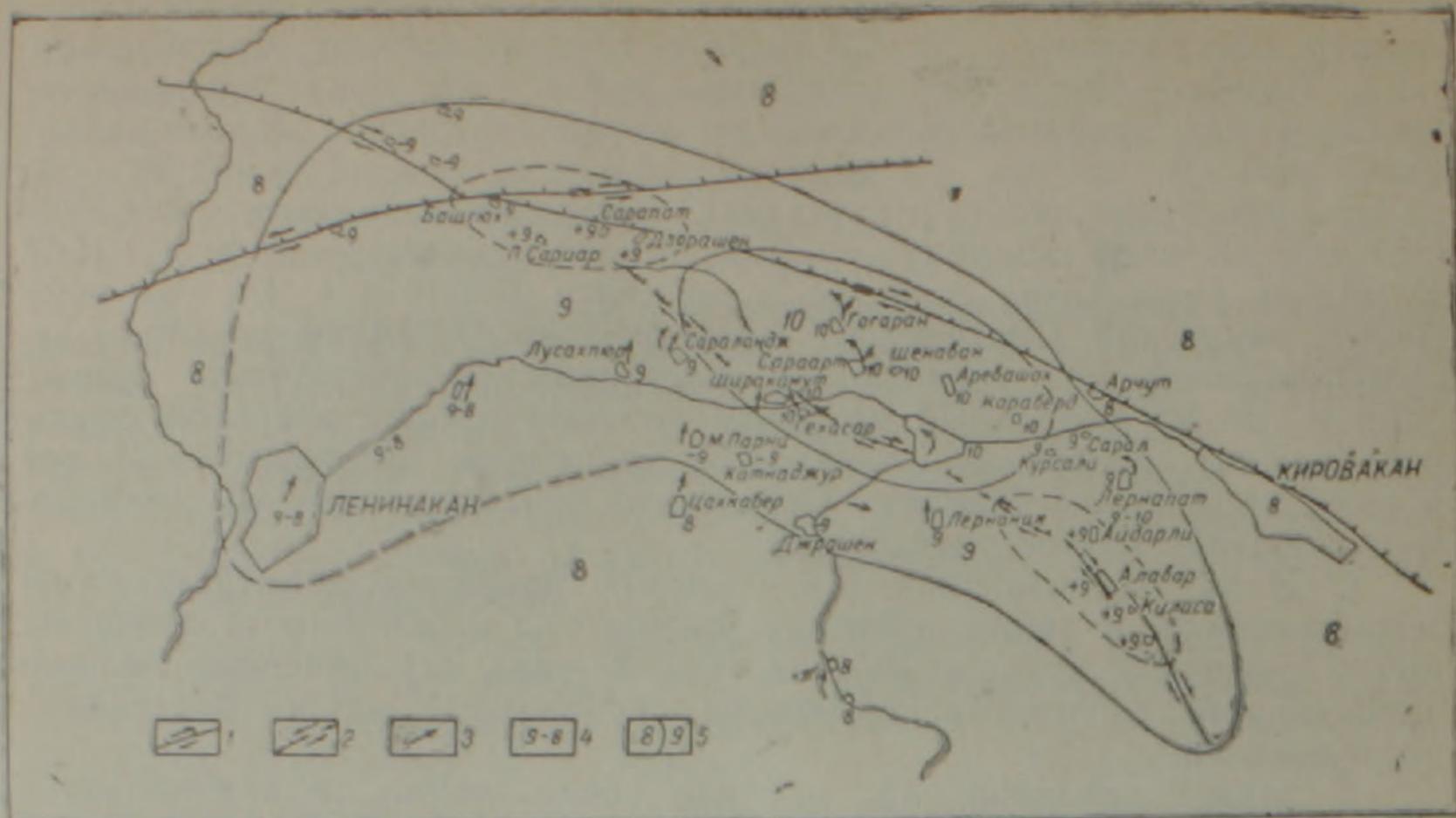


Рис. 2. Направления смещений блоков памятников при Спитакском землетрясении и изосейсты высших баллов. 1—Активные разломы (зачернены участки обнаружения сеймотектонических трещин); 2—Спитакский сейсмогенный разлом; 3—Направления смещений блоков памятников; 4—Изосейсты высших баллов по MSK—64.

разлома, вследствие субмеридионального сжатия и взбросовых подвижек (по оценке в поле, сближение крыльев поперек разлома достигает 2 м), а также суммарной комбинацией последнего с правосторонними смещениями по Спитакскому сейсмогенному разлому и Памбак-Севанскому разлому. То есть, заключенный между этими разломами блок земной коры во время Спитакского землетрясения и сопровождающих его подвижек по разломам сжался в меридиональном направлении и повернулся против часовой стрелки. Поворот этого блока против часовой стрелки подтверждается не только кинематическими построениями и ротацией памятников, но и результатами прямых наблюдений лазерными светодалямиомерами на Спитакском сейсмогенном разломе. По данным Е. Г. Абелева и С. А. Самойлова, в период с марта по декабрь 1989 г. зафиксирована тенденция поворота блока активного северного крыла разлома против часовой стрелки. О том же свидетельствуют данные по анализу механизмов афтершоков в этой области [1].

Второе—в случае мгновенного, импульсного вспарывания Спитакского сейсмогенного разлома и резкого правосдвигового смещения по нему верхние блоки надгробий, свободно лежавшие на плитах основания (даже в случае цементной сцепки), при резком ударе должны были закрутиться в обратном направлении—по часовой стрелке. Раз этого не произошло, то остается предположить, что вспарывание Спитакского разлома и смещение его крыльев не были быстрыми и резкими. Вероятно, памятники начали двигаться вместе с крыльями разлома и блоком земной коры, ограниченным им, в недеформированном виде и лишь в момент резкой остановки их верхние блоки сдвинулись со своих пьедесталов, в направлении закручивания блока земной коры, то есть против часовой стрелки. О таком же механизме движения свидетельствует смещение могильных плит при вспарывании Салмасского разлома (землетрясение 1930 г с $M=7,3$. Иран) [9, 10].

В ходе макросейсмических исследований была составлена карта распределения 10- и 9-балльных изосейст, которая, конечно, не явля-

ется окончательным и единственно возможным вариантом, однако, на наш взгляд, наиболее полно учитывает элементы активной тектоники региона, размеры и положение сейсмогенного разлома, а также распределение и динамику афтершоковой активности (рис. 2).

В вопросе изучения очага Спитакского землетрясения следует учитывать одно весьма важное обстоятельство. По данным записей на больших телесеismicких расстояниях, основной толчок состоит из не менее чем 3 разнесенных субочагов, образовавшихся в течение 30 с [2, 7, 8]. Причем, первый из них возник севернее гор. Спитака, второй—через 4 с после него в 15 км к ЮВ от первого, а третий—еще через 10 с в 30 км к западу от первого и, возможно, они сопровождались вспарыванием различных разломов [7]. Причем, два толчка были приблизительно равны по силе, а один значительно слабее и мягче [8]. Спустя 4 мин 20 с после окончания третьего пика главного толчка, в зоне центрального отрезка Спитакского сейсмогенного разлома происходит еще один сильный толчок с $M=5,9$, рассматриваемый или как самостоятельное сильное событие [3], или как первый сильный афтершок [8].

Разделение основного толчка на 3 разнесенных во времени и пространстве события—факт, требующий дальнейшего подробного анализа. Однако, как версия, он может объяснить ряд так называемых «странностей» Спитакского землетрясения—большую продолжительность во времени основного толчка, значительную площадь и интенсивность разрушений. А если третий субочаг находился в 30 км к западу от первого, то этим, наряду с другими факторами, могут быть объяснены значительные разрушения в гор. Ленинакане.

Попытаемся и мы рассмотреть такую возможность и проанализировать ее с позиции активной тектоники и динамики района, учитывая следующие обстоятельства:

— Лернаджурский, Памбак—Севанский и Желтореченско—Сарикамышский разломы, являясь крупнейшими и наиболее активными на севере Армении, образуют своего рода активную, динамически и кинематически сопряженную тектоническую раму—каркас зоны Спитакского землетрясения. Все они были активизированы и вовлечены в сеймотектонические подвижки при Спитакском землетрясении, обусловленные единым для всех субмеридиональным ($ССВ-10^\circ$) и латеральным полем напряжений [4, 6].

— Наличие хорошо маркирующей этот структурный каркас зоны афтершоковой активности, совокупность которой определяет форму фокальной (разрывной) области очага Спитакского землетрясения (рис. 1).

— Обособление участков с максимальной плотностью числа и энергии афтершоков, а также различие в их механизмах, в зонах Лернаджурского разлома, центральных отрезков Памбак—Севанского и Желтореченско—Сарикамышского разломов (рис. 1).

— Подобие цикличности афтершоковой активности (толчок в центре зоны, потом чередующиеся события на ЮВ и СЗ флангах) пространственно-временной картине возникновения субочагов главного толчка.

— Наличие в зонах Лернаджурского, центральных отрезков Памбак—Севанского и Желтореченско—Сарикамышского разломов сейсмогенных дислокаций и очагов максимальных разрушений (рис. 1, 2).

— Разница в сейсмическом моменте для центрального ($M_0=1,8 \times 10^{26}$ дин/см) и Лернаджурского ($M_0=1,9 \times 10^{25}$ дин/см) отрезков Спитакского сейсмогенного разлома.

— Выделение на зеркалах скольжения Спитакского сейсмогенного разлома 1988 г. штриховок, соответствующих трем последовательно перекрывающимся фазам смещений с различной кинематикой [4].

— Различия в смещениях блоков памятников в Спитак—Гогаранской и Лернаджурской зонах—поворот против часовой стрелки и в Ленинакан—Джаджур—Лусахпюрской зоне—смещение на северо-

восток и север. Причем, азимутальные направления последних смещений (ССВ—15—20°—Ленинакан; ССВ—10°—Джаджур; С—0°—Лусахлюр) пересекаются в зоне сопряжения Памбак—Севанского и Желтореченско—Сарикамышского разломов, а именно в районе Аглаган—Торосгюхского узла (рис. 2).

Учитывая вышензложенное, можно предположить, что сочлененная система из Лернаджурского, Памбак—Севанского и Желтореченско—Сарикамышского разломов, находясь перед землетрясением в перенапряженном состоянии, в момент главного толчка повела себя как динамически и кинематически сопряженная единая структура, то есть разрядка тектонических напряжений на одном участке вызвала их резкое возрастание и мгновенный сброс на других участках, спровоцировав второй и третий субочаги. Процесс этот мог протекать довольно быстро и слиться в единую цепную реакцию трех сильных событий, которая и воспринималась как несколько затянутый во времени основной толчок Спитакского землетрясения.

Проанализировав имеющиеся факты, можно предположить следующую пространственно-временную динамику главного толчка (рис. 1).

Первый субочаг возник в зоне крупного и наиболее активного Памбак—Севанского разлома (к СВ от с. Гогаран) и сопровождался вспарыванием центрального и северо-западного отрезков Спитакского сейсмогенного разлома, с высоким сейсмическим моментом. Это дестабилизировало всю систему и привело к разрядке через 4 с следующего субочага в зоне Лернаджурского разлома, с вспарыванием отрезка сейсмогенного разлома с низким сейсмогенным моментом. Причем расстояние в 15 км к ЮВ, полученное сейсмологами, соответствует району горы Спитак, где Лернаджурский отрезок сейсмогенного разлома имеет максимальную амплитуду. Второе событие провоцирует резкое возрастание и сброс напряжений через 10 с, на противоположном фланге в зоне Желтореченско—Сарикамышского разлома, в районе Аглаган-Торосгюхского узла (находящегося именно на расстоянии 25—30 км от места первого толчка), где и реализуется третий субочаг главного толчка Спитакского землетрясения. Спустя 4 мин 20 с. происходит еще один сильный толчок, очаг которого находится в зоне центрального отрезка Спитакского сейсмогенного разлома и, видимо, является первым сильным афтершоком.

Институт геологических наук
АН Армении

Поступил 12 III.1990

Ն Ս ԿԱՐՄԱՆՆԱՆ, Վ. Ս ԻԱԼԱՍԱՆՆԱՆ

1958 թ. ՍՊԻՏԱԿԻ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԻ ԳՈՏՈՒ ԳՈՐԾՈՒՆ ՇԱՐԺՐՆԹԱՑԸ

Ա մ փ ո փ ո մ

Սպիտակի երկրաշարժի աֆտերշոկային գործունեության գոտին ձգվում է հարավ-հարավ-արևելքից արևմուտք-հյուսիս-արևմուտք 60 կմ և դեպի հուսիս կորացած աղեղի տեսք ունի, ինչը համընկնում է Փամբակ—Անանի, Դեղինգետ—Սարիղամիշի և Հեռնաշրի գործուն խզումներով առաջացած հա-

ժանման աղեղի հետ: Գոտու սահմաններում առանձնացվում են աֆտերոզո-
կերի առավելագույն խտություն 4 տեղամասեր, որոնք միմյանցից տարբեր-
վում են տեղադրման խորությունը, էներգետիկ բնութագրերով և օջախի մե-
խանիզմներով:

Աֆտերոզոկային գոտու շարժրնիացի տարածա-ժամանակային ուսումնա-
սիրությունը ցույց է տալիս գոտու բարախող, հետադարձ-համընթաց ծավալ-
վելը գործունե խողումների ուղղությունը: Երկրաշարժից հետո առաջին ամիս-
ների ընթացքում առանձնացվում է զարդացման տարածա-ժամանակային
փուլը: Վերջինս սկսվում է գլխավոր ցնցման մարզում (Սպիտակ բաղաբից
հյուսիս) աֆտերոզոկերով, որից հետո տեղի են ունենում մի շարք միմյանց
հաջորդող իրադարձություններ հարավ-արևելյան և հյուսիս-արևելյան թևեր-
ում, և փուլն ավարտվում է արևմտյան թևում կայացած կրկնակի կամ եռակի
իրադարձությամբ: Նման փուլայնություն գոյություն է դիտվում նաև պատ-
մական սեյսմիկության սվյալներով:

Սպիտակի երկրաշարժի երկրաշարժածին շարժումների հետադա-
ման համար հատուկ մակրոսեյսմիկ ուսումնասիրություններ են կա-
տարվել, որոնց նպատակն է եղել խոշոր հուշարձանների և տապանաքարերի
երկրաշարժածին տեղաշարժերի հետազոտումը:

Հետազոտված են Լենինականից մինչև Կիրովական տարածքում 27 գյուղ
և 3 քաղաք: Գոտու արևմտայն և կենտրոնական մասերում դիտված են հու-
շարձանների վերնամասերի ուղղաճիտ տեղաշարժեր դեպի հյուսիս-հյուսիս-
արևելք 10° — 20° , ինչպես նաև դեպի երկրաշարժածին բեկվածքի ճակատային
կողմը: Երկրաշարժածին բեկվածքի արևելյան գործունե թևում դիտվում են
հուշարձանների առանձին մասերի սլաքորոշ արտահայտված զանգվածային
պտույտներ ժամացույցի սլաքի շարժման հակառակ ուղղությամբ: Հողվածում
մանրամասնորեն մեկնաբանվում է այդ երևույթը, որն ակներևորեն կապված
է երկրաշարժածին բեկվածքի պանդաղ պատումամբ և Սպիտակի երկրաշար-
ժածին ու Փամբակ—Աևանի բեկվածքների միջև գտնվող ամբողջ բեկորի
պտույտով ժամացույցի սլաքի շարժման հակառակ ուղղությամբ, որն արդ-
յանք է մերձմիջօրեական ուղղությամբ սեղմման և տարածքի կրճատման:

Հողվածում բերված է Սպիտակի երկրաշարժի բարձրագույն իզոսեյստերի
տեղաբաշխման քարտեզը, որը տարբերվում է գոյություն ունեցողներից:

Երկրաշարժաբանների տվյալներով, Սպիտակի երկրաշարժի հիմնական
ցնցումը բաղկացած է եղել երեք տարանջատված ենթաօջախներից, որոնք
առաջացել են 30 վայրկյանի ընթացքում: Դրանցից առաջինը գոյացել է Սպի-
տակից հյուսիս, երկրորդը՝ 4 վայրկյան հետո, առաջինից 15 կմ դեպի հա-
րավ-արևելք, իսկ երրորդը՝ ևս 10 վայրկյան հետո, առաջինից 30 կմ դեպի
արևմուտք: Հողվածում մանրամասնորեն վերլուծվում է այդ երևույթը շրջանի
գործունե տեկտոնիկայի և շարժրնիացի դիրքերից: Եզրահանգում է արվում,
որ Լեոնաջրի Փամբակ—Աևանի և Դեղինգետ—Սարիղամիշի բեկվածքների
հողավորված համակարգը՝ երկրաշարժից առաջ գտնվելով գերլարված վիճա-
կում, հիմնական ցնցման ժամանակ իրեն դրսևորել է որպես շարժրնիացա-
սիս միակցված մի միասնական կառույց: Այսինքն, լարվածությունների լից-
քաթափումը մեկ տեղամասում հանգեցրել է դրանց կտրուկ աճին այն տեղա-
մասերում և դրանով առաջացել է երկրորդ ենթաօջախները: Առաջին ենթա-
օջախն առաջացել է առավել խոշոր և գործունե Փամբակ—Աևանի բեկվածքի
գոտում (Գոգարան գյուղից հյուսիս-արևմուտք) և ուղեկցվել է բարձր սեյս-
միկ մոմենտ ունեցող երկրաշարժածին բեկվածքի կենտրոնական և հյուսիս-
արևմտյան հատվածների պատումամբ: Իսկ հավասարակշռությունից դուրս է
բերել ամբողջ համակարգը և հանգեցրել է 4 վայրկյան հետո առաջացած եր-

կրորդ ենթաօջախի լիցքաթափմանը Նոնաջրի բեկվածքի գոտում և ցածր սեյսմիկ մոմենտ ունեցող երկրաշարժածին բեկվածքի հարավ-արևելյան հատվածի պատումանր: Ընդ որում, երկրաշարժարանների կողմից որոշված 15 կմ դեպի հարավ-արևելք գտնվող կետը համապատասխանում է Սպիտակ լեռանը, որտեղ երկրաշարժածին բեկվածքի Նոնաջրի հատվածն ունի առավելագույն ամպլիտուդը: Երկրորդ իրադարձությունը հանգեցնում է լարվածությունների կտրուկ աճի և լիցքաթափման 10 վայրկյան հետո արդեն հանդիպակաց թևում՝ Դեղինգետ—Սարղամիշի բեկվածքի գոտում, որտեղ և իրականացվում է Սպիտակի երկրաշարժի գլխավոր ցնցման երրորդ ենթաօջախը: 4 րոպե 20 վայրկյան հետո տեղի է ունենում մի ուժեղ ցնցում ևս, որի օջախը գտնվում է երկրաշարժածին բեկվածքի կենտրոնական հատվածի գոտում և, հավանարար, հանդիսանում է առաջին ուժեղ աֆտերոշոկը:

A. S. KARAKHANIAN, V. S. BALASANIAN

THE SPITAK EARTHQUAKE, 1988, ZONE ACTIVE DYNAMICS

Abstract

The Spitak earthquake aftershock activity zone dynamics peculiarities are considered. Four groups of aftershocks are marked out, connected with the Pambac-Sevan, Yellow river - Sarikamish and Lernadjur faults activization. The aftershock activity development spatial-temporal cyclic recurrence is investigated. The special macroseismic investigations results are brought, which witness the rotation of the block, squeezed between the Pambak-Sevan and Spitak faults. The dynamics and location of the Spitak earthquake three subfoci and their relation active faults are analysed.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Геодакян Э. Г., Агаронян В. К., Данилова М. А., Юнга С. П. Особенности фокальных механизмов афтершоков Спитакского землетрясения. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, № 3, с. 71—77.
2. Еремян Б. Ц. Исследования напряженно-деформированного состояния гипоцентральной зоны Спитакского землетрясения. Международный семинар «Спитак-88». Тезисы докл., Ереван: Изд. АН АрмССР, 1989, с. 39.
3. Карапетян Б. К. Инструментальные данные по Спитакскому землетрясению 7 декабря 1988 г. Международный семинар «Спитак-88». Тезисы докл., Ереван: Изд. АН АрмССР, 1989, с. 5.
4. Караханян А. С. Некоторые особенности активной тектоники зоны Спитакского землетрясения 1988 г. Изв. АН Армении, Науки о Земле, 1992, № 1, с. 3—11.
5. Караханян А. С. Результаты наземного и аэрокосмического изучения активных разломов и сейсмогенных деформаций Спитакского землетрясения 1988 г. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, № 3, с. 20—24.
6. Трифонов В. Г., Караханян А. С., Кожурин А. И. Активные разломы и сейсмичность. Природа 1989, № 12, с. 32—38.
7. Филсон Дж. Спитак-88. Природа, 1989, № 12, с. 81.
8. Шебалин Н. В., Борисов Б. А. Спитакское землетрясение. Природа, 1989, № 4, с. 69—72.
9. Ambraseis N. N. Engineering Seismology. Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol. 17, 1—105, London, 1988, p. 105.
10. Berberian M., 1976, 1977. Contribution of the seismotectonics of Iran. part 1, 11 Geol. Survey of Iran., 517p, 278p.

11. Contribution a l'etude des repliques du seisme de Spitak du 7. December, 1988. Institut de Physique du Globe Strasbourg, 1989, c. 56.
12. Borchardt R., Flison J., et al. Results and data from Seismologie and Geologic studies following earthquakes of December 7, 1988, Near Spitak, Armenian SSR, USA, 1989, p. 188.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1992, XLV, № 2, 21—30

УДК: 553.064.32(479.25)

М. А. АРУТЮНЯН

ОСОБЕННОСТИ СКАРНООБРАЗОВАНИЯ УЧАСТКА АБГЯЗ (юго-восточный экзоконтакт Мегринского плутона)

В статье приведены результаты исследований скарнов юго-восточного экзоконтакта Мегринского плутона. Рассмотрены вопросы строения скарнов, их состава и генетической связи с магматизмом. На территории Армении впервые выявлены известковые скарны магматической стадии.

В теории скарнообразования один из основополагающих моментов, выдвигаемых Д. С. Коржинским [11], Н. Н. Шабыниным [17] и В. А. Жариковым [8] на базе термодинамических и экспериментальных данных,—исключение возможности формирования известковых скарнов в магматическую стадию. Теоретические разработки в области парагенетического и фациального анализа, проведенные Е. Н. Граменицким [4] и В. В. Ревердатто [13], позволили им взять под сомнение незыблемость этого утверждения. В геологических публикациях стали появляться хоть и в незначительном числе примеры образования известковых скарнов в магматическую стадию, описанные Т. Ш. Хаджиевым [15], Р. М. Слободским [14], Л. А. Мирошниченко и А. П. Гуляевым [12].

Ниже приводятся данные геологических исследований автора, полученные по юго-восточному экзоконтакту Мегринского плутона, и в частности участка Абгяз, где скарны представлены крупными выходами западнее и восточнее одноименного села. По Ю. А. Арапову [1], скарны образовались по останцам кровли известняков в сиенито-диоритах Мегринского плутона. Более поздние исследования Г. С. Ходжабагыана и Р. А. Арутюняна [16] способствовали выявлению зоны скарнов в контакте с ранними габброидами, а также на правом берегу реки, среди ороговикованных туфопесчанистых отложений богацарской толщи.

Согласно нашим исследованиям геологическая ситуация образования скарнов намного сложнее. Наиболее древние породы Абгяза, представленные слоистыми мраморизованными карбонатными отложениями, предположительно имеют верхнемеловой (сенон) возраст, по аналогии с соответствующими образованиями и структурным положением западного крыла Гехи—Шишкертской горст-антиклинали [1, 3]. Незначительными островками обнажаются выходы туфопесчанистых отложений богацарской толщи, а также рвушие тела андезитов-базальтов и базальтов среднего и верхнего эоцена [6]. Магматические породы представлены габброидами и сиенитами, входящими в состав габбро-монзонит-сиенитового интрузивного комплекса [19]. Габброиды образуют вытянутые в меридиональном направлении выходы с крутыми 70—75° углами падения в известняках. Прорывающие их сиениты ориентированы в северо-западном направлении и характеризуются пологопадающей 40—50° плоскостью контакта.

Скарновые тела значительной мощностью отмечаются по левому берегу р. Абгяз, в контакте с габброидами и сиенитами (рис. 1). Мощ-

11. Contribution a l'etude des repliques du seisme de Spitak du 7. December, 1988. Institut de Physique du Globe Strasbourg, 1989, с. 56.
12. Borchardt R., Flison J., et al. Results and data from Seismologie and Geologic studies following earthquakes of December 7, 1988, Near Spitak, Armenian SSR, USA, 1989, p. 188.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1992, XLV, № 2, 21—30

УДК: 553.064.32(479.25)

М. А. АРУТЮНЯН

ОСОБЕННОСТИ СКАРНООБРАЗОВАНИЯ УЧАСТКА АБГЯЗ (юго-восточный экзоконтакт Мегринского плутона)

В статье приведены результаты исследований скарнов юго-восточного экзоконтакта Мегринского плутона. Рассмотрены вопросы строения скарнов, их состава и генетической связи с магматизмом. На территории Армении впервые выявлены известковые скарны магматической стадии.

В теории скарнообразования один из основополагающих моментов, выдвигаемых Д. С. Коржинским [11], Н. Н. Шабыниным [17] и В. А. Жариковым [8] на базе термодинамических и экспериментальных данных,—исключение возможности формирования известковых скарнов в магматическую стадию. Теоретические разработки в области парагенетического и фациального анализа, проведенные Е. Н. Граменицким [4] и В. В. Ревердатто [13], позволили им взять под сомнение незыблемость этого утверждения. В геологических публикациях стали появляться хоть и в незначительном числе примеры образования известковых скарнов в магматическую стадию, описанные Т. Ш. Хаджиевым [15], Р. М. Слободским [14], Л. А. Мирошниченко и А. П. Гуляевым [12].

Ниже приводятся данные геологических исследований автора, полученные по юго-восточному экзоконтакту Мегринского плутона, и в частности участка Абгяз, где скарны представлены крупными выходами западнее и восточнее одноименного села. По Ю. А. Арапову [1], скарны образовались по останцам кровли известняков в сиенито-диоритах Мегринского плутона. Более поздние исследования Г. С. Ходжабагяна и Р. А. Арутюняна [16] способствовали выявлению зоны скарнов в контакте с ранними габброидами, а также на правом берегу реки, среди ороговикованных туфопесчанистых отложений богацарской толщи.

Согласно нашим исследованиям геологическая ситуация образования скарнов намного сложнее. Наиболее древние породы Абгяза, представленные слоистыми мраморизованными карбонатными отложениями, предположительно имеют верхнемеловой (сенон) возраст, по аналогии с соответствующими образованиями и структурным положением западного крыла Гехи—Шишкертской горст-антиклинали [1, 3]. Незначительными островками обнажаются выходы туфопесчанистых отложений богацарской толщи, а также рвушие тела андезитов-базальтов и базальтов среднего и верхнего эоцена [6]. Магматические породы представлены габброидами и сиенитами, входящими в состав габбро-монзонит-сиенитового интрузивного комплекса [19]. Габброиды образуют вытянутые в меридиональном направлении выходы с крутыми 70—75° углами падения в известняках. Прорывающие их сиениты ориентированы в северо-западном направлении и характеризуются пологопадающей 40—50° плоскостью контакта.

Скарновые тела значительной мощностью отмечаются по левому берегу р. Абгяз, в контакте с габброидами и сиенитами (рис. 1). Мощ-

ность пластообразной залежи скарнов в контакте с габбро составляет 8—12 м; угол падения 65—70°; плоскость контактной стенки с известняками ровная. Мощность скарновых пород, тянущихся вдоль контакта сиенитов с карбонатными породами, колеблется в пределах

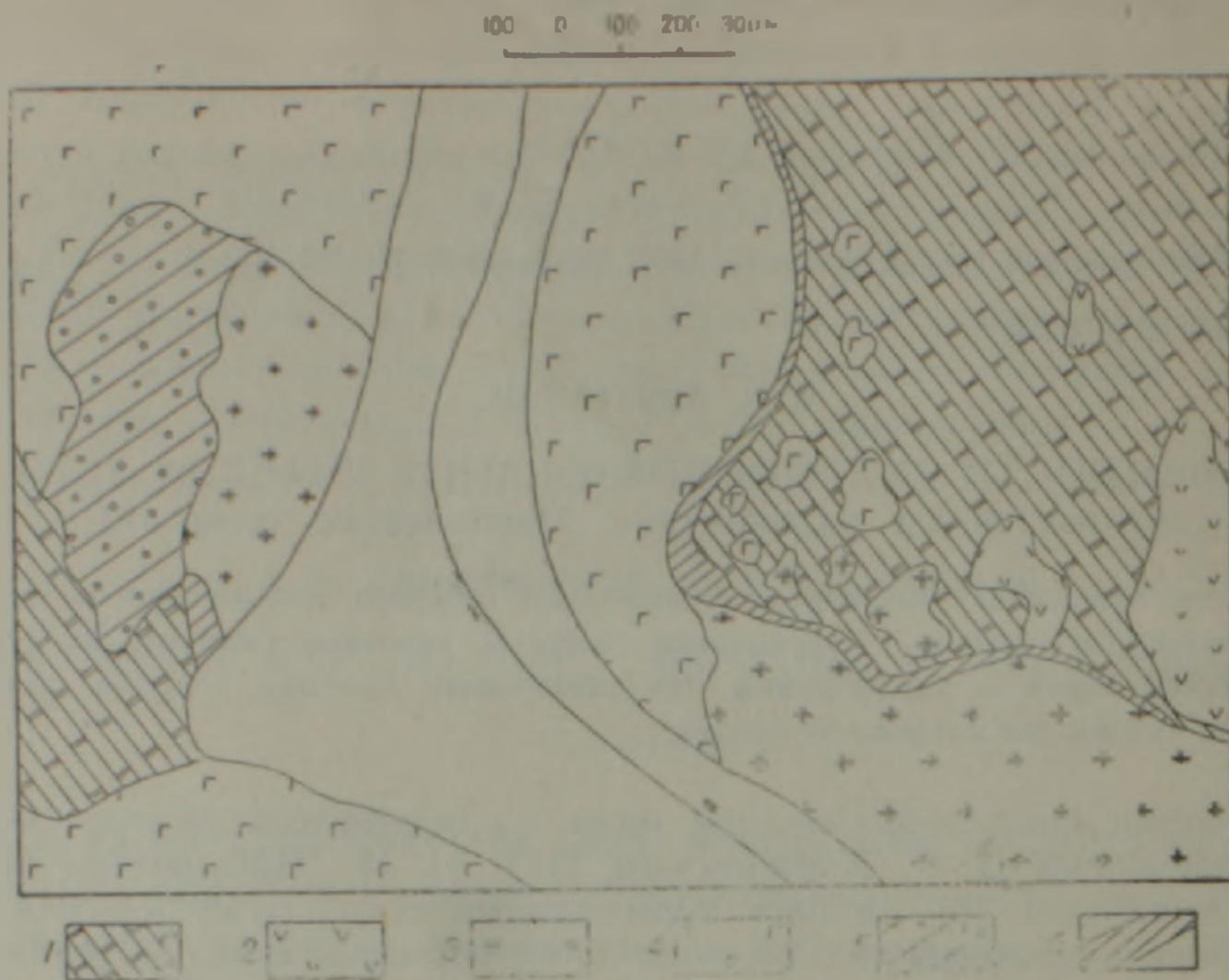


Рис. 1. Скарны Абяз. Условные обозначения: 1. Верхний мел, известняк, 2. Средний эцн. Андезито-базальт, базальт, 3. Сиенит, 4. Габбро, 5. Пироксен-гранат-плагноклазовый роговик, 6. Гранитовый скарн.

15—18 м; угол падения 45—50°; контакт скарнов с известняками неровный, извилистый. В экзоконтакте сиенитов, в карбонатных отложениях мела, в пределах первых 200—300 м от линии контакта отмечаются мелкие тела сиенитового и габброидного состава. Если первые представляют апофизальные ответвления сиенитовой интрузии, то изменчивый текстурно-структурный рисунок и химический состав последних не вызывает сомнений в метасоматической природе вторых. Аналогичные метасоматиты развиты также в пределах контактовых ореолов Ковшутского, Сурбкарского, Лернашенского и Ахлятянского массивов, где О. П. Гуюмджяном [5] установлено влечение их образование в магматическую стадию и впервые нами было отмечено по юго-восточному контакту Мегрицкого плутона — Хдебанцское проявление [16]. Исследования последних лет позволили отнести к ним и породы основного состава, выявленные в экзоконтакте сиенитов. Метасоматические изменения отмечаются по рвущим телам андезито-базальтов и базальтов в карбонатных отложениях мела и характеризуются Амф+Пл парагенезисом минералов. Мелкие тела скарнов установлены в ассоциации с ними.

На правом берегу р. Абгяз скарны представлены линзообразными мелкими залежами длиной не более 10 м, по контакту сиенитов с вмещающими известняками и ороговикоманскими туфопесчанистыми отложениями, а также жильными фациями в сиенитах. Мощность последних колеблется от 0,2 до 0,5 м; простирание 320°. Пересекаются сиенит-аплитами (рис. 2).

Геологический разрез от габброидов через скарны во вмещающие известняки характеризуется следующей сменой пород:

Габбро, габбро-диорит—пироксен-плагноклазовая околоскарновая порода (1,5 м)—гранитовый скарн (10 м) с останцами пироксен-скаполитовых и пироксен-гранатовых пород (до 0,15 м в диаметре); в

экзоскарновой зоне—реликты пироксен-гранат-волластонитовых пород—известняки.

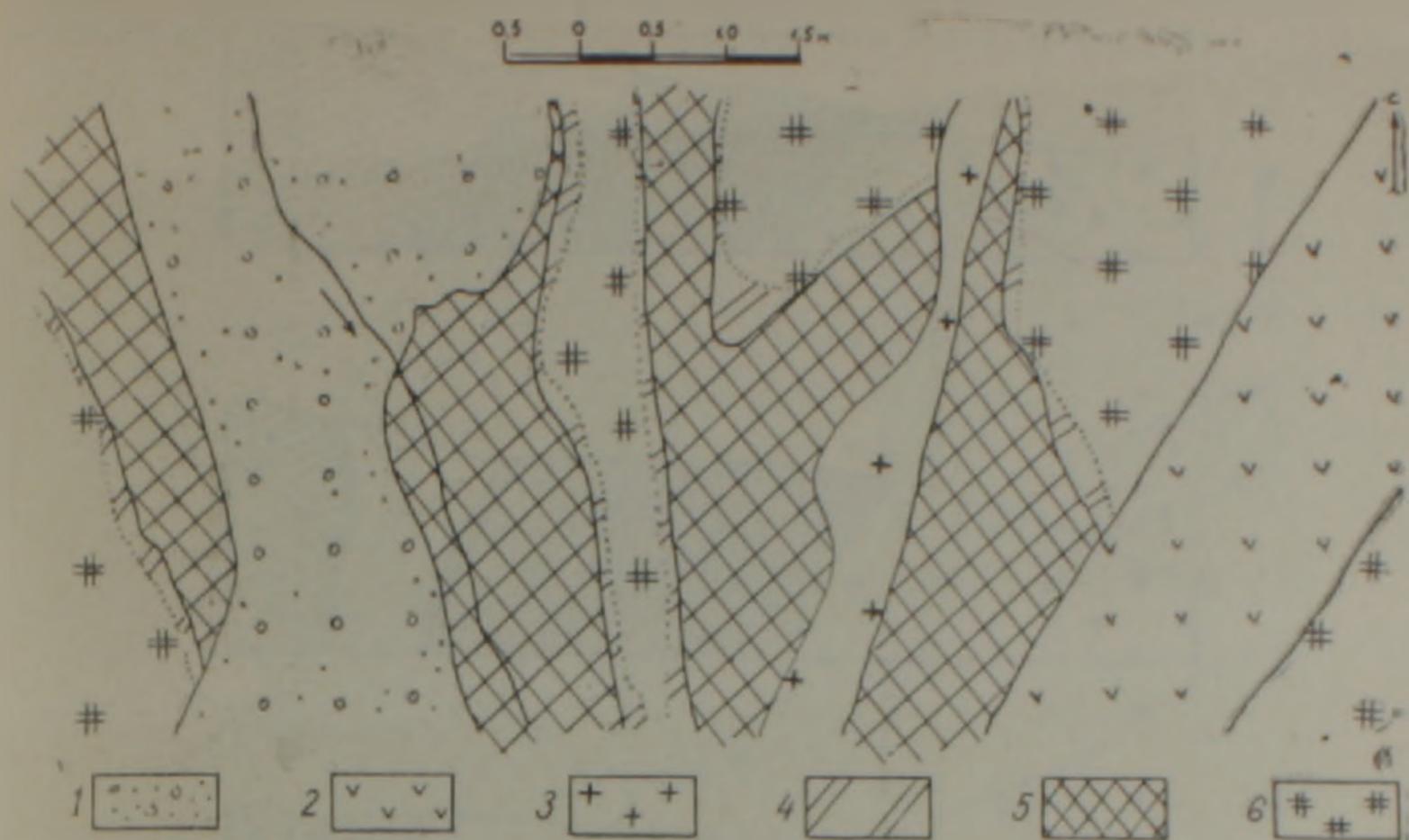


Рис. 2. Пересечение жильных скарнов эндоконтактовой зоны сиенитов аплитом и диабазом. Условные обозначения: 1. Аллювиальные отложения, 2. Диабаз, 3. Сиенит-аплит, 4. Пироксен-плагиоклазовая околоскарновая порода, 5. Гранатовый скарн, 6. Сиенит.

От сиенитов во вмещающие известняки наблюдаются следующие разрезы (рис. 3):

Разрез I-ый;

Сиенит- и кварцсодержащий сиенит—пироксен-плагиоклазовая околоскарновая порода с реликтами пироксен-скаполитового скарна (2,0—2,5 м)—гранатовый скарн (15—17 м); в экзоскарновых фациях ксенолит амфибол-плагиоклазовых метасоматитов (до 0,7 м в диаметре), с переходом в пироксен-гранатовую породу с черно-зеленым пироксеном—везувриановый кальцифир (6—7 м)—известняк.

Везувриановые кальцифиры, как и апоэффузивные амфибол-плагиоклазовые метасоматиты, были выявлены О. П. Гуюмджяном на западном Баргушате в пределах контактового ореола Сурбкарского штока [5].

Разрез II-ой:

Сиенит- и кварцсодержащий сиенит—пироксен-плагиоклазовая околоскарновая порода (1,5 м)—гранатовый скарн (10,5 м)—везувриановый кальцифир (6—7 м)—гранатовый скарн (0,7 м)—амфибол-плагиоклазовый метасоматит (5,5—6,0 м)—гранатовый скарн (0,8 м)—везувриановый кальцифир (8,5—9 м)—известняк.

Таким образом, фиксируется образование скарновой оторочки вокруг амфибол-плагиоклазовых пород по контакту их с известняками. Более сложные тела образуются при слиянии скарновых оторочек близкососедствующих метасоматитов. Как для амфибол-плагиоклазовых пород, так и скарнов, тяготеющих к ним, отмечаются пересечения их апофизами интрузива сиенитов (рис. 4).

Разрез III-ий:

Сиенит- и кварцсодержащий сиенит—пироксен-плагиоклазовая околоскарновая порода (1,5 м)—гранатовый скарн (10,5—11,0 м)—пироксен-плагиоклазовая околоскарновая порода (0,7 м)—амфибол-плагиоклазовый метасоматит (16,5—17,0 м)—везувриановый кальцифир (10,0 м)—известняк.

Разрез IV-ый, характеризующий ту же ситуацию, но с переходом амфибол-плагиоклазовых пород в неизменные андезито-базальты и далее известняки, представлен:

Спелит-пироксен-плагноклазовая околоскарновая порода (1,5—2 м)—гранатовый скарн (10 м)—пироксен-плагноклазовая околоскар-

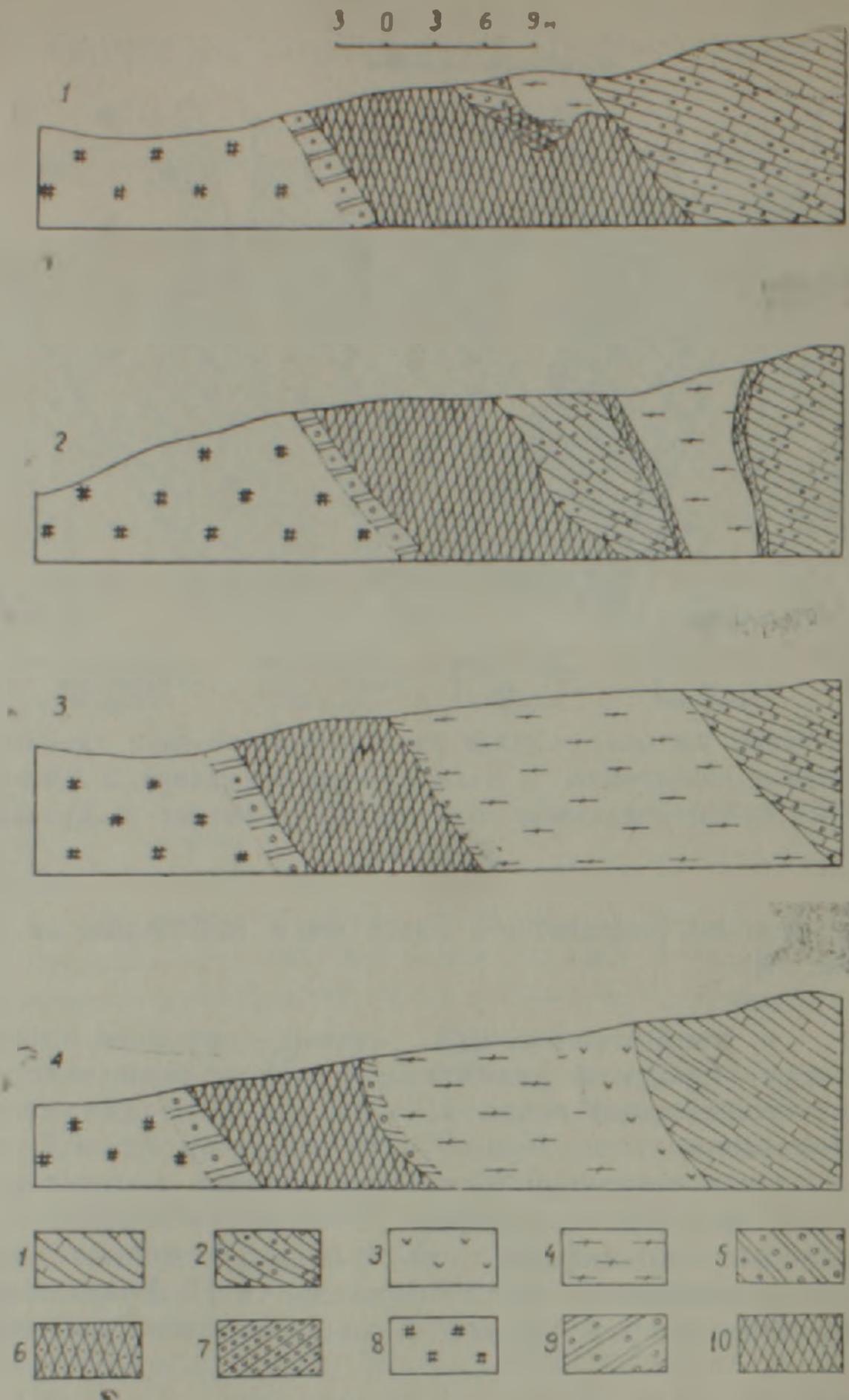


Рис. 3. Геологические разрезы через контактные скарны от сиенитов к вмещающим известнякам. Условные обозначения: 1. Верхний мел, известняк, 2. Везувияновый кальцифир, 3. Средний эоцен, андезито-базальт, базальт, 4. Апоэффузивный амфибол-плагноклазовый метасоматит, 5. Околоскарновая пироксен-плагноклазовая порода по амфибол-плагноклазовым метасоматитам, 6. Гранатовый скарн экзоконтактной зоны, 7. Пироксеновый скарн экзоконтактной зоны, 8. Сиенит, 9. Пироксен-плагноклазовая околоскарновая порода по сиенитам, 10. Гранатовый скарн (контактный).

новая порода (1—1,2 м)—амфибол-плагноклазовый метасоматит (12 м)—андезито-базальт (4,5—5 м)—известняк.

В общем виде породы скарновых зон характеризуются следующим минеральным составом: околоскарновые породы—андезин-лабрадорный плагноклаз 60—65%, пироксен—диопсид ($N_g = 1,701—1,703$, $N_p = 1,672—1,674$, $cN_g = 40^\circ$)—10—35%, гранат-гроссулярового состава (андр. 20—25%)—0—5%, апатит и магнетит—1,0—1,5%. Плагноклаз околоскарновых пород, наложившихся на габбро, лабрадорный—

№ 55—70; на сиениты—андезиновый № 35—50. Скаполит вместе с пироксеном в виде микрзонок $N_0=1,545—1,550$, $N_e=1,531—1,538$. Гранатовые скарны образуют мономинеральную породу, в которой реликтовыми останками встречаются пироксен-плагноклазовые и пирок-

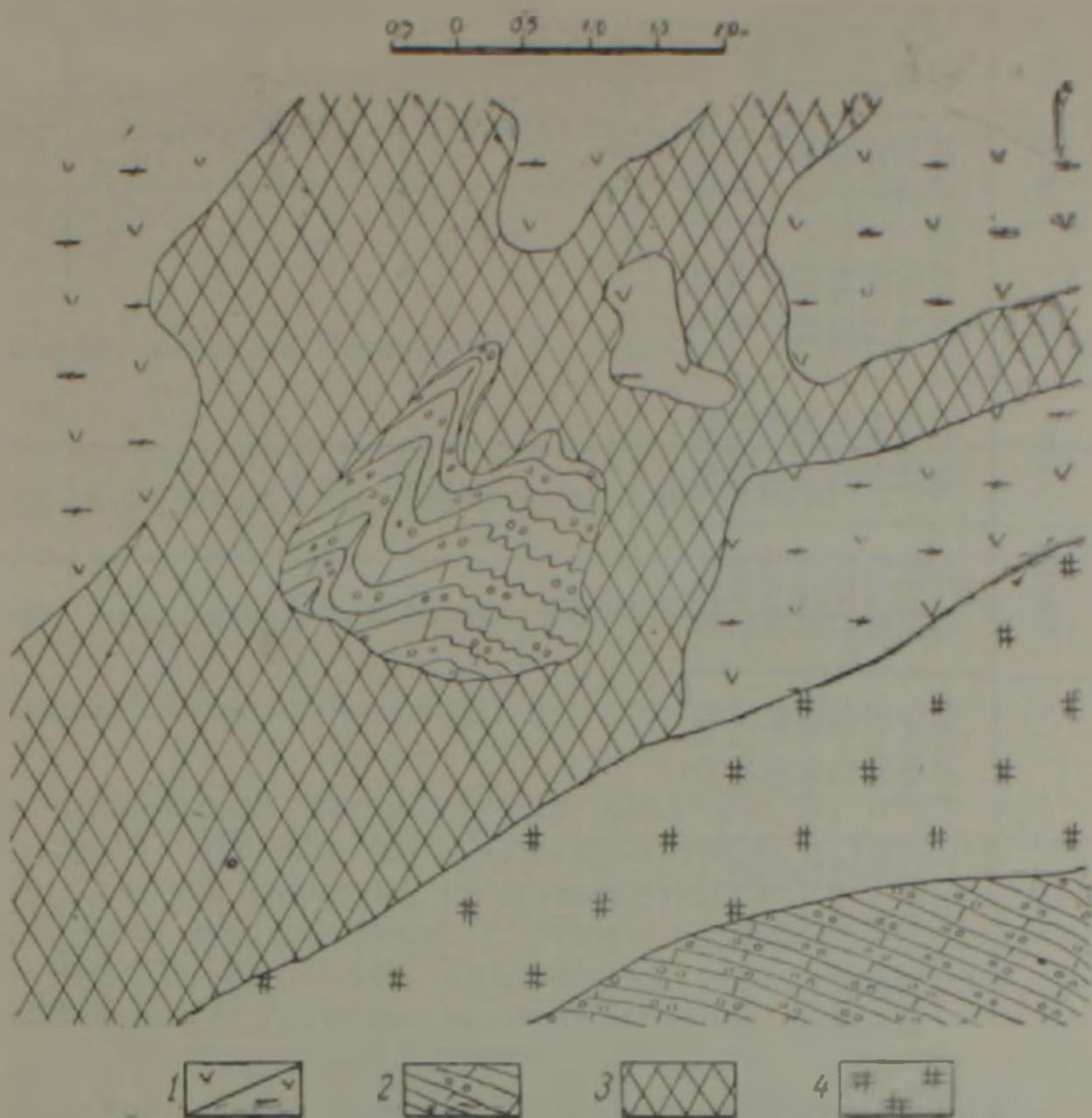
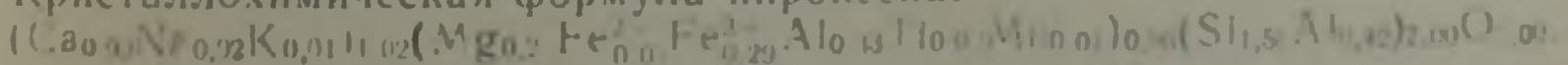


Рис. 4 Пересечение гранатового скарна апофизой сиенита. Условные обозначения: 1 Андезито-базальт и амфиболлизированный андезито-базальт, 2. Везувиановый кальцифир, 3. Гранатовый скарн. 4. Сиенит.

сен-гранат-волластонитовые породы. Гранат переменного состава. Содержание андрадитового минала, соответственно выведенной В. А. Жариковым формуле [8], определяющей андрадитовый компонент по показателю преломления граната $\left(\frac{N_{гр} - 1,735}{0,0016} ; N = 1,735--1,938 \right)$, в

контактовых с габбро скарнах от эндо- к экзоскарновым фациям меняется от 25 до 70%. В контакте с сиенитами гранаты сугубо гроссуляровые с содержанием андрадитового компонента до 20—26%, что обусловлено высокими содержаниями Al_2O_3 от 11,68 до 18,83 (табл. 1). Волластонит обнаружен в экзоскарновых фациях габбро: $N_g=1,628$, $N_p=1,615$, $cN_p=27^\circ$. В гранатовых скарнах, развитых по амфибол-плагноклазовым метасоматитам, содержание андрадитового минала в гранатах варьирует от 20% (№ 36, табл. 1) до 70% ($N=1,840$). Пироксен, ассоциирующий с гранатами салит-авгит, характеризуется высокими содержаниями Al_2O_3 и превышением Fe_2O_3 над FeO , что находит свое отражение в высоких значениях молекул Чермака $CaAl_2SiO_6$ и $CaFe_2^{3+}SiO_6$ [7] $N_g=1,72$, $N_p=1,75$, $cN_g=43^\circ$. Химический состав приведен в табл. 2.

Кристаллохимическая формула пироксена:



Соотношения коэффициентов распределения Mg в ассоциирующих гранате и пироксене скарнов, сопряженных с амфибол-плагноклазовыми метасоматитами, указывают на высокие значения давления, при

Химический состав гранатов

№№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	Σ	андр	грос	пир	альм	спес	мел
23	38.19	0.62	12.30	13.18	0.56	0.29	34.02	0.97	0.15	0.13	—	0.23	100.69	41.73	53.50	3.05	1.04	0.64	—
22	39.25	0.75	18.83	7.67	0.28	0.36	31.90	1.43	0.35	0.20	0.05	0.05	100.67	20.10	73.09	4.56	0.59	0.59	1.05
25	39.82	0.66	11.68	7.62	0.56	0.23	33.95	2.99	0.16	0.21	0.03	0.02	99.25	26.22	59.45	11.89	1.19	0.06	1.18
28	39.50	1.24	14.58	6.76	0.56	0.27	33.33	3.00	0.22	0.10	0.05	0.07	99.88	21.37	64.10	10.68	1.07	0.64	2.13
29	40.25	0.82	13.70	6.77	0.23	0.23	32.73	3.00	0.12	—	0.05	0.07	100.65	21.31	63.93	11.93	0.64	0.05	2.13
30	38.25	1.31	16.85	9.18	—	0.38	33.54	1.07	0.20	0.12	—	0.02	100.97	23.62	69.14	3.76	—	0.61	2.86
36	39.16	0.80	14.75	7.57	0.56	0.11	36.10	2.29	0.16	0.08	0.01	0.13	100.55	19.36	68.71	8.52	1.13	—	2.27
X	41.69	0.34	17.23	8.83	0.66	—	28.23	1.66	—	—	—	—	99.90	23.59	69.65	5.72	1.03	—	—

23. $(\text{Na}_{0.0}\text{K}_{0.0}(\text{Mg}_{0.1}\text{Ca}_{2.6}\text{Fe}_{0.11}^{2+}\text{Mn}_{0.02}))_{2.3}(\text{Al}_{1.14}\text{Fe}_{0.78}^{3+})_{1.92}(\text{Si}_{3.0}\text{Ti}_{0.01})_{3.01} \cdot \text{O}_{12.00}$
22. $(\text{Na}_{0.05}\text{K}_{0.03}(\text{Mg}_{0.16}\text{Ca}_{2.4}\text{Fe}_{0.02}^{2+}\text{Mn}_{0.01}))_{2.30}(\text{Al}_{1.07}\text{Fe}_{0.84}^{3+})_{2.11}(\text{Si}_{2.9}\text{Ti}_{0.03}\text{Al}_{0.1})_{3.00} \cdot \text{O}_{12.00}$
25. $(\text{Na}_{0.02}\text{K}_{0.0}(\text{Mg}_{0.35}\text{Ca}_{2.7}\text{Fe}_{0.01}^{2+}\text{Mn}_{0.01}))_{3.1}(\text{Al}_{1.01}\text{Fe}_{0.45}^{3+})_{1.54}(\text{Si}_{3.15}\text{Ti}_{0.01})_{3.19} \cdot \text{O}_{12.00}$
28. $(\text{Na}_{0.1}\text{K}_{0.01}(\text{Mg}_{0.35}\text{Ca}_{2.7}\text{Fe}_{0.01}^{2+}\text{Mn}_{0.02}))_{3.21}(\text{Al}_{1.33}\text{Fe}_{0.39}^{3+})_{1.72}(\text{Si}_{3.05}\text{Ti}_{0.04})_{3.01} \cdot \text{O}_{12.00}$
29. $(\text{Na}_{0.01}\text{K}_{0.0}(\text{Mg}_{0.3}\text{Ca}_{2.71}\text{Fe}_{0.02}^{2+}\text{Mn}_{0.02}))_{3.17}(\text{Al}_{1.2}\text{Fe}_{1.40}^{3+})_{1.66}(\text{Si}_{3.14}\text{Ti}_{0.01})_{3.18} \cdot \text{O}_{12.00}$
30. $(\text{Na}_{0.02}\text{K}_{0.01}(\text{Mg}_{0.02}\text{Ca}_{2.75}\text{Mn}_{0.01}))_{3.01}(\text{Al}_{1.5}\text{Fe}_{0.53}^{3+})_{1.0}(\text{Si}_{2.93}\text{Ti}_{0.05})_{3.01} \cdot \text{O}_{12.00}$
36. $(\text{Na}_{0.0}\text{K}_{0.0}(\text{Mg}_{0.26}\text{Ca}_{2.99}\text{Fe}_{0.11}^{2+}\text{Mn}_{0.01}))_{3.23}(\text{Al}_{1.31}\text{Fe}_{0.35}^{3+})_{1.92}(\text{Si}_{3.03}\text{Ti}_{0.01})_{3.01} \cdot \text{O}_{12.00}$
- X. $(\text{Mg}_{0.19}\text{Ca}_{1.30}\text{Fe}_{0.04}^{2+})_{2.53}(\text{Al}_{1.55}\text{Fe}_{0.45}^{3+})_{2.05}\text{Si}_{3.18} \cdot \text{O}_{12.00}$

Примечание: № 23 гранат скарнов магматической стадии, ассоциирующих с апоэффузивными амфибол-плагноклазовыми метасоматитами; №№ 23—30 разрез через скарновую зону в контакте с сиенитами; № 36 гранатовый прожилок в известняках; № X—гранат скарнов в контакте с сиенито-диоритами (данные Ю. А. Арапова).

Аналитики Э. Г. Еганян и С. Г. Чаталян; Хим. лаб. ЦОАЛ ИГН АН Армении.

Таблица 2

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	I ₂ O ₅	Σ
41,69	1,00	16,55	9,56	0,85	0,11	24,50	4,48	0,07	0,23	0,14	0,50	99,64
CaMgSi ₂ O ₆		CaFe ²⁺ Si ₂ O ₆			NaFe ³⁺ Si ₂ O ₆		CaMnSi ₂ O ₆	CaAl ₂ SiO ₆		CaFe ₂ ³⁺ SiO ₆		
22		4			2		1	56		15		

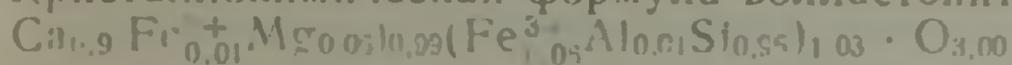
Примечание: аналитик Чаталян С. Г.; хим. лаб. ЦОАЛ ИГН АН Армении

Таблица 3

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	Σ
49,09	0,09	0,40	2,05	0,56	0,08	44,03	2,17	0,16	0,09	0,04	0,06	100,17

Примечание: аналитик Чаталян С. Г.; хим. лаб. ЦОАЛ ИГН АН Армении

которых происходил процесс, или высокую фугитивность кислорода порядка $15-17 \cdot 10^8$ Па [2]. Для сравнения, в скарнах постмагматической стадии эти значения не превышают $5 \cdot 10^8$ Па. Волластонит, обнаруженный в парагенезисе с этими минералами: $N_g = 1,633$, $N_p = 1,618$, $-2v = 35^\circ$, $cN_p = 32^\circ$. Химический состав приведен в табл. 3. Кристаллохимическая формула волластонита:



Результаты рентгеноструктурных исследований волластонита приведены в табл. 4.

Таблица 4

Рентгенограмма порошка волластонита

№№ линий п п	у	$\frac{d_2}{n}$	№№ линий п п	у	$\frac{d_2}{n}$	№№ линий п п	у	$\frac{d_2}{n}$
1	5	7,55	8	7	2,542	15	2	1,749
2	10	3,0	9	2	2,161	16	2	1,712
3	4	4,48	10	3	2,332	17	6	1,530
4	8	3,97	11	5	2,296	18	4	1,455
5	4	3,078	12	3	2,155	19	2	1,358
6	3	2,951	13	7	1,912	20	3	1,275
7	6	2,710	14	1	1,804	21	3	1,212

Примечание: исполнитель Хуршудян Э. Х.; рентген. лаб. ЦОАЛ ИГН АН Армении.

Резюмируя все вышесказанное, можно констатировать, что мы имеем дело с проявлениями процессов скарнообразования трех возрастов. Наиболее ранние по времени скарны генетически связаны со становлением габброидов и, относительно магматизма продуцирующего их, представляют постмагматические образования. Температурная фация пироксен-гранат-волластонитовая. Механизм образования диффузионно-биметасоматический. Режим щелочности—повышенный натровый [8].

С формированием сиенитовой интрузии отмечается образование скарнов магматической и постмагматической стадии. Основанием для выделения скарнов магматической стадии является наличие апофиз и прожилков магматических инъекций в скарнах, а также ассоциация скарнов с метасоматическими породами магматической стадии.

Температурная фацция пироксен-гранат-волластонитовая. Механизм образования контактово-инфильтрационный фронтального типа. Корреляция железистости между сосуществующими пироксеном и гранатом свидетельствует о повышенной щелочности [8].

Скарны постмагматической стадии, сопряженные с сиенитами, отнесены к постмагматическим образованиям на основании наложения их на эндоконтактовую зону сиенитов и пересечения как контактовых, так и жильных разностей сиенит-аплитами. Особенности минерального состава свидетельствуют о контактово-инфильтрационном механизме образования. Температурная фацция пироксен-гранатовая. Режим щелочности—натровый.

Институт геологических наук
АН Армении

Поступила 27.11.1990

Մ. Ա. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ,

ԱՐԳՅԱԶ ՏԵՂԱՄԱՍԻ ՍԿԱՌԱՌԱԶԱՅՄԱՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ
(ՄԵՆԼՐՈՒ ՊԼՈՒՏՈՆԻ ՀԱՐԱՎ.-ԱՐԵՎ.ԵԼՅԱՆ ԷԿՁՈԿՈՆՏԱԿՏ)

Ա մ փ ո փ ու մ

Մեզրու պլուտոնի հարավ-արևելյան շրջանում երկրաբանական ուսումնասիրությունների շնորհիվ բացահայտվել են սկառնային առաջացումների երեք տարահասակ խմբեր:

Առաջին խումբը ներկայացված է 12 մ հզորությամբ մի շերտով, որը հարում է զարրոներին: Ինտրուզիվ ապարների էնդոկոնտակտային փոփոխությունները, որոնք սկառնառաջացման երևույթների արդյունք են, ինչպես նաև ապլիտային երակների հատման փաստերը, վկայում են ետմագմատիկ առաջացման և զարրոների հետ նրանց ծագումնային կապի մասին: Լատ միներալային կազմի համադրակցման, նրանք պատկանում են պիրոքսեն-նոնաքար-վոլաստոնիտային ջերմաստիճանային ֆազիային:

Նոնաքարային գոտու հզորությամբ հարաբերությունը սկառների ընդհանուր հզորությամբ կազմում է 5/6: Նոնաքարի միներալային կազմի առանձնահատկությունները վկայում են դիֆուզիոն-րիմետասոմատիկ առաջացման մեխանիզմի մասին:

Այն սկառները, որոնք առաջացել են կրաքարերի և սիենիտների կոնտակտում, ունեն 18 մ հզորություն: Վերոհիշյալներին նման փաստերի հիման վրա, այդ սկառները կա համարվում են ետմագմատիկ առաջացումներ: Նոնաքարային գոտու հզորությամբ հարաբերությունը սկառների ընդհանուր հզորությամբ կազմում է 2,7/3: Պատկանում է պիրոքսեն-նոնաքարային ջերմաստիճանային ֆազիային: Նոնաքարերում անդրապլիտային բաղադրամասի միանման տեղաբաշխման և կալահոդի բարձր պարունակության շնորհիվ սկառները գասվում են ճակատային կոնտակտ-ինֆիլտրացիոն տիպին:

Սիենիտային ինտրուզիայի էնդոկոնտակտային գոտու սկառները հանդիսանում են սիենիտագոյացնող մագմայի ամանցյալները: Այդ սկառների զուգորդությունները ամֆիբոլային մետասոմատիտների հետ, որոնց հասակը որոշված է, ինչպես նաև սկառների հատումները սիենիտային ապոֆիզներով, վկայում են գրանց մագմատիկ փուլին պատկանելու մասին: Պիրոքսենի և նոնաքարի միջև մագնեզիումի տեղաբաշխման հարաբերությունը վկայում է մագմատիկ փուլի սկառնառաջացնող ֆլուիդների բարձր ճնշման մասին ($15 \cdot 10^5$ Պա) համեմատած ետմագմատիկ փուլի հետ ($5 \cdot 10^5$ Պա):

Սկառների ալկալային ռեժիմը երեք խմբերի համար էլ բարձր է:

THE ABGUYAZ AREA SKARN FORMATION PECULIARITIES
(The Meghri pluton south-eastern exocontact)

A b s t r a c t

The Meghri pluton south-eastern exocontact skarns investigation results are brought in this paper. The problems of skarns structure, their composition and relation to magmatism are considered. For the first time the magmatic stage calciferous skarns are revealed on the Armenia territory.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Арапов Ю. А. Особенности генезиса и минералогия скарнов некоторых районов Армянской ССР. — Известия АН АрмССР, сер. естеств. наук, 1946, № 2, с. 45—68.
2. Арутюнян М. А., Маданян О. Г. Температурные условия формирования скарнов Зангезурского рудного района Армянской ССР и связанного с ними оруденения. — Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1990, т. 43, № 2.
3. Белов А. А. Стратиграфия и структура метаморфизованных вулканогенных и осадочных комплексов зоны Анкавано—Зангезурского разлома в юго-восточной Армении. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1969, т. XIV, № 1, с. 65—73.
4. Граменицкий Е. Н. Возрастные отношения магнезиальных и известковых скарнов при совместном распространении и особенности условий их образования. — Вестник МГУ, сер. геол., 1966, № 1, с. 76—85.
5. Гуюмджян О. П. Одновариантные ($n=1$) трехкомпонентные мультисистемы для метасоматических пород нормально-щелочного и щелочного рядов Баргшатского хребта (Армянская ССР). — Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 1967, т. 20, № 4, с. 54—69.
6. Джрбашян Р. Т., Гуюмджян О. П., Таян Р. Н. Палеовулканические формации позднеальпийского этапа развития юго-восточного склона Малого Кавказа. — В кн.: Палеовулканизм и его продукты. Петрозаводск: Изд. Карельского филиала АН СССР, 1977, с. 81—87.
7. Добрецов Н. Л., Кочкин Н. Л., Кривенко А. П., Кутолин В. А. Породообразующие пироксены. М.: Изд. Наука, 1971, 454 с.
8. Жариков В. А. Скарновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 220—302.
9. Карамян К. А., Таян Р. Н., Гуюмджян О. П. Основные черты интрузивного магматизма Зангезурского района Армянской ССР. — Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 1974, т. 27, № 1, с. 54—65.
10. Карамян К. А., Таян Р. Н., Аревшатян Т. А., Арутюнян М. А., Авакян А. А., Сиркисян С. П., Маданян О. Г. Постмагматические образования Зангезурского рудного района. Ереван: Изд. АН Армянской ССР, 1987, 198 с.
11. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд. АН СССР, 1955, с. 156—208.
12. Мирошниченко Л. А., Гуляев А. П. Известковые скарны магматического этапа. — В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Труды Симпозиума, часть I. Алма-Ата, 1972, с. 165—172.
13. Ревердатто В. В. К проблеме генезиса скарнов. В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. I, М.: Изд. Наука, 1969, с. 163—173.
14. Слободской Р. М. Контактные скарны Усть—Чуйского гранитоидного массива в Центральном Алтае. — Геология и геофизика, 1968, № 8, с. 132—135.
15. Хаджиен Т. Ш. Пример образования известковых скарнов в магматическую стадию (Кумышканское рудное поле, Кураминская подзона). — Материалы II-й конференции по околорудному метасоматизму. Ленинград, 1966, с. 240—241.
16. Ходжабекия Г. С. Геологическое строение, магматизм и рудоносность юго-вос-

точной части Мегринского рудного района. Автореф. дисс. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Баку: М-во высш. и сред. спец. образ. Азерб. ССР. 1982. 22 с.

17. Шаламова Л. И. О магнетитово-скарновой рудной формации — В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М.: Изд. Наука, 1966, с. 88—101.

Известия АН Армян. Наук. о Земле, 1992, XLV, № 2, 30—34.

Г. М. АВЧЯН

СЖИМАЕМОСТЬ ТРЕЩИННЫХ ПОРОД

На основе анализа уравнений скорости распространения упругих волн в порово-трещинной породе получено выражение для оценки сжимаемости среды с «п» системами трещиноватости в любом направлении пространства.

Рекомендуется новый параметр, который может характеризовать концентрацию накопленных напряжений или интегральную сжимаемость среды.

Деформация пород, как многокомпонентных пористых агрегатов, рассмотрена в работах М. Био, Ф. Гассмана, Дж. Гирстма, Ш. Нагумо, В. М. Добрынина, Г. И. Петкевича, А. И. Савича, Г. А. Соболева и многих других авторов.

Такой интерес в геологии к теоретическому и экспериментальному изучению деформации пород обусловлен с одной стороны тем, что деформация пород является причиной многих катастрофических землетрясений, а с другой — трещины, возникающие при деформации, являются путями миграции нефти и газа, способствуют эксплуатации месторождений, а также определяют возникновения рудных залежей при перемещении гидротермальных растворов.

Между коэффициентом сжимаемости пористой среды и пористостью существует связь [1, 5].

$$\beta_{ск} = \beta_t + K_p \beta_p, \quad (1)$$

где $\beta_{ск}$, β_t и β_p соответственно сжимаемости скелета, твердой фазы и порового пространства, K_p — коэффициент пористости.

Это уравнение является фундаментальным, так как оно определяет не только связь между величинами, характеризующими свойства породы деформироваться, но и роль пористости [5]. Если в породе имеется и трещинная пористость, то уравнение принимает вид:

$$\beta_{ск} = \beta_t + K_{п.гр} \beta_{п.гр} + K_{тр} \beta_{тр}, \quad (2)$$

где индексы (гр) и (тр) относятся к гранулярным (межзерновым) и трещинным порам.

Имеется множество работ, посвященных оценке величины сжимаемости гранулярных пор $\beta_{п.гр}$. Эта величина не зависит от пористости, а определяется напряжением, колеблется в пределах $(80—500) \cdot 10^{-5} \text{ МПа}^{-1}$ в атмосферных условиях и снижается до $(30—100) \cdot 10^{-5} \text{ МПа}^{-1}$ в глубинных условиях залегания пород [1].

Сжимаемость твердой фазы β колеблется в пределах $(1,4—4,0) \cdot 10^{-5} \text{ МПа}^{-1}$, т. е. меньше на один-два порядка относительно сжимаемости гранулярных пор.

Вопрос сжимаемости трещин до настоящего времени остается открытым. Имеются теоретические исследования В. М. Добрынина [5] по оценке величины $\beta_{ск}$ для карбонатных пород в зависимости от раскрытости и напряжения. Сжимаемость трещин может превышать сжимаемость гранулярных пор более чем в 4—5 раз и особенно, ес-

точной части Мегринского рудного района. Автореф. дисс. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Баку: М-во высш. и сред. спец. образ. Азерб. ССР. 1982. 22 с.

17. Шендеров Л. И. О магнетитово-скарновой рудной формации — В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М.: Изд. Наука, 1966, с. 88—101.

Известия АН Армян. Наук. о Земле, 1992, XLV, № 2, 30—34.

Г. М. АВЧЯН

СЖИМАЕМОСТЬ ТРЕЩИННЫХ ПОРОД

На основе анализа уравнений скорости распространения упругих волн в порово-трещинной породе получено выражение для оценки сжимаемости среды с «п» системами трещиноватости в любом направлении пространства.

Рекомендуется новый параметр, который может характеризовать концентрацию накопленных напряжений или интегральную сжимаемость среды.

Деформация пород, как многокомпонентных пористых агрегатов, рассмотрена в работах М. Био, Ф. Гассмана, Дж. Гирстма, Ш. Нагумо, В. М. Добрынина, Г. И. Петкевича, А. И. Савича, Г. А. Соболева и многих других авторов.

Такой интерес в геологии к теоретическому и экспериментальному изучению деформации пород обусловлен с одной стороны тем, что деформация пород является причиной многих катастрофических землетрясений, а с другой — трещины, возникающие при деформации, являются путями миграции нефти и газа, способствуют эксплуатации месторождений, а также определяют возникновения рудных залежей при перемещении гидротермальных растворов.

Между коэффициентом сжимаемости пористой среды и пористостью существует связь [1, 5].

$$\beta_{ск} = \beta_t + K_p \beta_p, \quad (1)$$

где $\beta_{ск}$, β_t и β_p соответственно сжимаемости скелета, твердой фазы и порового пространства, K_p — коэффициент пористости.

Это уравнение является фундаментальным, так как оно определяет не только связь между величинами, характеризующими свойства породы деформироваться, но и роль пористости [5]. Если в породе имеется и трещинная пористость, то уравнение принимает вид:

$$\beta_{ск} = \beta_t + K_{п.гр} \beta_{п.гр} + K_{тр} \beta_{тр}, \quad (2)$$

где индексы (гр) и (тр) относятся к гранулярным (межзерновым) и трещинным порам.

Имеется множество работ, посвященных оценке величины сжимаемости гранулярных пор $\beta_{п.гр}$. Эта величина не зависит от пористости, а определяется напряжением, колеблется в пределах $(80—500) \cdot 10^{-5} \text{ МПа}^{-1}$ в атмосферных условиях и снижается до $(30—100) \cdot 10^{-5} \text{ МПа}^{-1}$ в глубинных условиях залегания пород [1].

Сжимаемость твердой фазы β колеблется в пределах $(1,4—4,0) \cdot 10^{-5} \text{ МПа}^{-1}$, т. е. меньше на один-два порядка относительно сжимаемости гранулярных пор.

Вопрос сжимаемости трещин до настоящего времени остается открытым. Имеются теоретические исследования В. М. Добрынина [5] по оценке величины $\beta_{ск}$ для карбонатных пород в зависимости от раскрытости и напряжения. Сжимаемость трещин может превышать сжимаемость гранулярных пор более чем в 4—5 раз и особенно, ес-

ли сжимающая сила перпендикулярна плоскости трещины. Это значение β_{tr} фактически является максимальным ($\beta_{tr, max}$). Когда сила направлена под углом относительно плоскости трещины и если в породе имеются несколько трещин или систем трещиноватости с произвольной ориентировкой, то способы оценки их интегральной величины в произвольном направлении нам не известны. Упругие модули горных пород, из-за пространственно-направленной палеомагнитной слоистости [3] обладают значительной анизотропией. Эта анизотропия обусловлена направленным распределением внутренних напряжений в породе, ориентированной кристаллизацией многих минералов, ориентированного осадконакопления, определенной пространственной ориентировкой плоскости трещиноватости и т. д. Следовательно, знание величины сжимаемости трещин в зависимости от направления приложенной силы и интегральная величина сжимаемости в заданном направлении (модуль одностороннего сжатия) при наличии в породе нескольких произвольно ориентированных систем трещиноватости должно являться одной из важных задач в области изучения упругих характеристик трещинных сред.

Представим связь сжимаемости трещин от направления действия сил, т. е. перейдем от модуля всестороннего сжатия трещины к модулю одностороннего сжатия с помощью уравнения

$$\beta_{tr} = \beta_{tr, max} \cdot \alpha^2, \quad (3)$$

где α — коэффициент ориентировки трещин, $\beta_{tr, max}$ — максимальная сжимаемость трещины, когда сила направлена перпендикулярно плоскости трещины.

Если в породе « n » систем трещиноватости с коэффициентами трещиноватости $K_{tr, i}$ и коэффициентами максимальной сжимаемости $\beta_{tr, i, max}$, то уравнение (1) для такой системы будет иметь вид:

$$\beta_{ск} = \beta_r + K_{tr, гр} \beta_{tr, гр} + \sum_{i=1}^n K_{tr, i} \beta_{tr, i, max} \cdot \alpha_i^2 \quad (4)$$

Таким образом, для оценки сжимаемости скелета или средней, интегральной сжимаемости трещин при их произвольном пространственном распределении необходимо определить максимальную сжимаемость заданной системы трещиноватости и коэффициент ориентировки системы α .

Для оценки максимальной сжимаемости трещин, раскрытие которых больше размеров зерен, слагающих породу, можно использовать уравнение В. М. Добрынина [4]:

$$\beta_{tr, max} \approx \frac{2}{3\xi} \left| \frac{1-\mu_r^2}{1-2\mu_r} \beta_r \right|^{2/3} P_{эф}^{-1/3}, \quad (5)$$

где ξ — коэффициент, равный отношению пустотного пространства трещины к ее полному объему, который при равномерном распределении контактов на поверхности назван В. М. Добрыниным коэффициентом просветности трещины; $P_{эф}$ — эффективное давление; μ_r — коэффициент Пуассона твердой фазы породы.

Величина ξ может меняться от $\xi = 0,476$ для кубической упаковки шаровых выступов в трещине до $\xi = 1$ при уменьшении числа контактов до нуля.

Оценка $\beta_{tr, max}$ по формуле (5) при $\beta_r = 0,025 \cdot 10^{-3} \text{ МПа}^{-1}$; $\mu = 0,2$; $\xi = 1 \div 0,476$ дает

$$\beta_{tr, max} \approx 2,5 \cdot 10^{-3} \div 5,3 \cdot 10^{-3} \text{ МПа}^{-1}.$$

Для оценки величины α воспользуемся двумя независимыми уравнениями скорости продольных волн в пористых средах, т. е. определим динамическую сжимаемость среды. Согласно первому урав-

нению [1] скорость в поровой v_p или в порово-трещинной v_p' среде равна

$$v_p = \left\{ 3 \frac{1-\mu}{1+\mu} / (\beta_r + K_{n,тр} \beta_{n,тр}) \right\}^{1/2} \quad (5)$$

$$v_p' = \left\{ 3 \frac{1-\mu'}{1+\mu'} / \left(\beta_r + K_{n,тр} \beta_{n,тр} + \sum_i^n K_{тр,i} \beta_{тр,i} \right) \sigma' \right\}^{1/2}, \quad (7)$$

где μ —коэффициент Пуассона; σ —плотность. Штрихи сверху относятся к порово-трещинным породам.

Поскольку шероховатость породы обычно составляет несколько процентов (1, 5), то σ от σ' и μ от μ' отличаются соответственно не более чем на 2—3% и 5—10%. Изменения μ и σ в этих пределах практически не влияют на значения функции $f(\mu, \sigma)$ при переходе от поровых к порово-трещинным породам, т. е.

$$f(\mu, \sigma) = \left\{ 3 \frac{1-\mu}{(1+\mu)\sigma} \right\}^{1/2} \approx \left\{ 3 \frac{1-\mu'}{(1+\mu')\sigma'} \right\}^{1/2} \quad (8)$$

В этом случае уравнение (7) можно представить в виде

$$v_p' = \left\{ 3 \frac{1-\mu}{1+\mu} / \left(\beta_r + K_{n,тр} \beta_{n,тр} + \sum_i^n K_{тр,i} \beta_{тр,i} \right) \sigma \right\}^{1/2}. \quad (9)$$

Уравнение (9) справедливо для однородной изотропной среды, если величину $\beta_{тр}$ представить как скалярную величину, т. е. $\beta_{тр}$ имеет постоянное значение в любом произвольном направлении. Однако было отмечено, что $\beta_{тр}$ зависит от соотношения направлений силы и плоскости трещины. В этом случае получим:

$$v_p' = v_0 \left(1 + \frac{\sum_i^n K_{тр,i} \beta_{тр,i, \max} \alpha_i}{\beta_r + K_{n,тр} \beta_{n,тр}} \right)^{1/2}, \quad (10)$$

где

$$v_0 = \left\{ 3 \frac{1-\mu}{1+\mu} / (\beta_r + K_{n,тр} \beta_{n,тр}) \right\}^{1/2}.$$

Здесь величина v_0 фактически является максимальной скоростью однородной изотропной среды с гранулярной пористостью $K_{n,тр}$.

В работе [2] нами предложено другое уравнение для порово-трещинной породы с « n » системами трещиноватости

$$v_p' = v_0 \left\{ \sum_i^n [(1 + (\lambda_i^2 - 1) a_i^2)]^{1/2} - (n - 1) \right\}. \quad (11)$$

Здесь

$$a_i = |\cos \varphi \sin \gamma_i \cos(D - D_i) - \sin \varphi \cos \gamma_i| \cos \gamma_i - \cos \varphi \sin(D - D_i) \sin \gamma_i,$$

где D_i и γ_i —азимут и наклонение заданной системы трещиноватости; γ_i —угол вращения плоскости трещиноватости относительно оси падения; D и φ —азимут и наклонение профиля наблюдения; λ_i —коэффициент анизотропии скорости при наличии в породе только одной, данной системы трещиноватости; a —параметр ориентировки.

Коэффициент анизотропии λ_i для заданной системы трещиноватости можно определить из граничных условий:

а) при распространении волны перпендикулярно плоскости трещин.

В этом случае

$$\beta_{тр} = \beta_{тр, \max};$$

$$v_p = v_{p, \min};$$

$$v_{p, \min} = \left\{ 3 \frac{1-\mu}{1+\mu} / (\beta_T + K_{n, \text{тр}} \cdot \beta_{n, \text{тр}} + K_{\text{тр}, i} \beta_{\text{тр}, i, \max}) \right\}^{1/2}. \quad (13)$$

б) при совпадении направления распространения волны с плоскостью трещиноватости $\alpha = 0$,

$$v_p = v_{p, \max}$$

$$v_{p, \max} = \left\{ 3 \frac{1-\mu}{1+\mu} / (\beta_T + K_{n, \text{тр}} \beta_{n, \text{тр}}) \right\}^{1/2}. \quad (14)$$

Следовательно,

$$\lambda_i = \frac{v_0}{v_{\min}} = \sqrt{1 + \frac{K_{\text{тр}, i} \beta_{\text{тр}, i, \max}}{\beta_T + K_{n, \text{тр}} \beta_{n, \text{тр}}}}. \quad (15)$$

Таким образом, для порово-трещинной породы имеем два уравнения—(10) и (11). Из их сравнения следует

$$\sum_i^n K_{\text{тр}, i} \beta_{\text{тр}, i, \max} \alpha_i = (\beta_T + K_{n, \text{тр}} \beta_{n, \text{тр}}) \left\{ \left| \sum_i^n \sqrt{1 + (\lambda_i^2 - 1) a_i^2} - (n-1) \right|^2 - 1 \right\}. \quad (16)$$

Обозначим

$$\beta_T + K_{n, \text{тр}} \beta_{n, \text{тр}} = C;$$

$$\sum_i^n \beta_{\text{тр}, i} K_{\text{тр}, i} = A^{-1}.$$

Тогда

$$A^{-1} = C \left\{ \left| (1-n) + \sum_i^n \sqrt{1 + (\lambda_i^2 - 1) a_i^2} \right|^2 - 1 \right\}. \quad (17)$$

Коэффициент A характеризует концентрацию накопленных напряжений или интегральную сжимаемость среды в направлении D , Φ при наличии в породе « n » систем преград [4]. Согласно (17) значение A определяется максимальной сжимаемостью каждой системы преграды $\beta_{\text{тр}, i, \max}$, интенсивностью их трещиноватости $K_{\text{тр}, i}$ и коэффициентом ориентации α системы относительно направления распространения волны.

Если все преграды имеют одинаковую интенсивность, то, видоизменив уравнение (17), получим

$$\sum_i^n \beta_{\text{тр}, i} = \frac{C \left\{ \left| (1-n) + \sum_i^n \sqrt{1 + (\lambda_i^2 - 1) a_i^2} \right|^2 - 1 \right\}}{K_{\text{тр}}}. \quad (18)$$

Анализ уравнений (17, 18) показывает, что:

1. Сжимаемость единичной системы трещин зависит от направления приложенной силы относительно плоскости трещин Φ ,

$$\beta_{\text{тр}} = \beta_{\text{тр}, \max} \cdot \sin^2 \Phi. \quad (19)$$

$$\alpha = \sin^2 \Phi. \quad (20)$$

2. При « n » систем трещиноватости с одинаковой интенсивностью трещиноватости $K_{\text{тр}}$ интегральная сжимаемость выражается уравнением (18).

Уравнения (18) и (19) могут служить не только для оценки сжимаемости единичной трещины или среды с несколькими системами трещиноватости в произвольном направлении, но и с их помощью

на основе уравнения (17) можем оценить напряженное состояние среды в любом направлении.

Ереванский государственный университет

Поступила 27.XI.1989.

Հ. Մ. ԱՎՉԻԱՆ

ՃԵՂՔՎԱԾՔԱՎՈՐՎԱՄ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՍԵՂՄԵԼԻՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ա. մ. փ. փ. ո. մ.

Մակրոտկեն-ճեղքվածքավորված ապարում առածգական ալիքների տարածման արագության հավասարումների վերլուծության հիման վրա ստացված է տարածության ցանկացած ուղղությամբ ճեղքվածքավորվածության «Ո» համակարգեր ունեցող միջավայրի սեղմելիության գնահատման արտահայտություններ :

Մի նոր չափանիշ է առաջարկվում, որը կարող է բնորոշել կուտակված լարվածությունները կամ միջավայրի միասնական սեղմելիությունը:

H. M. AVCHIAN

THE FRACTURED ROCKS COMPRESSIBILITY

Abstract

On the basis of elastic waves spreading velocity equations analysis in porous-fractured rocks the expression for evaluation the compressibility of a medium with "n.-systems of fracturing in every directions obtained.

A new parameter is recommended, wich is able to characterise the concentration of accumulated stresses or a medium integral compressibility.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авчян Г. М., Матвеевко А. А., Стефанкевич З. Б. Петрофизика осадочных пород в глубинных условиях. М.: Недра, 1979, 224 с.
2. Авчян Г. М. Скорость распространения упругих волн в анизотропных породах. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 1, 1992, с. 47—55.
3. Авчян Г. М., Гентеман Л., Маркосян Г. В. Анизотропия скорости упругих волн в горных породах. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, № 3, с. 39—46.
4. Авчян Г. М., Матвеевко А. О. Линсаменты " сейсмичность. ДАН АрмССР, 1989.
5. Добрынин В. М. Деформации и изменения физических свойств коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1970, 239 с.

Г. П. ТАМРАЗЯН

НЕКОТОРЫЕ НАИБОЛЕЕ ЧАСТО ПОВТОРЯЮЩИЕСЯ ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ КРУПНОМАСШТАБНЫХ РАЗРУШИТЕЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ЧЕЛОВЕЧЕСКИЕ ЖЕРТВЫ ЗА ПРОШЕДШИЕ СТОЛЕТИЯ (ЗЕМЛЯ В ЦЕЛОМ)

Рассмотрены некоторые природные условия, при которых наиболее часто повторялись крупномасштабные разрушительные землетрясения за последнее столетие во всем мире и когда массовая гибель людей являлась особенно значительной (от 5000 до 500 000 и более погибших). Дана количественная оценка жертв землетрясений (числа погибших и раненых, а также их соотношения) во всем мире за прошлое столетие (1887—1988 гг.) и ориентировочная оценка жертв землетрясений в мире в течение последних трех столетий (1688—1988 гг.); число погибших составляло свыше 4 млн. и раненых 8 млн. человек (эти цифры сопоставлены с числом жертв при региональных войнах).

Сейсмоопасные регионы находятся в самых разных участках Земли. Геологическое строение каждого из них характеризуется пестрым набором специфических особенностей. Они нередко совершенно неповторимы и существенно отличаются друг от друга. Сейсмические регионы отличаются от асейсмических прежде всего своей тектонической активностью; экстремальные моменты последних часто воспроизводятся как сотрясения. Таинственность этих процессов представляет и ныне все еще неразрешенную проблему и об их предсказании приходится пока только мечтать. Возникая неожиданно, разрушительные землетрясения приводят к жертвам, нередко многочисленным и совершенно непредсказуемым по масштабности. Тысячи, десятки тысяч и даже сотни тысяч погибших и раненых, материальные убытки в сотни миллионов и миллиарды долларов (рублей), огромное количество разрушенных созданий человеческого труда (домов, промышленных предприятий, дорог и др.) и поглощаемых нередко огнем объектов (при пожарах, возникающих при этих катаклизмах)—таковы последствия при сильных разрушительных землетрясениях и такова плата человечества за свою неизворотливость в попытках понять обстановку возникновения условий содрогания недр в ритмике ее развития, все еще далеко непонятого. Человечество всегда несло огромные потери при таких землетрясениях с тех пор, как оно сосредоточивается в населенных пунктах (особенно крупных), а число одновременных жертв увеличивалось; урбанизация еще больше усугубила положение, возведя потери при землетрясениях в ранг такого же масштаба, как и последствия войны, а порою по масштабам страданий, жертв и разрушений превзойдя и сами региональные войны.

Вопросы о человеческих жертвах при землетрясениях далеко не второстепенные, а в век резко возросшей цивилизации они существенны при оказании непосредственной помощи терпящим бедствие людям. Погибшие при землетрясениях представляют прямые и невосполнимые утраты. Раненые нуждаются в спасении и помощи (медицинской, бытовой, материальной, моральной и иной). Отсюда возникает проблема целесообразности наличия информации о соотношениях между числом раненых и погибших при землетрясениях разной масштабности (бедствий).

Хотя геологические условия возникновения землетрясений крайне разнообразны, а геофизические условия, их характеризующие, еще менее увязаны между собой в понимании исследователей, тем не менее существуют такие природные условия, которые достаточно наглядно и однозначно выявляют по меньшей мере тенденции (если не больше) наиболее частых условий задействования наиболее жесточайших бедственных землетрясений. Рассмотрим эти вопросы применительно

к землетрясениям всего мира и притом за столетние периоды, памятуя, что наиболее надежными фактическими данными по истории землетрясений являются те, которые характеризуют последнее столетие.

Изложение ниже ведется крайне сжато, и это также с целью убедить читателя от излишней информации, что может избавить его от попыток следования по пути исследования, неведомом ему ни по своей импозантности, ни по наличию (отсутствию) комплекса информации, необходимого для этого, но, вероятно, импонирующей любого любознательного. Остановимся на наиболее однозначных результатах, соблюдая строжайшую неукоснительность использования фактического материала, находящегося в основе того, что вскрывается при этом.

Рассмотрим, прежде всего, распределение числа погибших по ча-

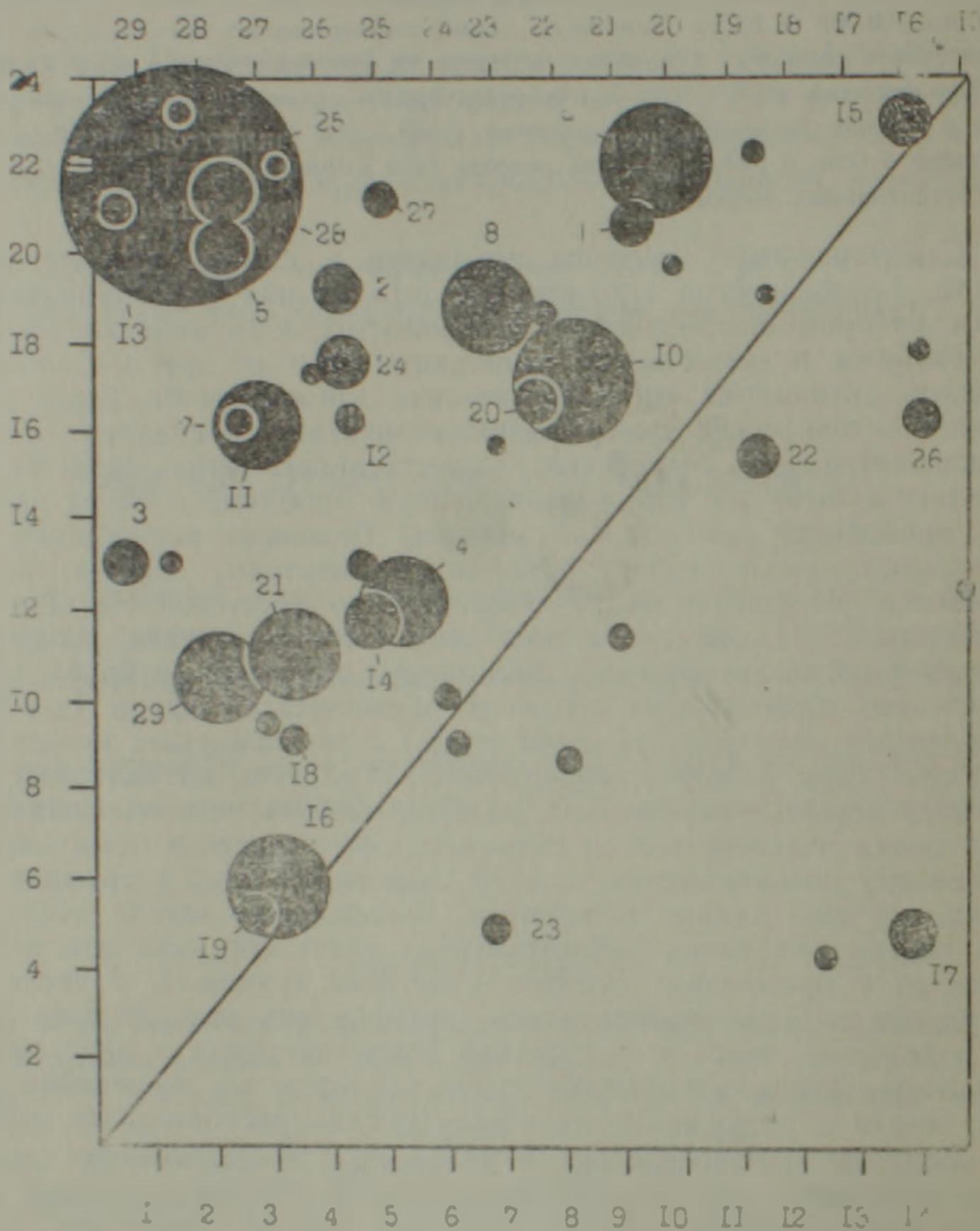


Рис. 1. Распределение числа погибших при сильных разрушительных землетрясениях планеты (более 5000 погибших в каждом случае) в течение 1887—1990 гг. (июль) в зависимости от приведенного Гринвичского лунного времени (в приведенных часах, отложено по вертикали) и одновременно среднего синодического возраста Луны (в приведенных сутках, по горизонтали). Площадь кружков соответствует числу погибших (кружочки, отвечающие землетрясениям № 3, 17, и 22, соответствуют каждый 20.000 погибших). Номера кружков на рисунке отвечают номерам землетрясений в табл. 1.

сам Гринвичского лунного времени и одновременно по фазам Луны в момент землетрясения (рис. 1). При этом рассмотрены все землетрясения планеты за последнее столетие (1887—1988 гг.), при кото-

рых число погибших превышало 5000 человек при каждом из них. Номера наиболее сильнейших разрушительных землетрясений на рисунке отвечают номерам землетрясений в табл. 1. Наиболее разрушительные землетрясения с наибольшим числом жертв приурочивались к условиям верхней левой части рисунка, тогда как в эпохи противоположной его части (правой нижней части) таких катаклизмов было намного меньше. В интегральном исчислении 94% погибших при разрушительных землетрясениях такой масштабиности приходится на верхнюю левую половину рисунка. Этот замечательный по наглядности факт однозначно указывает на важную роль обоих совместно рассматриваемых факторов в качестве природных условий, в какой-то мере (и вероятно немалой) контролировавших время самих таких сверхразрушительных катаклизмов на Земле.

Интересно распределение числа погибших при сильнейших разрушительных землетрясениях по числам местного солнечного времени и одновременно местного лунного времени (рис. 2). Наибольшее число погибших подтягивается на рисунке к овальному кольцу на рис. 2.

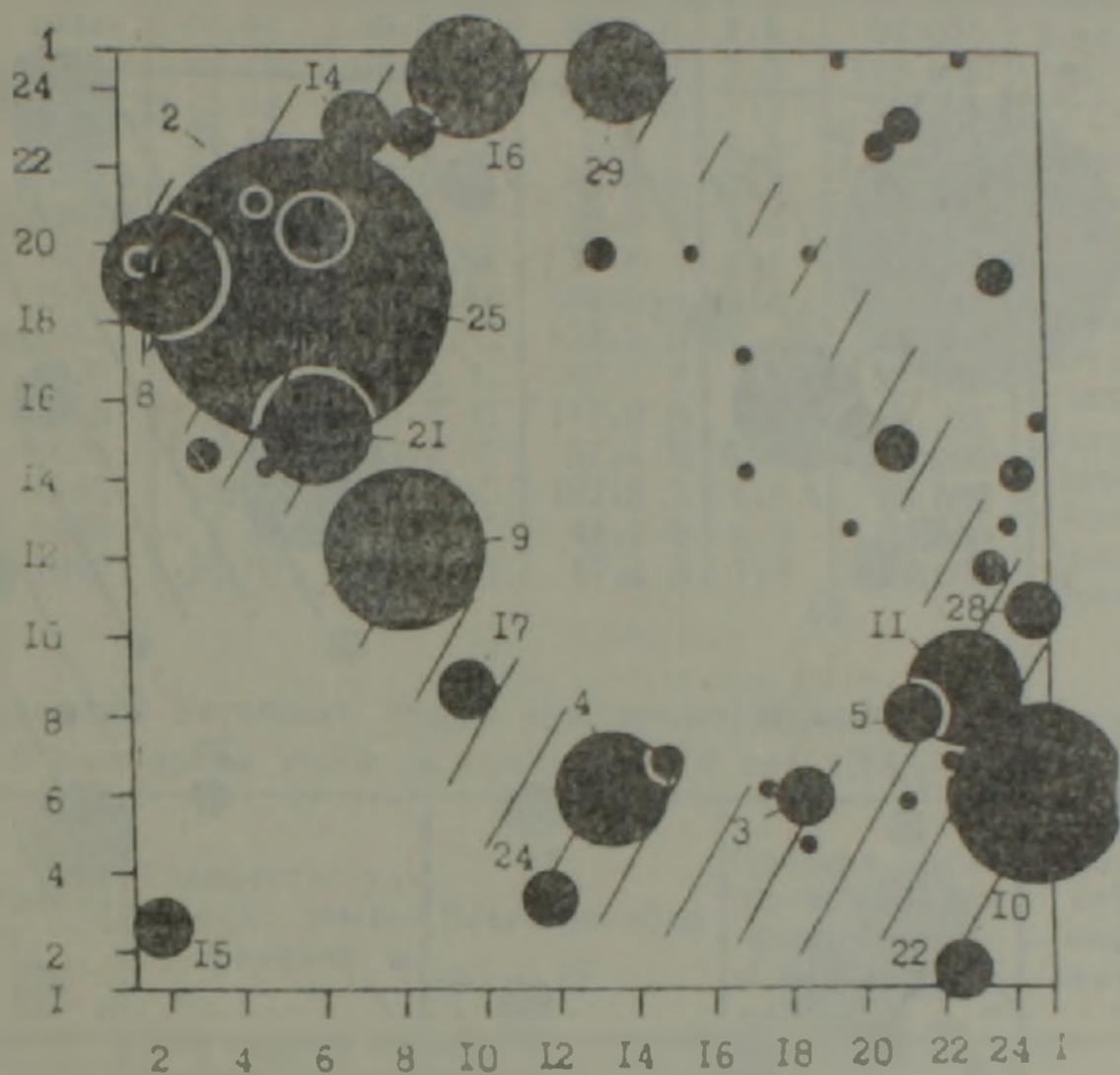


Рис. 2. Внутрисуточное распределение погибших при сильных разрушительных землетрясениях (более 5000 погибших в каждом случае в течение 1887—1990 гг., июль) в зависимости от местного солнечного и местного лунного времени. По вертикали—местное солнечное время (в часах), по горизонтали—местное приведенное лунное время (в часах). Площадь кружков соответствует числу погибших (кружочки, отвечающие землетрясениям №№ 3, 17, 22, соответствуют каждый 20.000 погибших). Номера кружков на рисунке отвечают номерам землетрясений в табл. 1

в пределах которого оказалось 93% всех из них. В единицу времени в пределах овального кольца число погибших на Земле при сильных разрушительных землетрясениях было почти в 20 раз (!) больше, чем в остальное время суток в течение столетнего интервала времени (1887—1990 гг., июль). Это остальное время комплексных суток было наименее опасным для жизни людей при землетрясениях в течение всего столетия. Впервые о роли местного времени в резком увеличении жертв при землетрясениях было отмечено на примере отдельного региона (Тайваня) еще в 1969 г. [3], а в отношении выделения сейсмической энергии недр всей Земли—подробно впервые опубликовано

в ФРГ в 1968—1970 гг. [2, 4]. Здесь же приводится соответствующая информация впервые в отношении крупномасштабных жертв по всей Земле в целом, а не только отдельных регионов [1, 3].

Наконец, своеобразно распределение числа погибших при сильнейших разрушительных землетрясениях по числам синодического лунного и одновременно аномалистического лунного месяца (возраста Луны) в течение всего анализируемого времени (рис. 3). Как видно, наибольшая концентрация на рисунке жертв сильнейших разрушительных землетрясений приходится, с одной стороны, на верхний и нижний левые его углы, а с другой—на правый его борт. В условиях пространной центральной (не заштрихованной) части рисунка число погибших было минимально (менее 3% от общего числа погибших).

Выше приведены примеры только некоторых наиболее часто повторяющихся природных условий возникновения крупномасштабных разрушительных землетрясений с наибольшим числом человеческих жертв (главным образом от 10.000 до 100.000—200.000 погибших и более). Так было в течение последнего столетия.

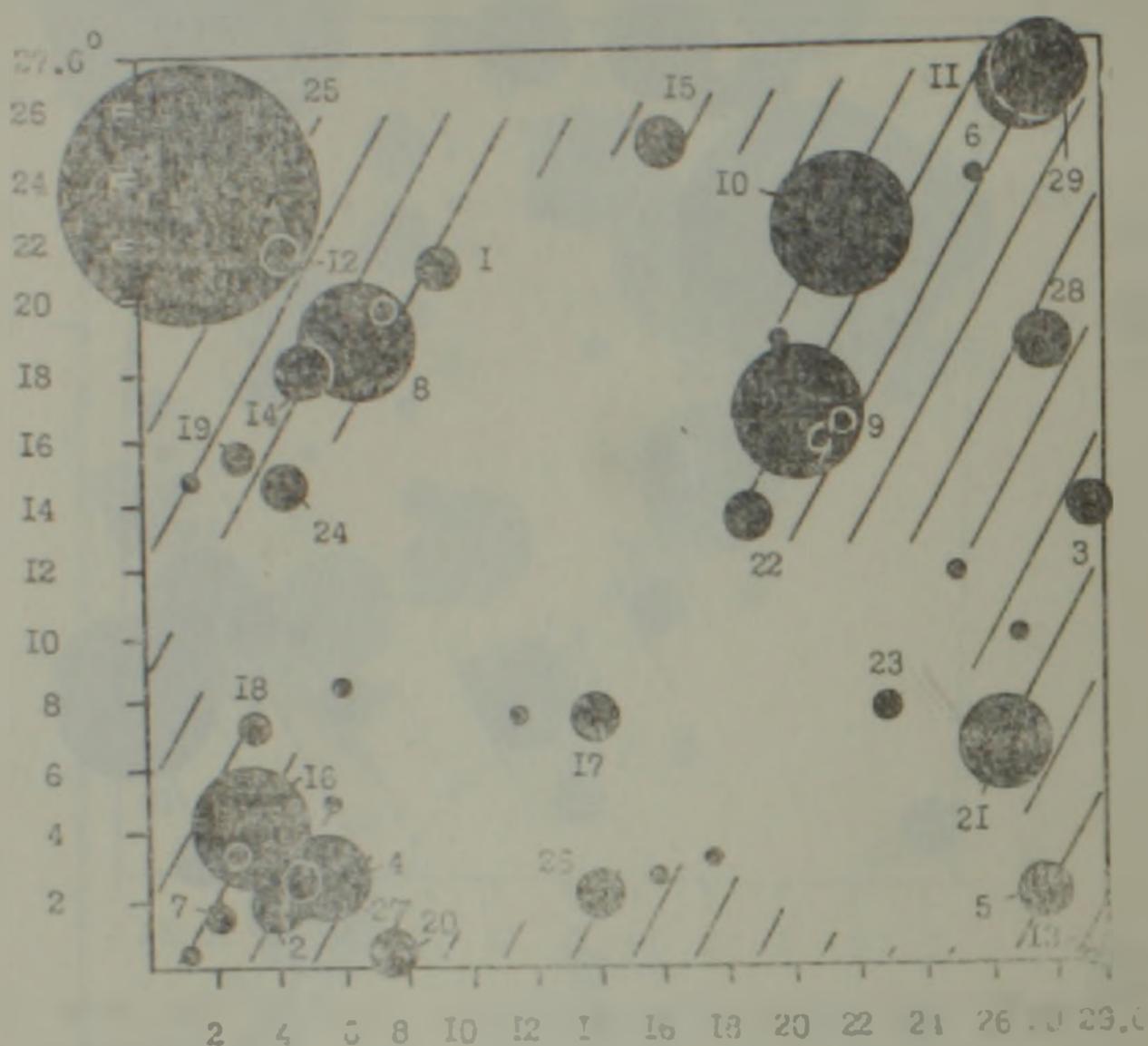


Рис. 3. Распределение числа погибших при сильных разрушительных землетрясениях (более 5000 погибших в каждом случае) в течение 1887—1990 гг. (июль) в зависимости от приведенного синодического возраста и одновременно приведенного аномалистического возраста Луны. По горизонтали—синодический возраст (в днях), по вертикали—аномалистический возраст (в днях). Площадь кружков соответствует числу погибших (кружочки, отсчитывающие землетрясения №№ 3, 17 и 22, соответствуют каждому 20.000 погибших). Номера кружков на рисунке отвечают номерам землетрясений в табл. 1.

Рассмотрим распределение жертв землетрясений в зависимости от масштабности стихийных бедствий. Предварительно заметим, что имеющиеся данные о погибших и раненых являются сравнительно полными в основном после 2-й мировой войны (после 1945 г.). И то обычно приводятся данные о числе погибших при землетрясениях; о числе же раненых часто отсутствуют данные, а имеющиеся являются, как правило, неполными и касаются прежде всего тяжело раненых. Поэтому становится небесполезным (например, для страховых меро-

Таблица 1

Сильные разрушительные землетрясения (Земля в целом): число погибших более 10.000

№	Дата	Время (час мин.)	Координаты		Магнитуда М	Погибло людей	Регион
			широта	долгота			
1	17. XI 1893	15 06	37.2 С	58.4 В		18.888	Туркмения
2	15. VI 1896	10 33	39.6 С	144.2 В	7.6	27.122	Япония
3	4. IV 1905	0 50	33.0 С	76.0 В	8.6	20.000	Индия
4	28. XII 1908	4 36	38.2 С	15.6 В	7.5	75.000	Сицилия
5	13. I 1915	6 52	42.1 С	13.4 В	7.5	30.000	Италия
6	21. I 1917		8.0 Ю	115.4 В		15.000	Индонезия
7	13. II 1918	6 07	23.5 С	117.0 В	7.3	10.000	Китай
8	16. XII 1920	12 05	36.0 С	105.0 В	8.6	100.000	Китай
9	1. IX 1923	2 59	35.3 С	139.5 В	8.3	142.807	Япония
10	22. V 1927	22 32	36.7 С	102.0 В	8.3	200.000	Китай
11	25. XII 1932	2 01	39.2 С	96.5 В	7.6	70.000	Китай
12	25. VIII 1933	7 50	32.0 С	103.7 В	7.4	10.000	Китай
13	15. I 1934	8 43	26.5 С	86.5 В	8.3	10.000	Индия
14	25. I 1939	3 32	36.2 Ю	72.2 З	8.3	28.000	Чили
15	26. XII 1939	23 57	39.5 С	38.5 В	7.9	30.000	Турция
16	5. X 1948	20 12	38.0 С	58.3 В	7.3	120.000	СССР (Ашхабад)
17	10. VII 1949	3 54	39.2 С	70.8 В	7.4	20.000	СССР (Ханг)
18	29. II 1960	23 40	30.4 С	9.6 З	5.9	13.100	Марокко
19	1. IX 1962	19 20	35.6 С	49.8 В	7.2	12.200	Иран
20	31. VIII 1968	10 47	34.0 С	59.0 В	7.3	15.000	Иран
21	31. V 1970	20 23	9.2 Ю	78.8 З	7.8	67.000	Перу
22	10. V 1974	18 25	28.2 С	104.0 В	6.8	20.000	Китай
23	4. II 1975	11 36	40.6 С	122.5 В	7.4	10.000	Китай
24	4. II 1976	9 01	15.3 С	89.1 З	7.5	23.000	Гватемала
25	27. VII 1976	10 46	39.5 С	117.9 В	8.0	655.237	Китай
26	16. IX 1978	15 35	33.2 С	57.4 В	7.7	15.000	Иран
27	19. IX 1985	13 18	18.2 С	102.5 З	6.5	10.000	Мексика
28	7. XII 1988	7 41	40.8 С	44.2 В	6.9	30.000	Армения
29	20. VI 1990	21 01	37.9 С	49.4 В	7.3	70.000	Иран

Таблица 2

Распределение погибших людей при землетрясениях во всех странах по категориям учета за последние 100 лет (1888—1988 гг.)

№	Категория учета	Количество учтенных землетрясений	Всего погибло	Среднее число погибших при одном землетрясении	Среднее число погибших по отношению к нижнему пределу категории (1)
1	1—10	356	1081	3.2	3.2
2	10—100	192	6116	31.8	3.2
3	100—1000	126	41.030	302	3.0
4	1000—10.000	78	229.010	2936	2.9
5	10000—100.000	21	518.200	24.150	2.5
6	более 100.000	5	1.268.400	253.700	2.5

Таблица 3

Соотношение (1) между количеством раненых и погибших при землетрясениях 1946—1988 гг. (Земля в целом)

Категория учета	Погибло	Ранено	q	Количество учтенных землетрясений	Всего	
					погибло	ранено (оценка)
1—10	512	8240	16	202	880	14.080
10—100	3170	23.000	7	100	4710	32.970
100—1000	11.100	47.000	4	32	21.500	86.000
1000—10.000	59.000	137.440	2.4	22	118.010	283.220
10.000—100.000	140.000	307.000	2.2	6	185.300	407.060
более 100.000	755.600	1.000.000	1.1—1.8	2	775.600	1.000.000
Всего	989.682	1.522.680		364	1.106.000	1.700.000

приятней) иметь какие-то критерии, с помощью которых можно иметь относительно полные данные о числе пострадавших (как погибших, так и раненых). Это необходимо для более полного учета ущерба при землетрясениях: например, при необходимости иметь данные об утратах при землетрясениях как в прошлом (в отдаленном прошлом), так и в будущем (и это возможно).

Соответствующие выводы только по отдельным регионам явились бы неполными и они в общепланетарном масштабе явились бы недостаточными для эталона. Поэтому коснемся этого вопроса в масштабе всей Земли. Число учтенных случаев гибели людей при землетрясениях в зависимости от интервала в принятой шкале градации, показано в табл. 2. Для категории учета используется десятиричная система: пределы каждой последующей категории в 10 раз превышают таковые предыдущей категории. Чем выше категория учета (больше пределы каждой категории), тем меньшее число землетрясений приходится на такую категорию, но зато большее число погибших приходится на каждую категорию. Таблица 2 демонстрирует это довольно таки наглядно.

Распределение погибших людей при землетрясениях во всех странах мира совместно по категориям учета показано в табл. 2. Как видно, для Земли в целом существует некая константа (l) категорийного размещения гибели людей. При этом величина l несколько снижается от $l=3,2$ в низших категориях учета (категории 1 и 2) до $l=2,5$ в высоких категориях учета (категории 5 и 6).

Перейдем к некоторым оценкам и соотношениям в потерях людей при землетрясениях в масштабе всей Земли. Рассмотрим некоторые соотношения о числе погибших и раненых при землетрясениях разной разрушительной силы.

С увеличением масштабности числа погибших уменьшается количество раненых, приходящихся на одного погибшего (табл. 3). Используя соответствующие соотношения, полученные за 1946—1988 гг., можно дать оценку суммарного жертвоприношения за последние 300 лет, имея при этом фактические данные о числе погибших за это время.

Таблица 3

Оценка числа погибших и раненых при землетрясениях за последние 300 лет (1688—1988 гг.), Земля в целом

Категория учета	Погибло		Ранено (оценка) 1688—1988 гг.
	1688—1945 гг.	1688—1988 гг.	
1—10	1 000	1880	30 080
10—100	6 000	10 710	74 970
100—1000	44 000	65 500	262 000
1000—10 000	269 000	387 010	928 820
10 000—100 000	1 400 000	1 585 300	3 487 660
более 100 000	1 380 000	2 155 600	3 233 500
Всего	3 100 000	4 206 000	7 990 040

За 300 лет потери земляни составили убитыми свыше 4 млн. и ранеными 8 млн. человек (табл. 4). При этом за 1946—1988 гг., продолжительностью в 6 раз короче, чем длительность интервала времени между 1688—1945 гг., число погибших составило 1,1 млн. и раненых 1,7 млн. человек. Тем самым темпы гибели людей в единицу времени в послевоенное время (после 1945 г.) возросли при землетрясениях примерно вдвое. Это однако связано не с ужесточением самих землетрясений. Основная причина этого кроется в увеличении общей численности населения Земли и все большим сосредоточением людей в городах (с урбанизацией населения), где при стихийных бедствиях вероятность гибели и ранения намного возрастает, чем в случае их более рассредоточенного проживания (в разбросанных сельских мест-

постях и малых городах). Некоторая неточность информации далекого прошлого, по-видимому, менее существенна, чем урбанизация человечества в целом и возрастание его численности.

Коэффициент q можно использовать и для обратных оценок: по числу раненых определять возможное число погибших по каждой категории учета.

В целом за последние 300 лет человечество потеряло погибшими свыше 4 млн. и ранеными 8 млн. людей. Эти потери сравнимы с потерями в отдельных войнах в прошедшие столетия и во много раз больше идентичны потерям в войнах в отдельных регионах. В двух же последних мировых войнах (XX век) людские потери суммарно были более высоки, но, однако, они были все же одного порядка величины с потерями при землетрясениях прошлого (занимающими нижнюю ступень в градации порядка величин).

В первой мировой войне (1914—1918 гг.) приняли участие 32 страны с населением свыше 1,5 млрд. человек. Численность задействованных армий составила около 30 млн. человек, а мобилизованных была около 70 млн. человек. Общие людские потери воевавших стран составили 10 млн. убитых (1/3 от числа задействованных) и свыше 20 млн. раненых, контуженных и отравленных газом. Сопоставление этих данных с данными по землетрясениям (табл. 2 и 4) позволяет по меньшей мере прийти к следующему. Людские потери в первой мировой войне (10 млн. убитыми и 20 млн. ранеными) были примерно того же порядка, что и в течение последнего столетия при землетрясениях (2,1 млн. погибших), отвечая нижнему пределу числа погибших в наиболее высшей категории потерь (в данном случае категория 7: 1—10 млн; $l=2,1$). Нельзя упускать из виду, что жертвы при войнах следует относить не только к интервалу времени непосредственного ведения военных действий, но и к длительному предшествующему интервалу времени, когда назревают общественно-производственные противоречия и их созревание приводит к военной конфронтации, как продолжение прежней политики иными (силовыми) средствами. Но ведь и землетрясения не возникают неожиданно, они длительное время подготавливаются всем геолого-геофизическим развитием местности, при влиянии разных иных факторов.

Приведенные сопоставления указывают на очень внушительные показатели потерь человечества при землетрясениях. Это показывает, что расходы в мире (и в отдельных странах) на изучение проблемы сейсмоактивности и сейсмоопасности весьма мизерны по сравнению с теми потерями, которыми сопровождаются землетрясения в населенных регионах. Поэтому более щедрое выделение средств на изучение проблемы землетрясений нечто аналогично, образно говоря, заботе вполне здорового человека о своем здоровье и авансового обеспечения этого здоровья финансированием на длительное время.

Автор ощущает свою внутреннюю обязанность английским и американским коллегам, в свое время приславшим ему первичные фактические данные о жертвах землетрясений в разных регионах мира.

Институт геологических наук
АН Армении

Поступила 23.VIII.1990

Լ Գ Պ. ԹԱՄԻՐԱԶՅԱՆ

ԽՈՇՈՐԱՆՈՎԱԿ ԱՎԵՐԻՉ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻ ԱՌԱՋԱՅՄԱՆ ՄԻ ՔԱՆԻ ԱՎԵԼԻ
ՀԱՃԱՆԻ ԿՐԿՆՎՈՂ ԲՆԱԿԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ ԵՎ ԱՆՑՅԱԼ ՀԱՐՅՈՒՐԱՄՅԱԿՆԵՐԻ
ԸՆԹՅՅՔՈՒՄԸ ՄԱՐԴԿԱՅԻՆ ՋՈՂԵՐԸ (ԵՐԿԻՐՆ ԱՄԲՈՂՋՈՒԹՅԱՄԲ ԱՌԱՇ)

Ա մ փ ո փ ու մ

Քննարկված են մի շարք բնական պայմաններ, որոնց գոյութիւնը ընթացքում վերջին հարյուրամյակում Երկրապնդի վրա առաջացել են խոշոր-

բաժանուղ ապերիչ երկրաշարժեր և երբ զանգվածային մարդկային կորուստներն սոսակել զղալի են եղել (5000-ից մինչև 500000 և ավելի զոհեր): Աստղակային ատենամեծաթիվ զոհերով սոսակել ապերիչ երկրաշարժերը հարում են հազվածում բերված նկ. 1. վերին ձախ մասի պայմաններին. մինչդեռ աջ ստորին մասի պայմաններում նման աղետների թիվն անհամեմատ փոքր է: Ընդհանուր առմամբ զոհվածների 94 տոկոսն ապերիչ երկրաշարժերի ընթացքում ընկնում է նկարի վերին ձախ կեսի վրա:

Չոհվածների սոսակելագույն թիվն ուղղված է դեպի նկարի վրա բերված ձվածն օղակը. որի սահմաններում կենտրոնացած է բոլոր զոհերի 93 տոկոսը: Ձվածն օղակի սահմաններում վրավոր ժամանակի ընթացքում ուժեղ երկրաշարժերի զոհերի թիվը շուրջ 20 անգամ մեծ է, քան որվա մնացած ժամանակին վերջին հարյուրամյակի ընթացքում (1887—1988 թթ.): Որվա ուղ մնացած ժամանակը նվազագույն վտանգն է ներկայացրել մարդկանց կլանքի համար ամբողջ հարյուրամյակի ընթացքում:

Ուժեղագույն ապերիչ երկրաշարժերի սոսակելագույն խտությունը նկ. 3 վրա ընկնում է մի կողմից նրա վերին ու ստորին ձախ անկյուններին, իսկ մյուս կողմից՝ նրա աջ կողի վրա: Նկարի կենտրոնական ընդարձակ (չստվերաչծված) մասի պայմաններում զոհերի թիվը նվազագույնն է (զոհվածների ընդհանուր թվի 3 տոկոսից էլ պակաս):

Տրված է երկրաշարժի զոհերի (զոհվածների և վիրավորների) քանակական գնահատականն ամբողջ աշխարհում վերջին հարյուրամյակի ընթացքում (1887—1988 թթ.), ինչպես նաև վերջին երեք հարյուրամյակների ընթացքում (1688—1988 թթ.) զոհերի մոտավոր թիվը:

G. P. TAMRAZIAN

THE LARGE-SCALE CATASTROPHIC EARTHQUAKES SOME THE MOST FREQUENTLY RECURRENTED NATURAL CONDITIONS AND HUMAN VICTIMS DURING LAST CENTURIES (ON THE EARTH AS A WHOLE)

Abstract

Some natural conditions are considered, during wich largescale catastrophic earthquake have the most frequently recurrented on the Earth during the last century, and when there have been the greatest number of human victims (from 5000 to 500000 and more victims). The earthquakes victims quantitative evaluation is brought (perished and injured, their relation) for the last century (1887-1988) and their approximative evaluation on the Earth during last three centuries (1688-1988); the number of perished men makes more than 4 millions and injured men are about 8 millions (these data are compared with those of regional and world wars).

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Тамразян Г. П. К вопросу о космосейсмической характеристике территории Армянской ССР и сопредельных областей. Докл. АН АрмССР, 1978, том LXVI, № 2, с. 98—107.
2. Tamrazian G. P. Einige der wichtigsten raum- und zeitabhängigen Gesetzmäßigkeiten der Erelsetzung von seismischer Energie der Erdkruste und des obers-

ten Erdmantels. Zeitschrift für Geophysik (German Federal Republic), 1968, Band 34, Seite 627—629.

3. Tamrazyan G. P. Seismicity of Taiwan in relation to some cosmic conditions. Bull. Geological Survey Taiwan, 1969, № 20, p. 75—85.
4. Tamrazyan G. P. Einige der wichtigsten raum- und zeitabhängigen Gesetzmäßigkeiten der Freismischoher Energie der Erde. Geologischen Rundschau, 1970, Band 59, s. 623—636.

Известия АН Армении. Науки о Земле, 1992, XLV, № 2, 43—48.

УДК: 551.4.037 (479+560)

В. Р. БОПНАГРЯН

ХАРАКТЕР АСИММЕТРИЧНОСТИ ГОР АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА РАЗВИТИЕ ИХ СКЛОНОВ

Рассматриваются причины асимметричности гор Армянского нагорья. Делается вывод, что их асимметричность имеет тектонически обусловленный первичный характер, связанный с перекосом тектонических блоков при их вертикальных сдвиганиях. Для вулканических сооружений существенное значение в формировании их первичного профиля имеют также характер извержения, подвижность лав и направление их излияния.

Первичная асимметрия оказывает воздействие на дальнейшее развитие склонов. Делается вывод, что пологие и относительно лучше увлажненные склоны северной экспозиции на Армянском нагорье развиваются более интенсивно по сравнению с аналогичными, но сухими склонами южной экспозиции и еще больше выполаживаются, внося свою «поправку» в первичную асимметричность.

На развитие склонов гор существенное влияние оказывают сейсмическая активность территории и характер новейших тектонических движений, состав и свойства коренных пород (степень их устойчивости к процессам выветривания, характер продуктов выветривания и т. п.), наличие ослабленных участков (зон трещиноватости, разрывных нарушений, гидротермально измененных пород и т. п.), климат региона и увлажненность склонов, характер растительности и степень задернованности склонов, их крутизна и экспозиция и т. п.

Различная крутизна склонов создает асимметричность горных сооружений и речных долин. При этом следует различать мега- и макроасимметрию (асимметрию высших порядков), характерную для горных хребтов, вулканических сооружений, межгорных впадин (т. е. крупных форм рельефа) и мезоасимметрию (асимметрию более низкого порядка), характерную для форм экзогенного рельефа: речных долин, балок, моренных холмов и др.

Причины асимметрии могут быть разными. Асимметрия высших порядков создается в процессе формирования мега- и макро рельефа и имеет первичный характер, обусловленный, прежде всего, *тектоникой региона* (перекос отдельных блоков земной коры при вертикальных подвижках в процессе горообразования). Новейшими поднятиями объясняется, например, асимметрия склонов Северного Кавказа [8], а плоскогорью Кэма (Корея) асимметричное строение приала подвиг Тихоокеанской литосферной плиты под Азиатскую [9].

Мега- и макроасимметрию создают также *циркуляционная экспозиция* (экспозиция по отношению к преобладающим воздушным течениям [5], при которой наветренные склоны будут получать больше осадков, лучше увлажняться и развываться иначе, чем подветренные и более сухие), *подмыв крупными реками одного склона* (правого в северном полушарии—закон Бэра), *неодинаковая интенсивность регрессивной эрозии рек по разные стороны от водораздела* [11] и др.

ten Erdmantels. Zeitschrift für Geophysik (German Federal Republic), 1968, Band 34, Seite 627—629.

3. Tamrazyan G. P. Seismicity of Taiwan in relation to some cosmic conditions. Bull. Geological Survey Taiwan, 1969, № 20, p. 75—85.
4. Tamrazyan G. P. Einige der wichtigsten raum- und zeitabhängigen Gesetzmäßigkeiten der Freismischoher Energie der Erde. Geologischen Rundschau, 1970, Band 59, s. 623—636.

Известия АН Армении. Науки о Земле, 1992, XLV, № 2, 43—48.

УДК: 551.4.037 (479+560)

В. Р. БОПНАГРЯН

ХАРАКТЕР АСИММЕТРИЧНОСТИ ГОР АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА РАЗВИТИЕ ИХ СКЛОНОВ

Рассматриваются причины асимметричности гор Армянского нагорья. Делается вывод, что их асимметричность имеет тектонически обусловленный первичный характер, связанный с перекосом тектонических блоков при их вертикальных сдвиганиях. Для вулканических сооружений существенное значение в формировании их первичного профиля имеют также характер извержения, подвижность лав и направление их излияния.

Первичная асимметрия оказывает воздействие на дальнейшее развитие склонов. Делается вывод, что пологие и относительно лучше увлажненные склоны северной экспозиции на Армянском нагорье развиваются более интенсивно по сравнению с аналогичными, но сухими склонами южной экспозиции и еще больше выполаживаются, внося свою «поправку» в первичную асимметричность.

На развитие склонов гор существенное влияние оказывают сейсмическая активность территории и характер новейших тектонических движений, состав и свойства коренных пород (степень их устойчивости к процессам выветривания, характер продуктов выветривания и т. п.), наличие ослабленных участков (зон трещиноватости, разрывных нарушений, гидротермально измененных пород и т. п.), климат региона и увлажненность склонов, характер растительности и степень задернованности склонов, их крутизна и экспозиция и т. п.

Различная крутизна склонов создает асимметричность горных сооружений и речных долин. При этом следует различать мега- и макроасимметрию (асимметрию высших порядков), характерную для горных хребтов, вулканических сооружений, межгорных впадин (т. е. крупных форм рельефа) и мезоасимметрию (асимметрию более низкого порядка), характерную для форм экзогенного рельефа: речных долин, балок, моренных холмов и др.

Причины асимметрии могут быть разными. Асимметрия высших порядков создается в процессе формирования мега- и макро рельефа и имеет первичный характер, обусловленный, прежде всего, *тектоникой региона* (перекос отдельных блоков земной коры при вертикальных подвижках в процессе горообразования). Новейшими поднятиями объясняется, например, асимметрия склонов Северного Кавказа [8], а плоскогорью Кэма (Корея) асимметричное строение приала подвиг Тихоокеанской литосферной плиты под Азиатскую [9].

Мега- и макроасимметрию создают также *циркуляционная экспозиция* (экспозиция по отношению к преобладающим воздушным течениям [5], при которой наветренные склоны будут получать больше осадков, лучше увлажняться и развываться иначе, чем подветренные и более сухие), *подмыв крупными реками одного склона* (правого в северном полушарии—закон Бэра), *неодинаковая интенсивность регрессивной эрозии рек по разные стороны от водораздела* [11] и др.

Мега- и макросклоны расчленяются водотоками на элементарные склоны, которые также нередко асимметричны. В этом случае причины асимметрии более разнообразны. Им могут быть *структурно-литологические условия* (неодинаковое падение пород, различная устойчивость горных пород склонов долины против эрозии и процессов выветривания, структурная анизотропия скальных массивов [10]), *наличие тектонических разрывных нарушений и смещений по ним, экспозиция склонов* (отсюда, разные величины инсоляции и различие в увлажненности—или в оттаивании мерзлых толщ в случае геотермальных условий—разноориентированных склонов, почвенного и растительного покрова, выветривании горных пород, проявлении склоновых процессов и т. п.) и др. Роль экспозиции в выработке асимметрии склонов и развитии склоновых процессов неоднократно отмечалась в литературе.

На Армянском нагорье большинство горных сооружений имеет асимметричный поперечный профиль. Чаще всего более пологим и длинным является склон северной экспозиции (для широтно и субширотно ориентированных хребтов).

Коэффициент асимметричности (под ним подразумевается отношение длины пологого склона к длине крутого) составляет в целом 1,3—2—2,5, для отдельных хребтов (Джавахетский, Арегунийский, Мургузский хребты, Кордукские горы) он возрастает до 3—5 (табл. 1).

Таблица 1

Характер асимметричности горных сооружений Армянского нагорья

Горное сооружение (хребет)	Экспозиция склонов		Кэфф. асимметр. 1
	пологого	крутого	
Восточно-Понтийские горы	С	Ю	2.5
Северный Армянский Тавр	С	Ю	1.4
Южный Армянский (Внутренний) Тавр	Ю	С	2.2
Армянский Восточный (Главный) Тавр	Ю	С	2.4
Кордукские (Курдистанские) горы	Ю	С	3.9
Триалетский	С	Ю	1.8
Месхетский	С	Ю	2.3
Шавшетский	С	Ю	2.4
Мургузский (Мнапорский)	СВ	ЮЗ	5.0
Севанский	СВ	ЮЗ	2.5
Муровдагский (Муровдагский)	СВ	Ю	2.3
Зангезурский	ЮЗ,З	СВ,В	2.0
Байкский	С	Ю	2.0
Баргушатский	С	Ю	2.0
Базумский	С	Ю	2.0
Пачбекский	С	Ю	2.4
Арегунийский	СВ	ЮЗ	4.0
Арспанский	СЗ,З	ЮВ,В	2.0
Эрушетский	СВ	ЮЗ	1.8
Самсарский	В	З	1.3
Джавахетский	В	З	3.0
Карчальский	СЗ	ЮВ	1.9
Гегамский	З	В	2.0

1—среднее по 10—15 вычислениям

Асимметричность гор Армянского нагорья в литературе объясняется как *тектоническими* («неравномерное распределение тангенциальных и эпейрогенических сил в раздробленном фундаменте» [6], при горообразовании; неоднородное строение подлавого субстрата, подвергшегося дифференцированным тектоническим движениям до и после образования покрывающего его эффузивного чехла [1]—для щитовидных вулканических массивов: Арагацского, Гегамского, Вагденисского, Джавахетского, Абул-Самсарского, Аладагского и др.), так и *общепланетарными* (проявление закона Бэра—подмыв крупными реками своих правых склонов [12]) причинами.

Еще Ф. Ф. Освальд [7] показал, что Армянское нагорье имеет блоковое строение. Блоковое строение нагорья подтверждается и последующими геологическими и геофизическими исследованиями. Глыбовое (блоковое) строение вообще присуще большинству современных горных сооружений [2].

Сформировавшиеся в процессе раздробления земной коры на территории Армянского нагорья блоки испытали дифференцированные вертикальные смещения, в результате чего отдельные из них сместились относительно друг друга на различную величину. При этом происходил поперечный перекосяк блоков (глыб), что является следствием скольжения блоков по разрывам. Один край блока приподнимался, а другой, наоборот, опускался.

Отсюда, уже в процессе раздробления земной коры на отдельные блоки и вертикальных их смещений формировался асимметричный рельеф горных сооружений Армянского нагорья. Таким образом, их асимметричность имеет тектонически обусловленный первичный характер.

Первичная мега- и макроасимметричность гор Армянского нагорья несколько усложняется воздействием эффекта циркуляционной экспозиции (особенно если учесть, что многие хребты имеют широтное и субширотное простирание и их разноориентированные склоны увлажняются неодинаково).

Воздействие закона Бэра на выработку асимметричности гор Армянского нагорья (в частности, Тавра), которому придает основное значение Г. Спрейтзер [12], по-видимому, имеет здесь подчиненную роль. Действительно, чтобы река в условиях Армянского нагорья существенно видоизменила один из склонов долины, она должна преодолеть своей размывающей энергией высокую прочность горных пород и переработать огромную массу породы, а также превосходить в течение длительного времени по своей активности тектонические движения. Последние же на Армянском нагорье довольно активны и в настоящее время, поэтому поддерживают первичную тектонически обусловленную асимметричность гор, «не позволяя» рекам вносить свои коррективы. Вообще проявление закона Бэра в горах—редкое явление [3].

Для вулканических сооружений, кроме неоднородности строения подлававого субстрата, по-видимому, существенное значение имеют также характер извержения, подвижность (состав) лав и направление их излияния.

При выбросе пирокластического материала или излиянии лав могут сформироваться симметричные или асимметричные постройки в зависимости от направления излияния лав или осадения рыхлообломочного материала.

Состав лав также влияет на характер профиля вулканических построек. Кислая малоподвижная лава создаст крутые и короткие склоны, а основная подвижная лава—пологие и длинные склоны.

Асимметричность склонов может создаваться и вследствие изменения базиса денудации для каждого из них при заполнении лавовыми потоками межгорных впадин (котловин), как это имеет место на южном склоне Триалетского хребта [4]. Здесь причина асимметрии не только в тектонике, но и в накоплении продуктов вулканизма.

Асимметричность склонов оказывает существенное влияние на их дальнейшее развитие.

Из крутых склонов развиваются собственно гравитационные процессы, здесь происходит интенсивный снос мелкозема, образующегося при выветривании коренных пород. Такие склоны обычно лишены покровов склоновых образований и представлены обнаженными коренными породами. Рыхлый материал встречается лишь в «карманах» между склоном и выступающими скалами или заполняет различные понижения в рельефе поверхности коренных пород.

Если крутой склон имеет южную экспозицию (Восточно-Понтийские горы, Северный Армянский Тавр, Месхетский, Мургузский, Се-

ванский, Памбакский, Базумский и др. хребты—см. таблицу), то его развитие обусловлено, во-первых, интенсивностью температурного выветривания коренных пород, их устойчивостью, во-вторых, положением базиса денудации. При наличии промежуточного базиса денудации будет идти выколаживание склона за счет накопления у его подножия сносимого с него рыхлообломочного материала. Если же поступающий со склона материал удаляется от его подножия, то крутизна склона будет сохраняться, и последний может отступать параллельно самому себе.

Крутой склон северной экспозиции на Армянском нагорье чаще всего задернован или залесен и довольно устойчив. Лишь в случае его подмыва такой склон может отступать, сохраняя свою крутизну. Если здесь есть рыхлые накопления, то развиваются оползневые и оплывинные явления.

Иначе обстоит дело с пологими склонами. Здесь возможны следующие варианты.

1. Пологий склон северной экспозиции. Рыхлые образования склона увлажнены лучше, чем на склоне южной экспозиции. Склон задернован или залесен. Развиваются оползневые и оплывинные явления, процессы массового смещения рыхлообломочного материала. Интенсивность смещения склоновых образований сравнительно высока из-за лучшей их увлажненности.

Большинство оползней в горах Армянского нагорья приурочено именно к склонам северной экспозиции. С оползнями связано субпараллельное отступление таких склонов.

2. Пологий склон южной экспозиции. Обычно он сухой, обнажен или покрыт редким кустарником или разреженным травяным покровом. Снос выветрелого материала осуществляется в виде плоскостного смыва. Массовое смещение рыхлого материала здесь ослаблено из-за небольшой крутизны склона и слабой увлажненности и происходит лишь в процессе его нагревания-охлаждения. Такой склон изменяется медленно.

Отсюда, *пологие и относительно лучше увлажненные склоны северной экспозиции на Армянском нагорье развиваются более интенсивно по сравнению с аналогичными, но сухими склонами южной экспозиции и еще больше выколаживаются* внося свою «поправку» в первичную асимметричность (первичный профиль) склона.

Ереванский государственный университет

Поступила 22.III.1990.

Վ. Ի. ԻՈՅՆԱԿՐՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԼԵՈՆԱՇԽԱՐՀԻ ԼԵՌՆԵՐԻ ԱՆՀԱՄԱՁԱՓՈՒԹՅԱՆ ԲՆՈՒՅԹՆ ՈՒՆՐԱ ԱԶԳԵՅՈՒԹՅՈՒՆԸ ԼԱՆՋԵՐԻ ԶԱՐԿԱՅՄԱՆ ՎՐԱ

Ա Մ Ի Ո Ւ Մ

Հոգիած լւմ գրտարկվում են Հալիական լեռնաշխարհի լեռների անհամաչափության պատճառները: Հետևություն է արվում, որ գրանց անհամաչափությունն ունի տեկտոնիկայով պայմանավորված սկզբնական բնույթ և կապված է տեկտոնիական ռեկորդների թեքություն հետ: Հրաբխալին կառույցների լանջերի սկզբնական կտրվածքի ձևավորման համար էական նշանակություն ունեն հասե ժալթքման բնույթը, լավաների շարժունակությունը և գրանց արտադրվման ուղղությունը:

Սկզբնական անհամաչափությունն ապրում է լանջերի հետագա զարգացման վրա:

Չափիժափ լանջերին զարգանում են բուն ծանրահակ երևույթներ, նրան լանջերը սովորաբար զուրկ են լանջային առաջացումների ծածկույցից և ներկայացված են մերկացած արմատական ապարներով: Հարավային գիրքագրության գառիժափ լանջի զարգացումը պայմանավորված է արմատական ապարների ջերմային հողմահարման ինտենսիվությամբ, դրանց կալունությունամբ, տեղատարման հիմնամակարդակի գիրքով: Հյուսիսային գիրքագրության գառիժափ լանջն ավելի հաճախ ճմապատված է կամ անտառածածկ և բավականին կալուն է: Միայն վրա լվացման դեպքում լանջը կարող է նահանջել, պահպանելով իր գառիժափությունը: Փուխր առաջացումների առկայության դեպքում զարգանում են սողանքային երևույթներ:

Հյուսիսային գիրքագրության գառիկող լանջերն ավելի լավ են խոնավացած, ալյուսեղ զարգացած են սողանքային երևույթներ և բեկորային նյութի զանգվածային տեղաշարժման ինտենսիվությունն ալյուսեղ համեմատաբար բարձր է: Հարավային գիրքագրության գառիկող լանջերը սովորաբար չոր են, մերկացած կամ թույլ ճմապատված: Հողմահարված նյութի տեղափոխումը իրագործվում է մակերևութային տեղատարման միջոցով: Նման լանջը դանդաղ է փոփոխվում:

Եզրակացություն է արվում, որ Հայկական լեռնաշխարհի հյուսիսային գիրքագրության գառիկող և համեմատաբար խոնավ լանջերը հարավային գիրքագրության չոր լանջերի համեմատ ինտենսիվ կերպով են զարգանում և ավելի են հարթվում:

V. R. BOYNAGRIAN

THE ARMENIAN HIGHLAND MOUNTAINS' ASYMMETRY CHARACTER AND ITS INFLUENCE ON THEIR SLOPES DEVELOPMENT

Abstract

Reasons of the Armenian highland mountains asymmetry are considered. It is inferred, that their asymmetry has a tectonically stipulated primary character, connected with a warping of tectonic blocks during their vertical displacements. For the formation of volcanic structures primary profiles the eruption character, lavas mobility and their outflow direction are of an essential significance.

The primary asymmetry effects on the slopes further development.

It is inferred, that the northern, relatively better moistened slopes of the Armenian highland mountains develop more intensively in comparison with more dry southern slopes, and this fact insert its „amendments“ in the primary asymmetry.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Бальян С. П. Структурная геоморфология Армянского нагорья и окружающих областей. Ереван: Изд. госунта, 1969 390 с.
- 2 Волин А. В. О глыбовом строении современных горных областей — В кн.: Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 312—342.
- 3 Воскресенский С. С. Асимметрия склонов речных долин на территории Европейской части СССР.—Вопросы географии, 1947, сб. 4, с. 107—114.

4. Геоморфология Грузии. Тбилиси: Изд. Менинереба, 1971, 609 с.
5. Кудряч географическая энциклопедия. М.: Изд. Совет. энциклопедии, 1964, т. 4.
6. Мурадян П. А. Об асимметричности горных сооружений (на примере Армянского нагорья) — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1985, № 6, с. 59—62.
7. Овсянко Ф. Ф. К истории тектонического развития Армянского нагорья. — Записки кавказ. отд. императорского русского геогр. общ. Кр. XXIX. В. II. 2. Тифлис, 1916—78 с.
8. Сифринов И. И. Проблемы формирования склонов Северного Кавказа. — Изв. Сев.-Кавказ. науч. центра высш. школы. Ест. науки, 1985, № 1, с. 69—71.
9. Чичерин В. П. Первая монография о геоморфологии Кавказа. — Геоморфология, 1988, № 2, с. 109—111.
10. Швайдегер А. Е. Физические аспекты природных катастроф. М.: Недра, 1981, 232 с.
11. Шустер И. С. Общая геоморфология. М.: Изд. МГУ, 1964, т. 2, 564 с.
12. Spreitzer H. Hauptformung und Asymmetrie der Berggrücken in den Alpen und im Taurus. — *Zeit. Geomorphol.*, 1959, Suppl.-Bd. 1, p. 211—236.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле, XLV, 1992, № 2, 48—55.

УДК: 550.348.098+551.242.5.056

С. Ц. АКОПЯН, Г. М. ДЖАГИНЯН

МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ДИНАМИКА ПЛИТО БЛОКОВОЙ СТРУКТУРЫ ТАВРО-КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА

В работе проведен анализ и составлена модель динамически раздробленной плито-блоковой структуры Тавро—Кавказского региона на основе изучения механизма очагов 88 сильных землетрясений, собранных из различных источников. Показано, что смещения, горизонтальные движения и вращения микроплит-блоков согласуются и объясняются северонаправленным движением и вращением против часовой стрелки Аравийской плиты. В результате проведенного анализа выявлено, что региональные напряжения в Т—К, возникающие из-за вклинивания Аравийской плиты, вначале концентрируются в Кавказском секторе, с вершиной в Курдистанском узле, вызывая его активизацию, затем происходит концентрация напряжений в Ерзынка-Ванской зоне и на северо-западе Ирана, где происходят катастрофические землетрясения.

В работах [1—3] была построена модель плито-блоковой структуры Тавро-Кавказского (Т-К) региона на основе каталогов сильных землетрясений с магнитудами $M \geq 5$, с привлечением геолого-геофизической информации. Напряженная раздробленная блоковая структура Т-К региона рассматривалась как результат взаимодействия микроплит, образовавшихся в результате взаимодействия Аравийской и Евразийской плит. Для выявления и уточнения динамики взаимодействия выделенных в [1] микроплит и мегаблоков, изучения местных и региональных тектонических особенностей, уточнения характера движений в зонах разломов и их ответвлений, в данной работе отобраны и использованы из работ [6—9, 12, 15, 16] результаты определения фокальных механизмов очагов 88 землетрясений (преимущественно с $M \geq 5$), происшедших с 1939 по 1988 годы. Изучение фокальных механизмов более слабых толчков показывает, что они усложня-

4. Геоморфология Грузии. Тбилиси: Изд. Менинереба, 1971, 609 с.
5. Кудряч географическая энциклопедия. М.: Изд. Совет. энциклопедии 1964, т. 4.
6. Мурадян П. А. Об асимметричности горных сооружений (на примере Армянского нагорья) — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1985, № 6, с. 59—62.
7. Огюль Ф. Ф. К истории тектонического развития Армянского нагорья. — Записки кавказ. отд. императорского русского геогр. общ. Кр. XXIX В. № 2 Тифлис 1916—78 с.
8. Сифринов Н. П. Проблемы формирования склонов Северного Кавказа. — Изв. Сев.-Кавк. науч. центра высш. школы. Ест. науки, 1985, № 1, с. 69—71.
9. Чичерин В. П. Первая монография о геоморфологии Кавказа. — Геоморфология, 1988, № 2, с. 109—111.
10. Швайдегер А. Е. Физические аспекты природных катастроф. М.: Недра 1981 232 с.
11. Шустин И. С. Общая геоморфология. М.: Изд. МГУ, 1964, т. 2. 564 с.
12. Spreitzer H. Hauptformung und Asymmetrie der Berggrücken in den Alpen und im Taurus. — *Int. Geomorphol.*, 1959, Suppl. Bd. 1, p. 211—236.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле, XLV, 1992, № 2, 48—55.

УДК: 550.348.098+551.242.5.056

С. Ц. АКОПЯН, Г. М. ДЖАГИНЯН

МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ДИНАМИКА ПЛИТО БЛОКОВОЙ СТРУКТУРЫ ТАВРО-КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА

В работе проведен анализ и составлена модель динамически раздробленной плито-блоковой структуры Тавро—Кавказского региона на основе изучения механизма очагов 88 сильных землетрясений, собранных из различных источников. Показано, что смещения, горизонтальные движения и вращения микроплит-блоков согласуются и объясняются северонаправленным движением и вращением против часовой стрелки Аравийской плиты. В результате проведенного анализа выявлено, что региональные напряжения в Т—К, возникающие из-за вклинивания Аравийской плиты, вначале концентрируются в Кавказском секторе, с вершиной в Курдистанском узле, вызывая его активизацию, затем происходит концентрация напряжений в Ерзынка-Ванской зоне и на северо-западе Ирана, где происходят катастрофические землетрясения.

В работах [1—3] была построена модель плито-блоковой структуры Тавро-Кавказского (Т-К) региона на основе каталогов сильных землетрясений с магнитудами $M \geq 5$, с привлечением геолого-геофизической информации. Напряженная раздробленная блоковая структура Т-К региона рассматривалась как результат взаимодействия микроплит, образовавшихся в результате взаимодействия Аравийской и Евразийской плит. Для выявления и уточнения динамики взаимодействия выделенных в [1] микроплит и мегаблоков, изучения местных и региональных тектонических особенностей, уточнения характера движений в зонах разломов и их ответвлений, в данной работе отобраны и использованы из работ [6—9, 12, 15, 16] результаты определения фокальных механизмов очагов 88 землетрясений (преимущественно с $M \geq 5$), происшедших с 1939 по 1988 годы. Изучение фокальных механизмов более слабых толчков показывает, что они усложня-

ют и запутывают картину сильных землетрясений и, вероятно, отражают внутренние деформации микроплит.

На рис. 1 приведены фокальные механизмы очагов этих землетрясений и основные тектонические нарушения региона (нумерация очагов приведена в хронологическом порядке).



Рис. 1. Схема распределения фокальных механизмов очагов землетрясений Т—К региона, составленная по данным работ [6—9, 12, 15, 16]. 1. Землетрясения $M \geq 6$; 2. $M < 6$; 3. Вектор средней скорости движения плит; 4. Разломы, гипотетические разломы и сподвижки; 5. Зоны сжатия, надвиги, взбросы; 6. Фокальные механизмы очагов (зачерненная область—сжатие, белая—растяжение).

Из 176 возможных плоскостей разрывов в очагах указанных 88 землетрясений 68% плоскостей падают круто, 17%—составляют углы падения с горизонтом $e \sim 30^\circ \div 45^\circ$, а для 15%— $e \leq 30^\circ$. Для 78 землетрясений оси сжимающих напряжений составляют углы падения с горизонтом $e \sim 30^\circ \div 45^\circ$, а для 15% $e \leq 30^\circ$. Это означает, что сжимающие напряжения в регионе и преимущественно действуют в направлении, близком к горизонтальному. Оси промежуточных напряжений 42 землетрясений составляют малые углы с горизонтальной плоскостью ($e \leq 30^\circ$), для 17-ти—угол между $30^\circ \div 55^\circ$, а для остальных $e > 55^\circ$. Оси растягивающих напряжений для 35 землетрясений образуют углы $e \leq 30^\circ$, для 21-го углы между $30^\circ \div 55^\circ$, а для остальных $e > 55^\circ$. Это указывает на то, что в активных разломах в Т-К регионе происходят преимущественно надвиги-взбросы ($\sim 46\%$), сдвиги ($\sim 31\%$), их комбинации ($\sim 18\%$) и сдвиги с компонентой сброса ($\sim 5\%$).

В восточной части Северо-Анатолийского разлома и его сочленений рассмотрены механизмы очагов 9 землетрясений (№№ 1, 5, 26, 32, 34, 36, 37, 41, 45, рис. 1). Наиболее отчетливо здесь проявляется закономерная ориентация напряжений горизонтального сжатия ($e \leq 30^\circ$) северо-запад—юго-восточного (СЗ—ЮВ) направления. Для промежуточных напряжений характерна вертикальная направленность ($e \geq 50^\circ$). Горизонтальная ориентация напряжений растяжения является преобладающей. Кроме очага № 5, плоскости разрывов падают

круто. Таким образом, Северо-Анатолийский разлом является ярко выраженным трансформным разломом с правосторонним сдвигом [3, 16, 17], к которому приурочено катастрофическое Эрзинджанское землетрясение 1939.12.26, $M=8,0$ (№ 1, рис. 1). Землетрясения № 37 и № 45 рис. 1. приурочены к ответвлениям к ЮЗ от Северо-Анатолийского разлома и указывают, что на них происходят левосторонние сдвиги.

В зоне *Южно-Анатолийского разлома* рассмотрены механизмы очагов 10-ти землетрясений (№ № 2, 19, 24, 40, 47, 55, 61, 62, 72, 85, рис. 1). Для семи землетрясений (№ № 19, 40, 47, 55, 62, 72, 85) отчетливо выражена горизонтальная направленность осей сжатия и растяжения, причем сжатие происходит в направлении С—Ю. Механизм очага Бингельского землетрясения 1971.05.22, $M=6,7$ (№ 55, рис. 1) с разрывом на поверхности показывает на левосторонние горизонтальные движения. Решения фокальных механизмов землетрясений № 24 и № 40 продолжают левосторонние сдвиги к ЮЗ от Бингельского землетрясения, но сдвиговые компоненты здесь уже меньше и на разломах доминируют взбросовые движения. Землетрясение № 2 приурочено к Левантийскому разлому; напряжения сжатия образуют с горизонтом углы $e > 60^\circ$, а направления напряжений растяжения— $e < 30^\circ$, поэтому здесь имеет место сбросо-левосторонний сдвиг или чистый сброс. Южно-Анатолийский разлом, сочленяясь с Левантийским разломом, протягивается к Кипру. Плоскости разрывов здесь в основном падают круто.

Землетрясение Варто 1966.08.19, $M=6,8$ (№ 31, рис. 1) и его сильный афтершок № 36 указывают на сильное сжатие в зоне сочленения *Северо- и Южно-Анатолийских разломов*. Правосторонние смещения при этом землетрясении продолжают Северо-Анатолийский разлом к ЮВ, в сторону оз. Ван и далее к Загросу. К югу от зоны сочленения Анатолийских разломов расположен очаг Лиджского землетрясения 1975.09.06, $M=6,7$ (№ 61, рис. 1), который на протяжении 20 км сопровождался взбросами с северонаправленной плоскостью погружения [16]. К югу от очага Лиджского землетрясения и к западу от оз. Ван простирается молодая складчатая система, покрывающая активные обращенные сбросовые нарушения на глубине [18, 20]. Региональные движения и сокращения коры в направлении С—Ю, приводящие в результате к образованию складчатости и взбросов, характерны для этих зон, которые являются следствием вклинивания фронтальной части Аравийской плиты.

В районе *озер Ван и Резайе* рассмотрены механизмы очагов 8 землетрясений (№ № 29, 39, 68—71, 74, рис. 1). Здесь отчетливо выражена горизонтальная направленность напряжений сжатия и растяжения, и вертикальная—для промежуточных, что указывает на то, что преобладают движения типа правостороннего сдвига в вертикальной плоскости.

Правосторонний сдвиговой разрыв при Чалдыранском землетрясении 1976.11.24, $M=7,3$ (№ 68, рис. 1) имел протяженность 55 км [16, 19], что позволяет ветвь Северо-Анатолийского разлома дискретно продолжать к востоку, в СЗ зону Ирана, где в 1721 и 1786 годах произошли катастрофические землетрясения, разрушившие Трабзон [16]. Юго-западное крыло разрыва здесь вталкивается, погружаясь в С—В направлении с компонентной правостороннего сдвига.

В работах [3, 10, 13] показано, что зона, протягивающаяся от Эрзинджана через Ван к Курдистанскому хребту, является крупнейшим сейсмогенным сегментом, приуроченным к ярко выраженному правостороннему трансформному разлому. Большинство наиболее сильных землетрясений локализовано в пределах этой зоны и системы активных линейментов, всеобразно расходящихся от Ерзика и Курдистанских узлов (см. рис. 2) к северу [10, 13].

Разломам, расположенным северозападнее Курдистанского узла, характерна СЗ—ЮВ направленность с правосторонним сдвигом, что подтверждается также механизмами землетрясений № № 42, 49, 70,

71 (рис. 1), а также сподвижками в очаговой зоне катастрофического Салмаского землетрясения 1930.05.06, $M=7,3$ [16].

С похожими механизмами произошли в зоне Загроса землетрясения № 20 и № 53, рис. 1 с правосторонней компонентой сдвига.

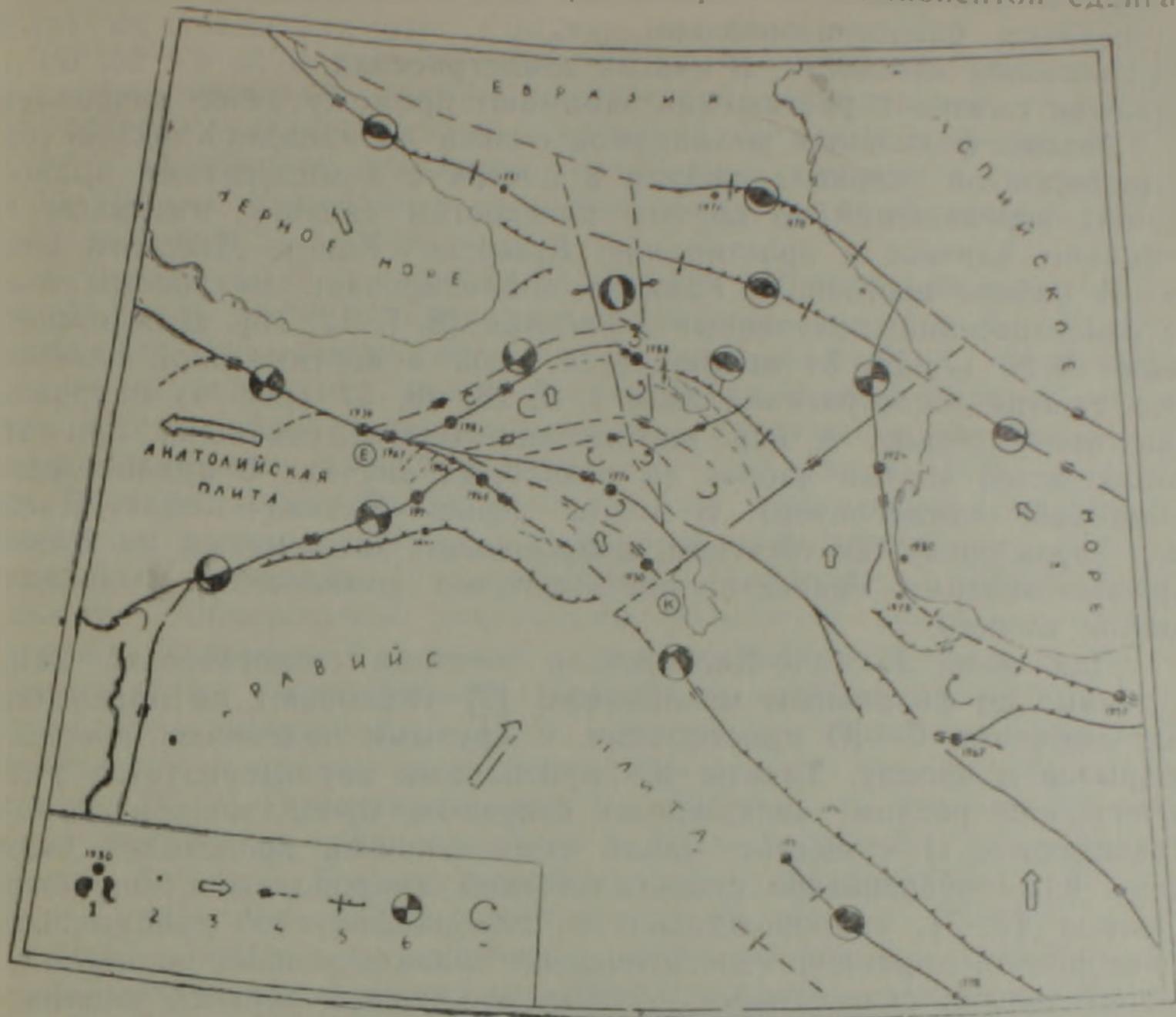


Рис. 2. Схема динамики взаимодействия плито-блоковой структуры Т-К региона, с указанием характерных осредненных механизмов очагов на границах. 1. Землетрясения $M \geq 6,8$ с указанием, года события; 2. То же для землетрясений $6 \leq M < 6,8$; 3-6. Фокальные механизмы очагов (Зачерненная область сжатие, белая — растяжение); 7. Направление вращения блока. Буквами Е и К обозначены соответственно Ерызка и Курдистанские узлы.

близвертикальной плоскости. Несколько юго-восточнее, в очагах 8 землетрясений Загроса (№ № 11, 38, 58, 59, 67, 73, 75, 80) отчетливо выражены горизонтально ориентированные в направлении ЮЗ—СВ напряжения сжатия. Для промежуточных напряжений характерна горизонтальная направленность, что указывает на движения типа обращенного сброса.

На юге Каспия, в районе Эльбурса, протягивается сейсмическая зона, которая на востоке соединяется с Копет-Дагом. Здесь рассмотрены механизмы очагов 6 землетрясений (№ № 8, 10, 18, 52, 79, 81, рис. 1). Во всех очагах напряжения сжатия образуют с горизонтом углы, не превышающие 30° и преобладают в основном надвиговые движения, с некоторой сдвиговой левосторонней компонентой к востоку. Разрыв землетрясения Биюн Зара 1962.09.01, $M=7,2$ (№ 18, рис. 1) на протяжении 85 км с востока на запад характеризовался надвигами-взбросами с компонентой левостороннего сдвига и плоскостью падения—к югу [16]. Здесь происходят процессы укорачивания и утолщения земной коры.

На Кавказе рассмотрены полученные из [6, 7, 16] фокальные механизмы 23 землетрясений. Для очагов 18 землетрясений характерны чисто взбросовые или взбросо-сдвиговые движения, поскольку для них напряжения сжатия образуют с горизонтом углы $\epsilon < 30^\circ$, а напряжения растяжения—близвертикальны. Оси промежуточных напря-

жений ориентированы близгоризонтально. У большинства землетрясений плоскости разрывов падают круто ($e > 50^\circ$), причем на северном Кавказе наклон в южном направлении, а на южном склоне — в северном. Оси сжатия и растяжения для землетрясений № 46 и № 82 направлены близгоризонтально ($e \leq 30^\circ$), что указывает на сдвиг в вертикальной плоскости. В очагах землетрясений № № 43, 56, 66 напряжения сжатия и растяжения занимают промежуточное направление.

Анализ фокальных механизмов очагов на западе Кавказа свидетельствуют об условиях сжатия в очагах с компонентами правосторонних перемещений по крутым плоскостям падения, имеющим простирание, близкое к простиранию Крымско—Копет—Дагского шва.

В районе восточного Кавказа анализированы механизмы очагов 11 землетрясений, полученные в работах [6, 7, 12, 16]. Для землетрясений № № 17, 25, 54 наблюдается сдвиг в вертикальной плоскости. Оси сжатия землетрясений № № 4, 7, 28, 48, 57 (рис. 1) направлены близгоризонтально, а оси растяжения — близвертикально, при этом наблюдается чистый взброс (в некоторых случаях с правосторонней сдвиговой компонентой). В целом Крым—Кавказ—Копет—Дагский шов характеризуется сжатием, взбросовыми движениями на Кавказе, приобретающими правосторонне-сдвиговые компоненты к западу и востоку от него.

Для зоны Западно-Каспийского разлома геологические данные и данные по фокальным механизмам [7] указывают на правосдвиговые смещения С—Ю простирания, с крутыми падениями плоскостей разрывов к западу. Такими же признаками характеризуется Гирдыманчайский разлом, являющийся северным продолжением Западно-Каспийского. По-существу, вдоль этого разлома происходит вклинивание Южно-Каспийской субокеанической микроплиты в зону сжатия Кавказа [1, 7], сопровождающееся глубокофокусной сейсмичностью, своеобразной картиной изостатических гравитационных аномалий, горизонтальными скоростными неоднородностями в верхней мантии, отражающимися в линейных кольцевых структурах на западе Каспия [2, 5, 10]. Северо-Иранский активный блок, ограниченный с запада Пальмиро—Апшеронской линейной зоной с левосторонними сдвиговыми движениями [10], а с востока — Западно-Каспийским разломом, вклинивается к северу, двигаясь с замедлением.

На Армянском нагорье землетрясения приурочены в основном к разломам, являющимся СВ ответвлениями Северо-Анатолийского разлома. Механизм очага катастрофического Эрзерумского землетрясения 1983.10.30, $M=6,9$ и механизмы землетрясений № № 64, 65, 84, 87 (рис. 1), приуроченные к нему, четко указывают на взбросо-левостороннесдвиговые движения с горизонтальными напряжениями сжатия, С—Ю направленности. К ним относится Желтореченско—Сарикамышский разлом, который протягивается от гор. Эрзинджана С—В в Армению, где под острым углом срезает Памбак—Севанский разлом [11].

В зоне Транскавказского поднятия эпицентры землетрясений приурочены к пересечениям разрывов меридионального и широтного простирания. В очагах № № 14, 76, 84, 88 (рис. 1) наблюдаются движения взбросо-сдвигового или чисто взбросового характера. На разрывах субмеридионального направления оси напряжений сжатия — близвертикальны, а растяжения — близгоризонтальны, что указывает на сбросовые движения. В данной работе особо отмечаются механизмы катастрофических землетрясений, поскольку около 70% полной амплитуды скольжения вдоль границ плит происходит при землетрясениях с $M \geq 7,0$. Происхождение катастрофического Спитакского землетрясения 1988.12.07, $M=7,0$ (№ 88, рис. 1, взбросо-правосдвиговые смещения на протяжении 37 км [15]) такой силы было неожиданным в зоне Памбак—Севанского разлома [4], но оно позволяет пересмотреть и по-новому рассмотреть активную тектонику на Армянском нагорье. По-видимому, в зоне Транскавказья смыкаются с запада широтные разломы с компонентой левостороннего сдвига, а с востока —

разломы СЗ ориентации с компонентой правостороннего сдвига. Это подтверждается и в зоне субпараллельных Ереванского и Южно-Ара-ратского активных правосторонних взбросо-сдвиговых разломов, со-членяющихся на западе нагорья с активными левосдвиговыми разло-мами [11].

Результаты анализа проведенных исследований обобщены на рис. 2. На нем приведена схема динамической мегаблоковой структуры Т—К региона, указаны векторы скоростей движений и вращений микроплит и мегаблоков, выявлены усредненные характеры взаимодейст-вия их границ. Компонента вращения введена для согласования дви-жений на границах блоков.

Ключевую роль в перераспределении региональных напряжений, образующихся из-за вклинивания Аравийской плиты в Т—К, играет Эрзинджан—Ван—Битлисский сейсмоактивный геоблок, занимающий пограничное положение между Аравийской плитой и Кавказским сек-тором. Этот геоблок с запада и востока граничит с крупными линей-аментными узлами Ерзинка и Курдистан (см. рис. 2) [13], являющи-мися местами концентрации региональных напряжений. Мегаблоки в Кавказском секторе (сектор, с вершиной в Курдистанском узле, ог-раченный с запада Транскавказским поднятием, с юго-востока—Пальмиро—Апшеронской линейаментно-разломной зоной, с севера—Северным Кавказом и с углом раскрытия $\sim 60 \pm 5^\circ$) почти не имеют горизонтальных составляющих скорости и взаимодействуют в близ-вертикальном направлении. Здесь происходит сокращение коры в ан-тикавказском направлении и растяжение в зоне Транскавказа в на-правлении В—З. Ориентированная на северо-запад система разломов внутри сектора, с увеличивающейся правосторонней сдвиговой ком-понентой ближе к Курдистанскому узлу и Транскавказу, обра-зуют блоки с вращением против часовой стрелки (рис. 2). Правосторонне-сдвиговые движения со взбросовой составляющей на разломах, рас-положенных между Ерзинка и Курдистанскими узлами и их продол-жениями в зону Загроса, являются следствием не только вдавливания Аравийской плиты, но и ее вращения против часовой стрелки, что ув-лекает и вытесняет к западу блоки у фронтальной части. В зоне Ар-мянского нагорья, зажатой между Северо-Анатолийским разломом, ее продолжением на восток (к очагу Чалдыранского землетрясения) и Кавказским сектором, системами левосторонних разломов образо-ваны протяженные блоки С—В направления, с вращательной компо-нентой по часовой стрелке.

Северо-Анатолийский разлом является правосторонним транс-формным, а Южно-Анатолийский—левосторонним, в Ю—З части со-провождается взбросами. На основе изучения смещений геологи-ческих структур и механизма очагов, суммарное смещение на Северо-Анатолийском разломе оценивается $\sim 85 \pm 5$ км, на Южно-Анатолий-ском разломе $\sim 22 \div 27$ км [16]. Для объяснения сподвижек по Севе-ро- и Южно-Анатолийским разломам, рассматривается модель дви-жения Анатолийской плиты к западу с вращением против часовой стрелки [17].

На С—З Ирана и в зоне южного Каспия наблюдается нескль-ко иная картина, блоки двигаются к северу, северо-западу с замед-лением, упираясь в Кавказский сектор. Так, Южно-Каспийская микро-плита, из-за давления и вращательного движения против часовой стрелки Аравийской плиты, вталкивается в зону сжатия восточного Кавказа, а Северо-Иранская микроплита вклинивается с замедлени-ем к северу (рис. 2). Взаимодействие этих двух микроплит приводит к сильному сжатию и концентрации напряжений на юге и юго-западе Каспия, в провинции Гилян.

Резюмируя полученные результаты, можно сказать, что регио-нальные напряжения в Т—К, возникающие из-за давления Аравий-ской плиты, в первую очередь концентрируются в Кавказском секто-ре, затем, из-за сокращения коры в зоне Транскавказа в направлении С—Ю и растяжения этой зоны в направлении З—В происходит кон-

центрация напряжений в Армянском нагорье и Ерзынка—Ванской зоне. Вследствие этого Черноморская и Анатолийская микроплиты вытесняются к С—З и западу [3]. Одновременно с этим происходит концентрация напряжений на С—З Ирана и на юге Каспия. Таким образом, активизация на Кавказском секторе может являться индикатором темпа движения Аравийской плиты и предвещать катастрофические землетрясения на Армянском нагорье и на С—З Ирана [3, 4, 13].

Институт геологических наук АН Армении,
Опытно-методическая сейсмопрогностическая экспедиция
АН Армении

Поступила 27.IV.1990.

Ս. Ս. ՀԱՎՈՐՅԱՆ, Կ. Մ. ԶԱՎԻՆՅԱՆ

ՏԱՎՐՈՍ-ԿՈՎԿԱՍՅԱՆ ՄԱՐԶԻ ՌԻՎԵՂ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻ ՕՋԱԽՆ ՐԻ
ՄԵԽԱՆԻԶՄՆԵՐԸ, ԵՎ ՍԱՀԱ-ԲԵԿՈՐԱՅԻՆ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՐԻ ԴԻՆԱՄԻԿԱ
Ա մ փ ո փ ո մ

Տարբեր աղբյուրներից հավաքված 88 ուժեղ երկրաշարժերի օջախների մեխանիզմների ուսումնասիրության հիման վրա կազմված է Տավրոս-Կովկասյան մարզի կոտրասված սալա-բեկորային կառուցվածքի գինամիկ մոդելը: Ցույց է տրված, որ միկրոսալ-բեկորների տեղաշարժերը, հորիզոնական շարժումները և պտույտները բացատրվում են Արարական սալի դեպի հյուսիս ուղղված շարժումով և ժամացույցի սլաքի շարժման ուղղութիւնը հակառակ պտույտով: Վերլուծութիւնից պարզվել է, որ Տավրոս-Կովկասյան մարզի երկրակեղևի լարվածությունները, որոնք առաջանում են Արարական սալի մխրճման պատճառով, սկզբում կուտակվում են Կովկասյան հասվածում, որի պատճառով Գորդիստանի հանգույցն է հարուցելով նրա ակտիվացումը, իսկ հետո տեղի է ունենում լարվածությունների կուտակում Երզնկա-Վան գոտում և Իրանի հյուսիս-արևմտյան հասվածում, որտեղ տեղի են ունենում ալերիչ երկրաշարժեր:

S. S. HAVRYAN, G. M. DJAGHINIAN

STRONG EARTHQUAKES FOCAL MECHANISMS OF THE TAURUS-CAUCASIN REGION AND PLATE-BLOCK STRUCTURE DYNAMICS

Abstract

On the basis of 88 strong earthquakes focal mechanisms investigation the Taurus-Caucasian region plate-block structure is analysed as well as its dynamically splintered model is worked out. It is shown, that microplates-blocks displacements, horizontal movements and rotations are coordinated and explained by a north-directed movement and a counter clockwise rotation of the Arabian plate. As a result of the analysis it is revealed, that Taurus-Caucasian regional stresses, due to the Arabian plate wedging in, at first are concentrated in the Caucasian sector, having its summit in the Kurdistan knot and activizing the latter. After that the stresses concentrate in the Yerzinka-Van zone and in NW Iran, where the catastrophic earthquakes take place.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян С. Ц. О тектонической реконструкции Кавказа и сопредельных территорий. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1982, № 1, с. 25—38.
2. Акопян С. Ц. Тектоника плит и блоковая структура Кавказа и сопредельных территорий. В кн.: Неотектоника и динамика литосферы подвижных областей территории СССР—Ташкент, 1983, с. 73—80.
3. Акопян С. Ц. Тектоника плит в Альпийско-Гималайском поясе и некоторые прогностические критерии. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1985, № 6, с. 39—49.
4. Акопян С. Ц., Баласанян В. С., Микаелян А. О. Некоторые региональные сейсмотектонические аспекты подготовки Спитакского землетрясения. Тез. докл. международного семинара «Спитак-88», Ереван, 1989, с. 36—37.
5. Асланян А. Т., Караханян А. С., Микаелян А. О., Акопян С. Ц., Закарян К. А. Некоторые особенности глубинного строения Тавро-Кавказского региона по данным дистанционного зондирования и сейсмических исследований. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, № 3, с. 11—19.
6. Балакина Л. Н., Введенская А. В. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972, с. 118—132.
7. Вардапетян А. Н. Относительные перемещения по разломам Черноморско-Киприйского региона. В кн.: Неотектоника и динамика литосферы подвижных областей территории СССР, Ташкент, 1983, с. 81—86.
8. Карапетян Н. К. Напряженное состояние в очагах землетрясений Армении и механизмы их возникновения. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, № 3, с. 42—49.
9. Карапетян Н. К. Механизмы очагов землетрясений и напряженно-деформированное состояние трех регионов Армянского нагорья. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, № 2, с. 47—56.
10. Караханян А. С. Системы линейментов Анатолийско-Кавказско-Иранского региона и их геодинамическая интерпретация. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, № 6, с. 11—22.
11. Караханян А. С. Активные разломы и сейсмичность Армянского нагорья. Тез. докл. XXIII Всесоюзного тектонического совещания «Геодинамика и развитие тектоносферы», М., 1990, с. 12—14.
12. Строение, напряженно-деформированное состояние и условия сейсмичности литосферы Малого Кавказа. Тбилиси, 1983, с. 47—56.
13. Akopian S. Gz., Karakhanian A. S. Analysis of the space-time connection between the earthquakes of the Caucasus and Van-Erzindjan zone. Abstracts 3-rd Intern. Symp. Ann. Seism. Risk, Czechoslovakia, 1985, p. 4.
14. Berberian M. Contribution to the seismotectonics of Iran (Part 3) Rep. Geol. Surv. of Iran, 1977, № 40.
15. Earthquake Spectra. Special supplement, Armenia Earthquake Reconnaissance Report. Editors L. A. Wille, J. R. Filson, Earth. Eng. Res. Inst. USA, 1989, p. 1—12.
16. Jackson J., McKenzie D. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. Geoph. J. R. Astr. Soc., 1984, 77, p. 188—231.
17. Rotstein Y. Counterclockwise rotation of the Anatolian block. Tectonophysics, 108, 1984, p. 71—91.
18. Tsalalenko J. S. A reconnaissance of the seismicity and tectonics at the northern border of the Van's plate Lake Van region. Rep. Geogr. Phys. Geol. Dyn., 19, 1977, p. 198—208.
19. Toksöz M. N., Nabele J., Arpat E. Source parameters of the 1976 earthquake in east Turkey: a comparison of field data and teleseismic results. Tectonophysics, 49, 1978, p. 199—205.
20. Wong H. K., Finckh P. Shallow structures in Lake Van in the Geology of Lake Van. Eds Degens, E. T. Kurtman, M. T. A. Rep, № 1969, 1968, p. 20—28.

УДК: 550.9845

Т. Н. КЮРЕГЯЧ

ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ПРУДОВЫХ ХОЗЯЙСТВ ЕХЕГНУТА

В целях исследования гидрохимического режима в рыбохозяйственных прудах, по Ехегнутскому рыбопитомнику (нагульные пруды I и II участков, выростные пруды) были обобщены некоторые показатели химического состава вод за период 1985—1987 гг., а также проб донных осадков, отобранных в шести прудах хозяйства. Обращалось также внимание на химический состав источников, питающих вышеупомянутое рыбное хозяйство. Донные осадки анализировались эмиссионным спектрографом ДФС-13 на широкий круг микроэлементов.

Для сравнительного анализа химических компонентов донных осадков и почв, из последних были отобраны пробы из бортов по методу сетки, непосредственно аллохтонно влияющие на первые. Спектральными анализами в донных осадках и почвах были выявлены следующие химические элементы: кремний, алюминий, магний, кальций, железо, марганец, никель, кобальт, титан, ванадий, хром, молибден, цирконий, медь, свинец, цинк, галлий, иттербий, лантан, стронций, барий, бериллий, а в пределах обнаружения—теллур, германий, индий, литий, рубидий.

Данные по микрокомпонентному составу вод отсутствуют, поэтому для гидрохимической доэрочной характеристики были исследованы важные показатели: содержание кислорода в источниках и в водах прудов; свободная двуокись углерода; перманганатная окисляемость и pH среды.

Донные осадки анализировались люминисцентным методом на предмет наличия органических соединений и карбоната кальция. При взятии проб донных осадков применялись герметически хорошо защищенные пластмассовые баночки емкостью 0,2 л.

Весь полученный материал по прудам рыбного хозяйства интерпретировался в соответствии с Инструкциями [1, 2].

В природных водах имеется ряд компонентов, под воздействием которых повышается ее растворяющая способность. Наиболее важную роль среди них играют H^+ , CO_2 , O_2 и живые организмы. На почву и воду рыбоводных прудов влияет также техногенная деятельность, которая вводит свои коррективы в систему равновесия: вода-почва-живой организм. В этой системе важную роль играют исследования по режимным наблюдениям химического состава вод прудов, их питающих водотоков, почвенно-химические условия и среднесезонные показатели биотического баланса прудовой экосистемы.

Вышеупомянутые параметры рассмотрены на примере прудов Ехегнутского карпового хозяйства. Среднегодовой показатель по содержанию кислорода в воде прудов I и II участков указывает на нестабильность его в апреле-сентябре месяцах. Если технологическим нормам соответствуют апрель-май месяцы (6 мг/л-ПДК рыбохозяйственного водопользования), то в остальное время содержание кислорода в воде прудов ниже допустимого предела, что ведет к опасности замора. Это подтверждается тем обстоятельством, что содержание O_2 иногда достигает величины меньше 5 мг/л и, если его сравнить со средним показателем содержания кислорода по минимальности посадки рыбы в прудах, т. е. 20 000 шт/га, то гидрохимический режим становится неблагоприятным. Отмечается прямая коррелятивная связь между содержанием кислорода в прудах и питающих их водоемках.

Также неудовлетворительно обстоит дело с содержанием свободной углекислоты, т. к. этот показатель не соответствует технологической норме и находится выше ПДК.

Необходимо обратить внимание на гидрокарбонатность источника. В последних содержание CO_2 не коррелируется с содержанием HCO_3^- в водах прудов, что является прямым следствием ненормированного привноса извести и нарушения гидрохимического режима прудов. Вследствие этого в донных осадках содержание карбоната кальция доходит до 11,9%.

Содержание CO_2 как в источнике, так и в прудах превышает нормативы. При улучшении качества воды в источнике, особенно если снижается ее жесткость, можно улучшить экосистему прудов. Среднемесячные данные по водородному показателю находятся в норме и при доведении CO_2 к ПДК концентрация водородных ионов остается почти неизменной.

По среднесезонным расчетам водородный показатель воды как в прудах, так и в водоемках соответствует технологическим нормам (рН—7,0—8,5), и хозяйственная деятельность человека почти не влияет на эти параметры.

Большую роль в гидрохимии прудов, где затруднена циркуляция воды внутри водоема, имеет привнесение и накопление как в донных осадках, так и в водах органического вещества. Люминисцентный анализ органического вещества показал (табл. 1, 2), что происходит накопление в донных осадках не очень большого количества гуминового вещества, но заметны накопления токсически вредных маслянисто-смолистых битумов типа А. При поздней культивации дна водоемов это приводит к массовым заморам рыбы или неприятному вкусу рыбопродуктов.

Особый интерес вызывает геохимия донных осадков прудовых хозяйств. Последние находятся в неглубоких естественных котловинах, берега и дно которых составляют светло-каштановые почвы Арагатской долины. Анализ химического состава почв и донных осадков приведен в таблице 2. Здесь очевидны также аллохтонные процессы, приводящие в результате хозяйственной деятельности человека к известкованию прудов. В результате оседания на дно нерастворимых токсичных осадков магния, кальция, железа и марганца резко меня-

Таблица 1

Органические составляющие в донных осадках
Ехегнутского питомника за 1988 г.

№ №	№ образца	Содерж. С орг. гум. в-в п. %	Содерж. С орг. п. %	Тип битума	Нераств. осадок п. %	Содерж. С п. %	Содерж. п. п. в. %
1	ЗП-2	0.0005	0.3705	МСБА	62.35	0.2957	9.56
2	ЗП-3	0.0069	0.2339	·	64.49	0.3043	8.74
3	ЗП-4	0.0061	0.2386	·	72.33	0.7552	9.63
4	ЗП-5	0.0047	0.2038	·	64.83	0.2082	11.24
5	ЗП-6	0.0041	0.2681	СБА	64.97	0.1581	11.90
6	ЗП-7	0.0070	0.2156	·	66.29	0.1139	10.97

Примечание: МСБА—маслянисто-смолистые битумы типа А; СБА—смолистые битумы типа А.

Анализы выполнены в лаборатории геологии нефти ИГН АН Армении.

ются физико-химические условия среды обитания рыб (особенно карпа, взмучивающего ил при поисках пищи), способствуя минерализации прудовых вод.

По коэффициенту накопления (отношение содержания элемента в донных осадках к почвам) химические элементы располагаются по убыванию таким образом: $\text{Mg} \rightarrow \text{Ca} \rightarrow \text{V} \rightarrow \text{Fe} \rightarrow (\text{Mn}, \text{Ti}, \text{Ga}) \rightarrow \text{La} \rightarrow \text{It} \rightarrow \text{Ib} \rightarrow \text{Cr} \rightarrow \text{Sr} \rightarrow (\text{Si}, \text{Al}, \text{Ni}, \text{Ba}) \rightarrow \text{Zr} \rightarrow \text{Cu} \rightarrow \text{Pb} \rightarrow \text{Mo} \rightarrow \text{Zn} \rightarrow \text{Co} \rightarrow \text{Be}$.

По степени накопления отмеченные элементы делятся на три группы.

а) интенсивного накопления (привнос)— $\text{Mg}, \text{Ca}, \text{V}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Ti}, \text{Ga}$;

Средние показатели химического состава донных осадков
и почв из прудов Ехегнутского рыбопитомника за 1988 г.

Элементы	Среднее содержание в %		Коэф- ф. конденса- ции
	донные осадки	почвы	
Кремний	>10	>10	1
Алюминий	>10	>10	1
Магний	>10	0,18	55,5
Кальций	5,3	0,13	40
Железо	4,8	0,42	11,4
Марганец	$5,4 \cdot 10^{-2}$	$5,5 \cdot 10^{-2}$	10
Никель	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	1
Кобальт	$0,2 \cdot 10^{-2}$	$0,1 \cdot 10^{-2}$	0,2
Титан	$4,2 \cdot 10^{-1}$	$4,2 \cdot 10^{-2}$	10
Ванадий	$0,9 \cdot 10^{-2}$	$7,5 \cdot 10^{-2}$	12
Хром	$4,5 \cdot 10^{-2}$	$7,5 \cdot 10^{-2}$	4,6
Молибден	$0,4 \cdot 10^{-2}$	$0,1 \cdot 10^{-2}$	0,4
Цирконий	$3,2 \cdot 10^{-2}$	$0,4 \cdot 10^{-1}$	0,8
Медь	$0,7 \cdot 10^{-2}$	$0,1 \cdot 10^{-2}$	0,7
Свинец	$0,1 \cdot 10^{-2}$	$0,2 \cdot 10^{-2}$	0,5
Цинк	$0,1 \cdot 10^{-1}$	$0,4 \cdot 10^{-1}$	0,25
Галлий	$0,1 \cdot 10^{-2}$	$0,1 \cdot 10^{-2}$	10
Иттрий	$0,3 \cdot 10^{-2}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$	5,3
Иттербий	$0,5 \cdot 10^{-2}$	$0,1 \cdot 10^{-2}$	5
Лантан	$0,2 \cdot 10^{-2}$	$3,2 \cdot 10^{-2}$	6,2
Стронций	$0,6 \cdot 10^{-2}$	$3,2 \cdot 10^{-2}$	0,2
Барий	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$	1
Бериллий	$0,1 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$	0,04

Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГи АН Армении.

б) средне-интенсивного накопления (сбалансированный привнос-вынос) — La, Tb, Cr, Sr, Ba,

в) малого накопления (вынос) — Zr, Cu, Mo, Zn, Co, Be.

Динамика процессов привноса-выноса этих элементов меняется в зависимости от биоклиматических условий. Ряд элементов, меняя среду, переходит то в воду, то снова осаждается на дно, что способствует созданию токсичной обстановки для рыб.

Иную гидрохимическую обстановку представляет химический состав вод Ехегнутского госпитомника. Если в водоемисточнике содержание кислорода (6 мг/л) и водородного показателя (7,0—8,5) соответствуют технологическим нормам, то в прудах первое ниже нормы.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие рекомендации:

- при проведении эксплуатации рыбохозяйственных прудов следует обращать особое внимание на нормирование известкования и усиливать циркуляцию приповерхностных вод, глубиной до 1 м;
- для более целенаправленного исследования гидрохимического режима прудов необходимо проводить следующие опытно-методические работы по схеме: установить режимные наблюдения над подземными источниками и поверхностными водами, питающими пруды, где главными параметрами изучения должны быть — динамика вод, физико-химические показатели, макро- и микро-компонентный состав вод;
- учитывая экологическую нестабильность зоны, каковой является Араратская долина, проводить гидрохимические режимные наблюдения по водотокам.

Институт геологических наук
АН Армении

Поступила 12.III.1990.

1. Инструкция по отбору и консервированию проб для анализа на содержание токсических веществ. М., 1984.
2. Сборник нормативно-технологической документации по товарному рыбоводству. Т. 2, М., Агропромиздат, 1986.

Известия АН Армении. Науки о Земле, 1992, XLV, № 2, 59—64

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 550.382.7

А. А. ВАРДАНЯН, Г. Б. НЕЧАЕВА

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ АНОМАЛИЯ, ОБНАРУЖЕННАЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОЗЕРНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ШИРАКСКОЙ КОТЛОВИНЫ

В настоящее время не вызывает сомнения факт существования экскурсов геомагнитного поля (случаи обнаружения экскурса исчисляются сотнями) [7]. Основная задача, связанная с изучением экскурсов, заключается в том, чтобы установить, имеют ли они глобальный или региональный характер. Задача эта решается непросто, поскольку требует надежной возрастной привязки каждого случая наблюдения экскурса, не говоря уже о доказательстве геофизической природы каждой наблюдаемой палеомагнитной аномалии, как обязательном условии такого исследования. Наиболее удачным представляется случай, когда одна и та же ПМА фиксируется в нескольких параллельных разрезах, достаточно удаленных и отличающихся по литологическому составу, как, например, в работе [2]. Однако и случаи единичных наблюдений экскурсов заслуживают внимания, т. к. в дальнейшем по мере накопления данных могут сыграть роль в получении общей статистической картины распределения экскурсов во времени и пространстве.

Авторы настоящей работы не ставили специальной задачи выявления экскурсов. Однако при изучении палеоземных вариаций на одном из самых мощных разрезов озерно-аллювиальных плейстоценовых отложений Ширакской котловины (Арапи) была обнаружена зона аномальной полярности, заметно отличающаяся по своим палеомагнитным характеристикам при сравнительно однородном литологическом составе толщи и занимающая примерно треть общей мощности разреза, составляющей ~17 м.

Материал, отобранный в Ширакской котловине, охватывает значительную часть арапийской свиты, являющейся частью непрерывного седиментационного цикла древнего Ширакского озера. В основу стратиграфического подразделения ширакских отложений положен биостратиграфический и палеоклиматический принцип (изучение фауны млекопитающих, споровопыльцевой анализ и т. д.) [6].

Арапийская свита может быть составлена с хазаром Каспийского бассейна, границы которого определены методом неравновесного урана (90—340 тыс. лет назад) [3]. Таким образом можно оценить среднюю скорость осадконакопления вдоль разреза. Если считать процесс осадконакопления равномерным, 1 м осадка накапливается за 2500 лет.

Кроме того, для изученного разреза Арапи, представляющего верхнюю часть арапийской свиты, получена абсолютная дата методом ТЛ (анализ выполнен Куликовым О. А. на кафедре радиохимии и химической технологии—МГУ), а именно 175 ± 35 тыс. лет. Примерно на этом же уровне (~4 м от верха р. Арапи) находится граница озерной и озерно-аллювиальной фаз, которая должна находиться на

1. Инструкция по отбору и консервированию проб для анализа на содержание токсических веществ. М., 1984.
2. Сборник нормативно-технологической документации по товарному рыбоводству. Т. 2, М., Агропромиздат, 1986.

Известия АН Армении. Науки о Земле, 1992, XLV, № 2, 59—64

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 550.382.7

А. А. ВАРДАНЯН, Г. Б. НЕЧАЕВА

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ АНОМАЛИЯ, ОБНАРУЖЕННАЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОЗЕРНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ШИРАКСКОЙ КОТЛОВИНЫ

В настоящее время не вызывает сомнения факт существования экскурсов геомагнитного поля (случаи обнаружения экскурса исчисляются сотнями) [7]. Основная задача, связанная с изучением экскурсов, заключается в том, чтобы установить, имеют ли они глобальный или региональный характер. Задача эта решается непросто, поскольку требует надежной возрастной привязки каждого случая наблюдения экскурса, не говоря уже о доказательстве геофизической природы каждой наблюдаемой палеомагнитной аномалии, как обязательном условии такого исследования. Наиболее удачным представляется случай, когда одна и та же ПМА фиксируется в нескольких параллельных разрезах, достаточно удаленных и отличающихся по литологическому составу, как, например, в работе [2]. Однако и случаи единичных наблюдений экскурсов заслуживают внимания, т. к. в дальнейшем по мере накопления данных могут сыграть роль в получении общей статистической картины распределения экскурсов во времени и пространстве.

Авторы настоящей работы не ставили специальной задачи выявления экскурсов. Однако при изучении палеоземных вариаций на одном из самых мощных разрезов озерно-аллювиальных плейстоценовых отложений Ширакской котловины (Арапи) была обнаружена зона аномальной полярности, заметно отличающаяся по своим палеомагнитным характеристикам при сравнительно однородном литологическом составе толщи и занимающая примерно треть общей мощности разреза, составляющей ~17 м.

Материал, отобранный в Ширакской котловине, охватывает значительную часть арапийской свиты, являющейся частью непрерывного седиментационного цикла древнего Ширакского озера. В основу стратиграфического подразделения ширакских отложений положен биостратиграфический и палеоклиматический принцип (изучение фауны млекопитающих, споровопыльцевой анализ и т. д.) [6].

Арапийская свита может быть составлена с хазаром Каспийского бассейна, границы которого определены методом неравновесного урана (90—340 тыс. лет назад) [3]. Таким образом можно оценить среднюю скорость осадконакопления вдоль разреза. Если считать процесс осадконакопления равномерным, 1 м осадка накапливается за 2500 лет.

Кроме того, для изученного разреза Арапи, представляющего верхнюю часть арапийской свиты, получена абсолютная дата методом ТЛ (анализ выполнен Куликовым О. А. на кафедре радиохимии и химической технологии—МГУ), а именно 175 ± 35 тыс. лет. Примерно на этом же уровне (~4 м от верха р. Арапи) находится граница озерной и озерно-аллювиальной фаз, которая должна находиться на

уровне ~ 170 тыс лет т. н., если принять во внимание среднюю скорость осадконакопления и тот факт, что мощности упомянутых фаз находятся в соотношении 2:1, так же, как трансгрессивная и регрессивная части каспийского хазара.

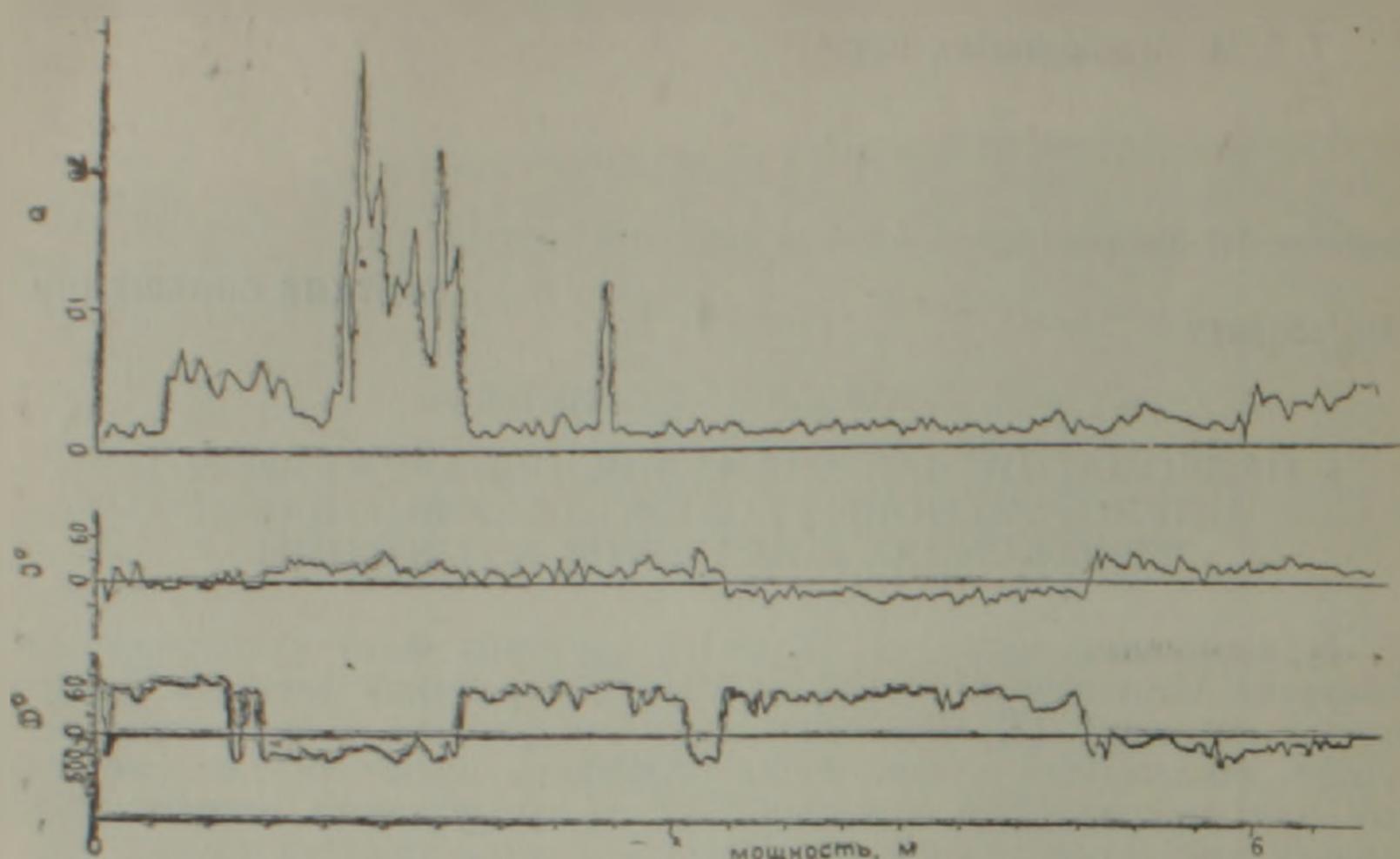


Рис. 1. Палеомагнитная запись склонения (D°); наклонения (I°) и $Q = I_n/\%$, полученная после температурной индукции (200°C) для верхней части разреза Арапи.

Таким образом, 2 независимые и совпадающие в пределах разброса временные оценки позволяют привязать обнаруженную аномалию ПМА более или менее надежно. На рис. 1 представлены изменения D° , I° и $Q = I_n/\%$ в верхней части разреза Арапи, после термочистки 200°C . Аномальная зона имеет следующие особенности. Вначале (снизу вверх по разрезу) происходит поворот голя по D° и I° , затем, после короткого возврата к прежней полярности, происходит поворот только по D° при нормальном I° . Верхняя часть ПМА (она же верхняя часть разреза в целом) характеризуется аномально высокими значениями Q . Это вряд ли можно отнести к изменению поля.

Можно предположить наличие аномально высокой концентрации мелких ферромагнитных частиц, или другого (не ориентационного) вида намагниченности (а именно — химической). То и другое требуют специальных исследований.

Прежде чем перейти к описанию морфологии самого экскурса, остановимся вкратце на магнитно-минералогических характеристиках разреза в связи с проблемой первичности естественной остаточной намагниченности (более подробный анализ для пород такого типа рассмотрен в работе [4]).

Лабораторная вязкость пород не превышает 30% для большинства образцов. Кривые ДТМА показывают наличие в породах двух компонент с точками Кюри (T_c) в области $300\text{--}400^\circ\text{C}$ и около 600°C , причем на кривых повторного нагрева остается только вторая из них (рис. 2а). То же самое подтверждается и характером кривых I_{rs} (H) (рис. 2б).

Изменения с температурой параметров насыщения I_{rs} и H_{cr} (рис. 2в), получаемые при последовательном осуществлении процедуры: нагрев — охлаждение — намагничивание до насыщения и так далее, вплоть до T_c , проявляются в незначительном возрастании (не более 20%) в области $T > 300^\circ\text{C}$.

Изучение прозрачно-полированных шлифов под оптическим микроскопом показало, что рудный элемент (крупные зерна) представ-

лен в основном: а) зернами обломочной формы, что свидетельствует в пользу его аллотигенного происхождения, и б) зернами магнетита, мелкими, удлиненной формы зернами гематита и лейконизированными зернами титаномагнетита.

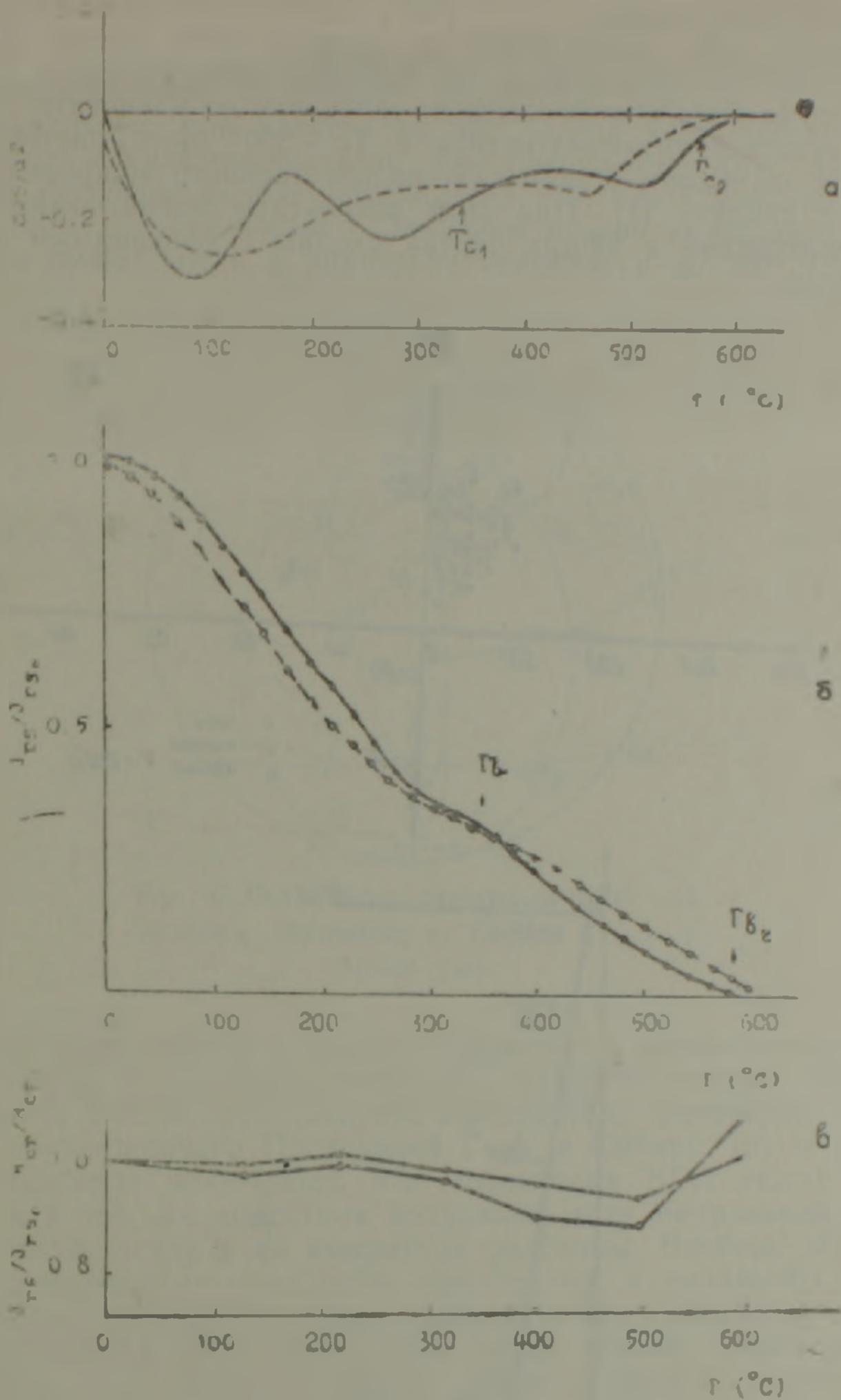


Рис. 2. Результаты магнитноминералогических исследований для образцов разреза Арапи. а) Типичные кривые ДТМ первого (сплошная линия) и второго (пунктир) нагревов. б) температурный ход остаточной намагниченности насыщения первого (сплошная линия) и второго (пунктир) нагревов; в) температурный ход остаточной намагниченности насыщения I_r (—) и разрушающего поля насыщения H_{sd} (---). Все величины приведены к начальным значениям.

Наблюдаемая картина находится в хорошем соответствии с приведенными выше температурными кривыми: основными ферромагнитными компонентами являются магнетит и титаномагнетит с $T_c \sim 300^{\circ}$, возможно слабоокисленный, разрушение которого приводит к исчез-

новению более низкой T_c на кривой второго нагрева $\frac{dl_s}{dT}$ и соответ-
ственно T_b (перегиб) — на кривой $l_r(T)$.

Перераспределение состава в пользу магнетита за счет распада титаномагнетита приводит и к росту параметров насыщения.

Гематит либо присутствует в пренебрежимо малом количестве (его T_c (T_b) не проявляются на кривых), либо является неупорядоченным, то есть мало отличается по свойствам от магнетита.

Присутствие титаномагнетита с $T_c \sim 300^\circ$ было диагностировано в осадках оз. Севан с помощью количественного микрорентгеноспектрального анализа [1]. При этом результаты магнитноминералогических исследований в общих чертах сходны с описанными выше для пород Арзни.

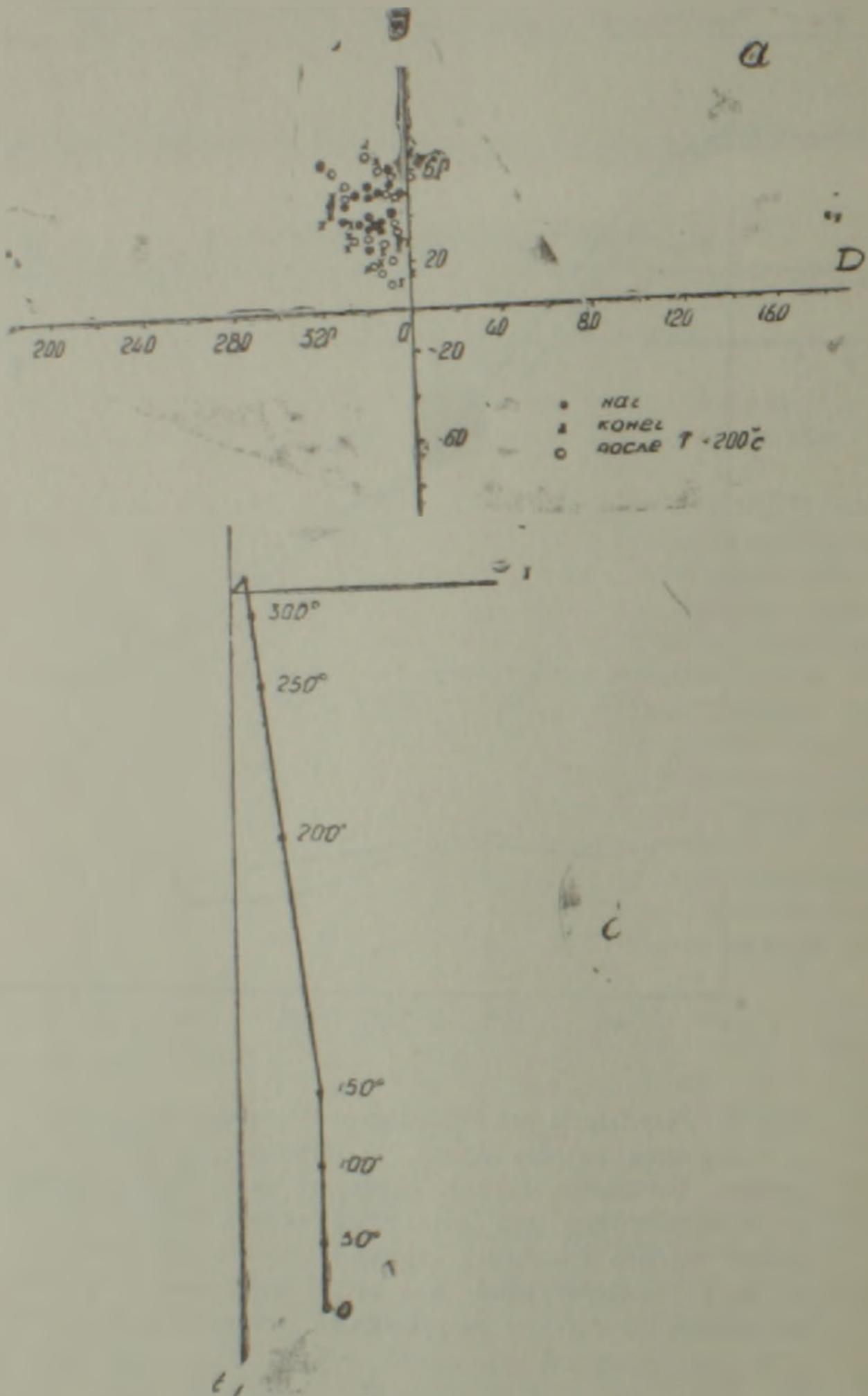


Рис. 3. а) Распределения направлений векторов на диаграмме $D-I$ до нагрева (-), после нагрева до 200°C (\circ) и после нагрева до 380°C (\times). б) Диаграмма Зейдervильда, показывающая изменения с температурой двух компонент вектора l_n (X и Z) для типичного образца аномальной зоны.

Таким образом заключение о том, что два основных ферромагнетика — магнетит и титаномагнетит являются носителями I_n в породах р. Арапи, является вполне вероятным. Титаномагнетит является по происхождению высокотемпературным ферромагнетиком и поэтому в осадочных породах он является, как правило, аллотигенным, то есть первичным.

Второй носитель I_n — магнетит — по всей вероятности, сингенетичен титаномагнетиту, поскольку направление вектора I_n не изменяется существенно при нагреве до 380° , когда часть намагниченности, связанная с титаномагнетитом, уже разрушается (рис. 3а).

Чистка нагревом до 200° обусловлена тем, что изменения направления вектора I_n , связанные с наличием вязкой компоненты, незначительны и имеют место в диапазоне температур до 200° (рис. 3б).

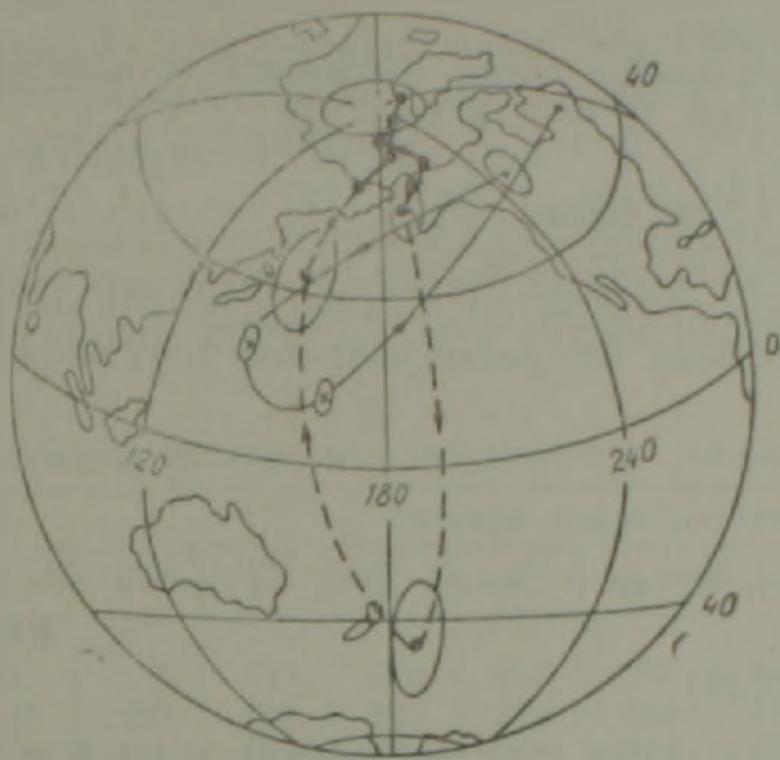


Рис. 4. Сглаженные траектории ВГП для экскурса, изученного в Сибири (·) и в Арапи (X).

Имея в виду доводы в пользу первичности намагниченности, изложенные выше, мы можем вернуться к характеристикам обнаруженной ПМА. На рис. 4 представлены осредненные траектории ВГП для экскурса, обнаруженного Поспеловой Г. А. в Сибири, [8] и для Арапи. Сопоставление показывает, что траектории ВГП лежат примерно в одном и том же долготном интервале, хотя направление движения ВГП вдоль петли и ее амплитуда различны. Вообще, опыт сравнения одновозрастных экскурсов, записанных в различных районах земного шара, показал, что пока поддаются сопоставлению лишь области перемещения ВГП [5]. С этой точки зрения, траектория ВГП для экскурса, записанного в Арапи, лежит в области, типичной для других экскурсов позднего плейстоцена.

Существенной характеристикой ПМА является также продолжительность. В данном случае она может быть оценена по средней скорости осадконакопления, как 7500—8000 лет, то есть время одного основного колебания.

Описанные выше результаты являются предварительными и требуют своего продолжения как в смысле уточнения результатов по имеющейся коллекции, так и получения подтверждения реальности экскурса на параллельном разрезе.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армении

Поступила 30 I 1990

1. Варданян А. А. Изучение тонкой структуры геомагнитного поля на осадочных породах Армении. Автореферат дисс. на соиск. ученой степени канд. физ.-мат. наук, Тбилиси, 1986.
2. Ершник В. И., Молоствовский Э. А. Палеомагнитный разрез плейстоцена нижнего Поволжья. Изв. АН СССР, серия геологическая. М., 1981, с. 71—86.
3. Невесная Л. А., Трубихин В. М. История Каспийского бассейна и его фауна моллюсков в позднем плиоцене и раннем—плейстоцене. В кн.: Антропология Евразии, Наука, М., 1984, с. 19—27.
4. Петросян Г. И., Варданян А. А. Природа гамма-ненности осадков Ширакской котловины. Тезисы докладов III Всесоюзный съезд по геомагнетизму, Киев, 1986, с. 317.
5. Петросян Г. И., Постолова Г. А. Экскурсы геомагнитного поля как особый объект изучения. В сб. Трудов симпозиума КАПГ «Магнитостратиграфическая шкала кайнозоя», Болгария, 1988.
6. Сагдян Ю. В. Погребенные почвы Ширакской котловины. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1968, № 1—2, с. 145—158.
7. Wiegand F., Petrova G. N., Pospelova G. A. Magnetostratigraphical scale in the steppe (Geomagnetic field in Quaternary, Potsdam ZIPHE AW DDR, 1989, p. 95—100 (в печати).
8. Pospelova G. A. Excursions of the Geomagnetic field during Brunhes epoch 245—262. Aktuelle probleme der geomagnetischen forschung, Potsdam 1981.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1992, XI.V, № 2, 64—68.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.348.436.03 (479.25)

Р. О. АМАСЯН, Л. А. МАНУКЯН, В. О. ВАРДАНЯН

РАСЧЕТНЫЕ ПАРАМЕТРЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ В ГОРОДЕ ЛЕНИНАКАНЕ ПРИ СПИТАКСКОМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ 0.7.12.1988 ГОДА

Развитие теории сейсмостойкости невозможно без количественной сейсмологической информации в виде сейсмограмм, велосигграмм и акселерограмм, получаемых сейсморегистрирующими приборами. Сказанное в большей мере касается инструментальных записей колебаний почвы при сильных землетрясениях. Спитакское землетрясение, происшедшее 7 декабря 1988 г., несомненно относится к группе сильных землетрясений, разрушительные последствия которого особенно ощутимыми были в городах Спитаке и Ленинакане. Эти города застроены многоэтажными каменными и железобетонными зданиями из конструкций, которые проектировались в последние 10—20 лет и считались сейсмостойкими (!?). Спитакское землетрясение выявило многие недостатки проектирования сейсмостойких зданий, градостроительства, инженерно-сейсмометрической службы, сейсмического районирования и т. д. Так или иначе исследования последствий этого разрушительного землетрясения и детальный анализ полученных данных позволят избежать новых ошибок и повысить надежность проектируемых и строящихся объектов жизнеобеспечения. Наиболее точную информацию для определения сейсмических сил могут дать только инструментальные записи колебаний грунта при сильных землетрясениях. Регистрированные движения почвы являются ценным материалом для сейсмологов и строителей. Остается только сожалеть, что в Ленинакане, да и не только там, записи основного толчка Спитакского землетрясения не были зарегистрированы. Правда, некоторые сейсмометрические станции Ленинакана были оснащены маятниковыми сейсмометрами типа «ИГИС», с помощью которых были получены инструментальные спектры ускорений.

1. Варданян А. А. Изучение тонкой структуры геомагнитного поля на осадочных породах Армении. Автореферат дисс. на соиск. ученой степени канд. физ.-мат. наук, Тбилиси, 1986.
2. Ершник В. И., Молоствовский Э. А. Палеомагнитный разрез плейстоцена нижнего Поволжья. Изв. АН СССР, серия геологическая. М., 1981, с. 71—86.
3. Невесная Л. А., Трубихин В. М. История Каспийского бассейна и его фауны моллюсков в позднем плиоцене и раннем—плейстоцене. В кн.: Антропология Евразии, Наука, М., 1984, с. 19—27.
4. Петросян Г. И., Варданян А. А. Природа гамма-ненности осадков Ширакской котловины. Тезисы докладов III Всесоюзный съезд по геомагнетизму, Киев, 1986, с. 317.
5. Петросян Г. И., Постолова Г. А. Экскурсы геомагнитного поля как особый объект изучения. В сб. Трудов симпозиума КАПГ «Магнитостратиграфическая шкала кайнозоя», Болгария, 1988.
6. Сагдян Ю. В. Погребенные почвы Ширакской котловины. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1968, № 1—2, с. 145—158.
7. Wiegand F., Petrova G. N., Pospelova G. A. Magnetostratigraphical scale in the steppe (Geomagnetic field in Quaternary, Potsdam ZIPHE AW DDR, 1989, p. 95—100 (в печати).
8. Pospelova G. A. Excursions of the Geomagnetic field during Brunhes epoch 245—262. Aktuelle probleme der geomagnetischen forschung, Potsdam 1981.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1992, XLV, № 2, 64—68.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.348.436.03 (479.25)

Р. О. АМАСЯН, Л. А. МАНУКЯН, В. О. ВАРДАНЯН

РАСЧЕТНЫЕ ПАРАМЕТРЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ В ГОРОДЕ ЛЕНИНАКАНЕ ПРИ СПИТАКСКОМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ 0.7.12.1988 ГОДА

Развитие теории сейсмостойкости невозможно без количественной сейсмологической информации в виде сейсмограмм, велосигграмм и акселерограмм, получаемых сейсморегистрирующими приборами. Сказанное в большей мере касается инструментальных записей колебаний почвы при сильных землетрясениях. Спитакское землетрясение, происшедшее 7 декабря 1988 г., несомненно относится к группе сильных землетрясений, разрушительные последствия которого особенно ощутимыми были в городах Спитаке и Ленинакане. Эти города застроены многоэтажными каменными и железобетонными зданиями из конструкций, которые проектировались в последние 10—20 лет и считались сейсмостойкими (!?). Спитакское землетрясение выявило многие недостатки проектирования сейсмостойких зданий, градостроительства, инженерно-сейсмометрической службы, сейсмического районирования и т. д. Так или иначе исследования последствий этого разрушительного землетрясения и детальный анализ полученных данных позволят избежать новых ошибок и повысить надежность проектируемых и строящихся объектов жизнеобеспечения. Наиболее точную информацию для определения сейсмических сил могут дать только инструментальные записи колебаний грунта при сильных землетрясениях. Регистрированные движения почвы являются ценным материалом для сейсмологов и строителей. Остается только сожалеть, что в Ленинакане, да и не только там, записи основного толчка Спитакского землетрясения не были зарегистрированы. Правда, некоторые сейсмометрические станции Ленинакана были оснащены маятниковыми сейсмометрами типа «ИГИС», с помощью которых были получены инструментальные спектры ускорений.

Попробуем, используя эти инструментальные спектры, получить запись ускорения, которая в некотором приближении могла бы заменить истинную акселерограмму движения грунта. Идея метода заключается в следующем [1]. Из группы спектров реакций для одно-массового осциллятора, которые построены по инструментальным записям прошедших землетрясений, выбрать тот спектр, который был бы достаточно близок к инструментальному спектру, полученному с помощью «ИГИС». Или еще точнее, найти спектр, который имеет наименьшее среднеквадратическое отклонение от инструментального спектра. Акселерограмма, соответствующая сравниваемому спектру, и будет той искомой записью, которую можно было бы назвать «истинной» расчетной акселерограммой. Предложенный здесь прием мы осуществляем на выборке из 10-ти акселерограмм 7—9-балльных землетрясений, происшедших в США, Японии и Индии [2]. Величины приведенных сейсмических ускорений для всех землетрясений при декременте затухания $\delta=0,3$, для разных периодов собственных колебаний системы с одной степенью свободы, приведены в таблице и сравниваются с инструментальным спектром. Значение декремента затухания для «ИГИС» принято в соответствии с дополнительной проверкой демпферных свойств маятников прибора и равно 0,28. Анализ данных таблицы показывает, что спектр землетрясения № 4 достаточно близок к инструментальному спектру. Это подтверждается тем, что для

Таблица 1

Таблица значений приведенных сейсмических ускорений (см/с²)

T (с)	Инстр. спектр	Номера землетрясений									
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0.05	510	637	270	430	270	269	537	468	480	311	351
0.10	420	536	359	438	299	259	465	475	550	350	517
0.15	330	558	418	453	318	269	681	476	586	489	489
0.20	405	472	594	395	363	294	735	1051	567	501	710
0.25	708	617	743	592	469	278	736	566	735	526	695
0.30	490	768	616	595	414	310	1123	261	781	650	825
0.40	220	933	607	764	427	375	702	168	1075	1024	638
0.60	740	514	553	667	828	495	555	126	1365	428	788
0.80	390	387	319	619	551	688	278	55	910	168	589
1.00	310	311	145	500	427	728	198	33	114	98	506
Среднее квадр. отклонение		267	188	210	156	260	304	330	400	314	230

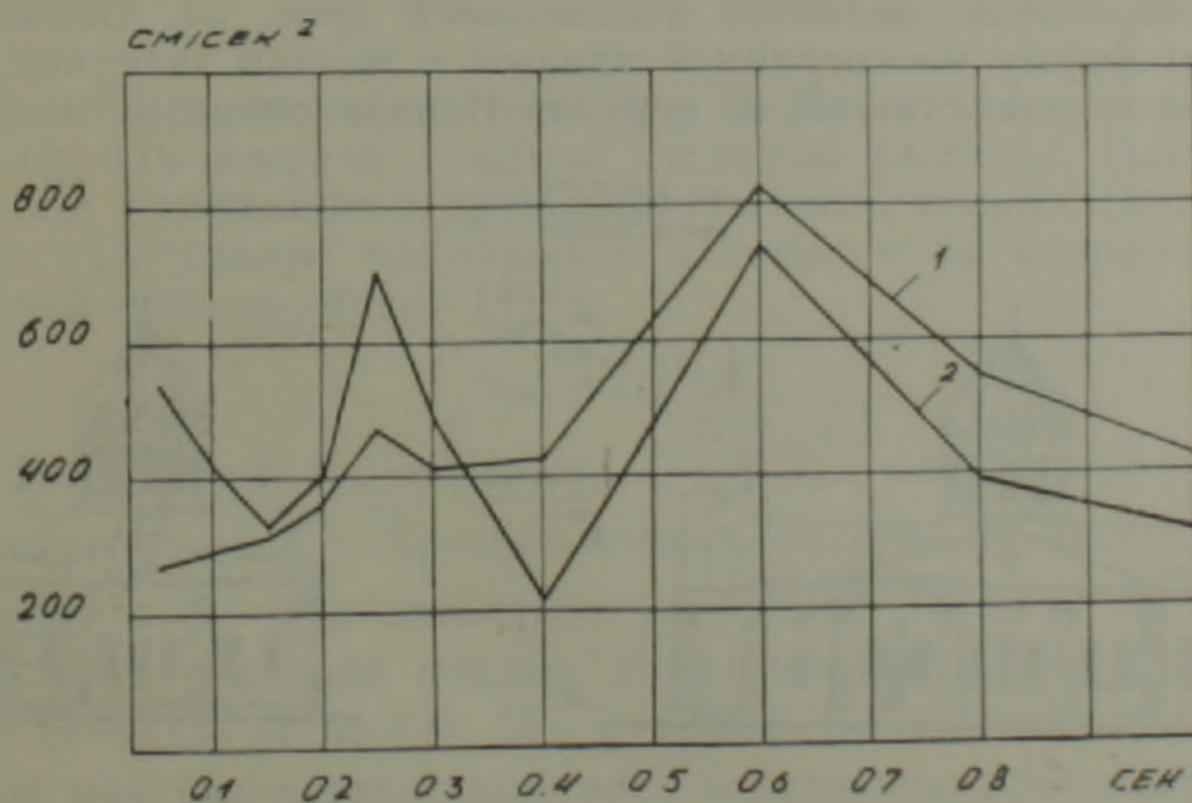


Рис. 1. Спектры ускорения. 1—Matsushiro при $\delta=0,3$; 2—инструментальный спектр, полученный с помощью сейсмометра «ИГИС» (г. Ленинкап. 7 декабря, 1988 г., пункт регистрации ул. Спандаряна, д. 24).

этого землетрясения среднеквадратическое отклонение является наименьшим. Следовательно, акселерограмму землетрясения № 4 можем рассматривать как расчетную акселерограмму для территории города Ленинакана. Номером 4 мы обозначили компоненту С—Ю Японского землетрясения Matsushiro, происшедшего 20.05.66 г., с максимальной амплитудой ускорения 360 см/с^2 , которое классифицируется как 9-балльное землетрясение [2]. На рис. 1 показаны инструментальный спектр и спектр землетрясения Matsushiro, а на рис. 2 показана акселерограмма этого землетрясения, принимаемая в качестве расчетной.

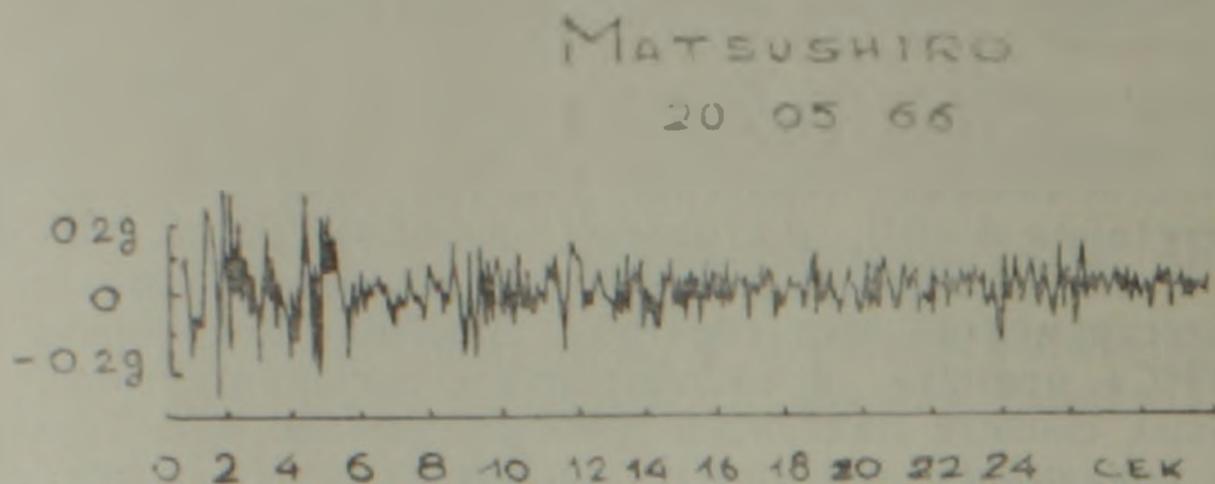


Рис. 2. Расчетная акселерограмма для г. Ленинакана.

Приведенная группа «акселерограмма-спектр ускорения» — разрозненная, генетически между собой не связана. Поэтому группу мы не можем рассматривать как ансамбль, связанный единством содержания. В принципе мы могли бы взять другую группу «акселерограмма-спектр» и делать с ней вышеприведенную процедуру. Конечно, желательно было бы располагать информацией, в частности акселерограммами, полученными в идентичных с северо-западной частью Армении, где находится Ленинакан, сейсмотектоническими, инженерно-геологическими особенностями, что несомненно повысило бы правдоподобность выбранной расчетной акселерограммы. К сожалению, такое уточнение недоступно в современных условиях.

Опишем теперь метод определения максимальной амплитуды ускорения грунта, используя макросейсмические данные, полученные при обследовании церкви «Сурб Аствацацин», которая находится в центральной части Ленинакана. Церковь построена в XIX веке. Она имеет четыре купола, большой из которых находится в центре, а один из трех маленьких является колокольной (рис. 3). Основания куполов имеют форму многогранной призмы и жестко заделаны в нижнюю массивную и жесткую часть церкви. Использованный материал — чер-



Рис. 3. Церковь «Сурб Аствацацин». Пунктиром показаны те части церкви, которые разрушились во время Спитакского землетрясения 07.12.68 г.

ный туф и известковый раствор. Тип кладки—«мидис». Церковь пострадала от землетрясения, особенно сильно повреждены три маленьких купола. Специфичность разрушений этих частей церкви в том, что купола оторвались от своих оснований и опрокинулись, при этом кроме колокольни остальные оторванные части остались целыми.

Сформулируем ту задачу, которую хотим решить. Определить те сдвигающие усилия, возникающие при сейсмическом воздействии, которые могли бы оторвать купол от здания церкви. Для вычислений примем следующую расчетную схему: консольный стержень, защемленный в основании, со ступенчато изменяющейся жесткостью c_1 и c_2 и сосредоточенной массой m на конце консоли (рис. 4а). Так как

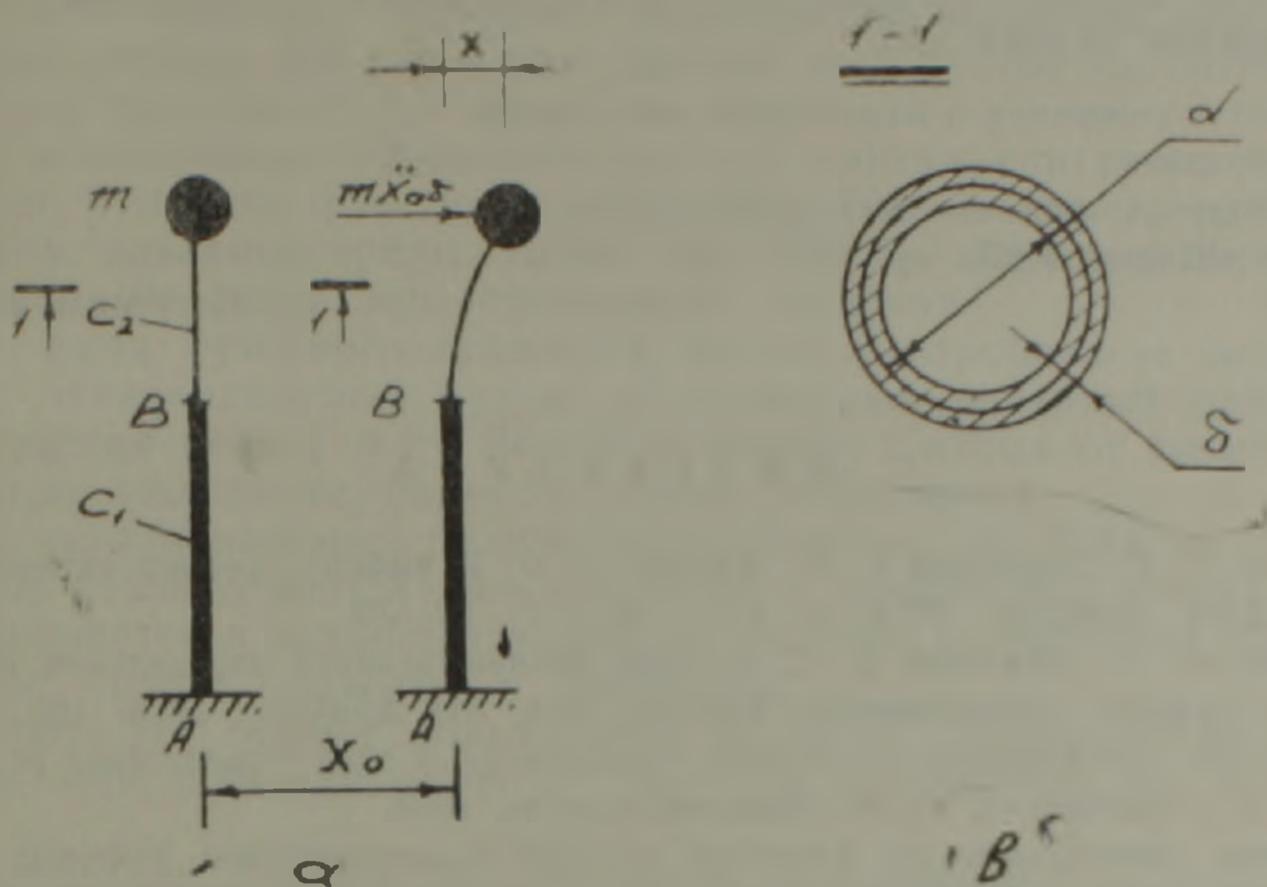


Рис. 4. Расчетная схема перкви «Сурб Аствацацин».

нижняя часть церкви очень жесткая, примем что $c_1 \rightarrow \infty$, при таком допущении импульсная переходная функция между точками А и В стремится к дельта-функции Дирака, т. е. $h(t) \rightarrow \delta(t)$, а это означает, что точка В повторяет движение точки А основания:

$$\ddot{X}_B(t) = \int_0^t \ddot{X}_A(\tau) h(t - \tau) d\tau \approx \ddot{X}_A(t).$$

Здесь \ddot{X}_A , \ddot{X}_B — ускорения точек А и В. После этих упрощений, фактически получим систему с одной степенью свободы. Поперечное сечение купола принимаем в виде тонкостенного кольца (рис. 4б). Максимальное касательное напряжение в сечении от инерционной силы, приложенной к массе, будет [3]:

$$\tau_{\max} = 2Q/\pi d \delta,$$

где смысл d , δ ясен из чертежа, $Q = m \ddot{X}_{\text{аб}}$ — инерционная сила, m — масса купола, $\ddot{X}_{\text{аб}} = \ddot{X}_0 + \ddot{X}$ — абсолютное ускорение массы m , \ddot{X}_0 — ускорение грунта, \ddot{X} — относительное ускорение массы.

Расчетное сопротивление кладки типа «мидис» к срезу для раствора марки 10, $R = 0.07$ МПа [4]. Из условия $\tau_{\max} \approx R$ можем определить возможное максимальное ускорение, действующее на массу m :

$$\ddot{X}_{\text{аб}} = 0.5\pi R d \delta / m.$$

Подставляя значения $m = 10,4$ кгс²/см, $\delta = 45$ см, $d = 185$ см, получим $\ddot{X}_{\text{аб}} = 880$ см/с². Это абсолютное ускорение массы m . Попробуем най-

ти максимальное ускорение основания $\ddot{X}_{\text{отвх}}$. В литературе, посвященной сейсмостойкому строительству, имеются данные, которые показывают, что для жестких зданий с периодом свободных колебаний $T < 0,4$ с, а церковь «Сурб Аствацацин» несомненно является именно такой, отношение $X_{\text{отвх}}/X_{\text{вб}} = 3$ [5]. Используя это отношение, для максимального ускорения основания церкви получим:

$$\ddot{X}_{\text{отвх}} = \ddot{X}_{\text{вб}}/3 \approx 290 \text{ см/с}^2.$$

Это значение, по всей вероятности, несколько завышено, т. е. не учтены вертикальная компонента сейсмического воздействия, микроповреждения церкви от прошлых землетрясений и, конечно, естественное старение здания.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армении.
Институт Армпроект Реставрация,
отдел «Ширак» ГАП.

Поступила 29.VIII.1989

ЛИТЕРАТУРА

1. Назаров А. Г., Дарбинян С. С., Амасян Р. О. К выбору средней акселерограммы. — ДАН АрмССР, 1973, т. LVI, № 1, с. 22—26.
2. Назаров А. Г., Дарбинян С. С. Основы количественного определения интенсивности сильных землетрясений. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974, 166 с.
3. Прочность, устойчивость, колебания. Справочник в трех томах. Под ред. Биргера Н. А. и Пановко Я. Г. М.: Машиностроение, 1968.
4. Стеновые конструкции из камечной кладки с применением туфопых и других строительных камней месторождений Армении. Нормы проектирования и правила производства работ. Ереван: АрмНИИСА, 1987, 46 с.
5. Хачьян Э. Е. Сейсмические воздействия на высотные здания. Ереван, 1973, 328 с.

Известия АН Армении. Науки о Земле, 1992, XI.V, № 2, 68—73.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.348.098

И. Н. КАЗАРОВ

О ВЕРОЯТНОМ МЕХАНИЗМЕ ВОЗНИКНОВЕНИЯ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ*

Из некоторых работ следует, что внутреннее и внешнее ядра Земли имеют вынужденные относительно мантии перемещения и даже вращения, превосходящие по числу оборотов мантию [1, 5]. По расчетам Казарова [5] предполагается, что координаты центра тяжести Земли относительно мантии переменные и зависят от солнечно-земных и лунно-земных связей, а также суточного вращения. Указанные связи приводят к перенапряжениям и деформациям в мантии, образованию трещин в ней и землетрясениям.

По нашему мнению, ряд важных явлений и фактов, которые пока не имеют четкого научного объяснения, можно связать именно с вышеуказанными причинами. К числу таких явлений и фактов относятся: наличие крупных разломов на дне океанов и материков, глубоководные желобы, скачкообразное (нерегулярное) изменение скорости вращения Земли порядка 0,004 секунды в сутки [3] и др.

* Печатается в порядке дискуссии. (Прим. редколлегии).

ти максимальное ускорение основания $\ddot{X}_{\text{отвх}}$. В литературе, посвященной сейсмостойкому строительству, имеются данные, которые показывают, что для жестких зданий с периодом свободных колебаний $T < 0,4$ с, а церковь «Сурб Аствацацин» несомненно является именно такой, отношение $X_{\text{отвх}}/X_{\text{вб}} = 3$ [5]. Используя это отношение, для максимального ускорения основания церкви получим:

$$\ddot{X}_{\text{отвх}} = \ddot{X}_{\text{вб}}/3 \approx 290 \text{ см/с}^2.$$

Это значение, по всей вероятности, несколько завышено, т. е. не учтены вертикальная компонента сейсмического воздействия, микроповреждения церкви от прошлых землетрясений и, конечно, естественное старение здания.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армении.
Институт Армпроект Реставрация,
отдел «Ширак» ГАП.

Поступила 29.VIII.1989

ЛИТЕРАТУРА

1. Назаров А. Г., Дарбинян С. С., Амасян Р. О. К выбору средней акселерограммы. — ДАН АрмССР, 1973, т. LVI, № 1, с. 22—26.
2. Назаров А. Г., Дарбинян С. С. Основы количественного определения интенсивности сильных землетрясений. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1974, 166 с.
3. Прочность, устойчивость, колебания. Справочник в трех томах. Под ред. Биргера Н. А. и Пановко Я. Г. М.: Машиностроение, 1968.
4. Стеновые конструкции из камечной кладки с применением туфопых и других строительных камней месторождений Армении. Нормы проектирования и правила производства работ. Ереван: АрмНИИСА, 1987, 46 с.
5. Хачьян Э. Е. Сейсмические воздействия на высотные здания. Ереван, 1973, 328 с.

Известия АН Армении. Науки о Земле, 1992, XI.V, № 2, 68—73.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.348.098

И. Н. КАЗАРОВ

О ВЕРОЯТНОМ МЕХАНИЗМЕ ВОЗНИКНОВЕНИЯ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ*

Из некоторых работ следует, что внутреннее и внешнее ядра Земли имеют вынужденные относительно мантии перемещения и даже вращения, превосходящие по числу оборотов мантию [1, 5]. По расчетам Казарова [5] предполагается, что координаты центра тяжести Земли относительно мантии переменные и зависят от солнечно-земных и лунно-земных связей, а также суточного вращения. Указанные связи приводят к перенапряжениям и деформациям в мантии, образованию трещин в ней и землетрясениям.

По нашему мнению, ряд важных явлений и фактов, которые пока не имеют четкого научного объяснения, можно связать именно с вышеуказанными причинами. К числу таких явлений и фактов относятся: наличие крупных разломов на дне океанов и материков, глубоководные желобы, скачкообразное (нерегулярное) изменение скорости вращения Земли порядка 0,004 секунды в сутки [3] и др.

* Печатается в порядке дискуссии. (Прим. редколлегии).

Не объяснено почему землетрясение двух-или многостадийное и почему при цунами ударная волна, являющаяся по сроку продуктом разрыва коры, опережает по скорости первую волну.

Поиску причинных связей между указанными явлениями посвящена данная работа.

Из работы Жаркова В. И. и др. [4] известно, что первичные очаги вулканических извержений находятся на глубинах 70—250 км в астеносфере, обладающей повышенной текучестью. Именно в астеносфере образуются базальтовые магмы, которые по трещинам и вулканическим каналам в земной коре изливаются на поверхность Земли с температурой 1200° С.

Под астеносферой, полагают, температура вещества доходит до 1600° С при глубине 400 км, а при глубине до 650—700 км возможно и 2000° С при плотности 4,3 г/см³.

Хотя некоторыми специалистами вся мантия считается твердой, необходимо отметить, что до глубины 650—700 км она тверда и при нормальном давлении среды. Ниже 650—700 км вещество мантии является твердым лишь при громадном давлении.

Если из-за суточного вращения Земли центробежные силы увеличивают экваториальный радиус и уменьшают полярный радиус, то из-за смещения центра масс Земли в сторону Солнца от геометрического центра указанные радиусы также изменяются.

Днем экваториальный радиус короче среднего на 0,35 км, а ночью длиннее на столько же [5]. Это приводит к трещинам в мантии. Точно также изменяется и полярный радиус за полгода на величину $\pm 0,14$ км, что также может привести к трещинам.

В работе [5] вопрос образования трещины рассматривался в общем виде, как побочное явление. Поэтому рассмотрим его более подробно.

Известно, что глубже 700 км очагов землетрясений не отмечается, то есть трещин не бывает. Очевидно, ниже 700 км в мантии бывают лишь перенапряжения, приводящие к изменению ее формы в зависимости от формы нормально-твердой части под астеносферой в интервалах глубин 250—700 км.

Допустим, по причине смещения центра масс Земли согласно работе [5] произошел разрыв в верхней мантии на глубине 700 км. Сейсмодатчики зарегистрируют первый толчок. По этой причине фактически получают два шарообразных, концентрически сообщающихся трещиной сосуда с разными давлениями в них. Один сосуд — высокотемпературная мантия с весьма большим объемом и давлением. Второй сосуд — астеносфера, имеющая более низкие параметры. В первом сосуде по причине падения давления в районе трещины происходит быстрое превращение части твердой мантии в весьма подвижное жидкое и газообразное вещество, которое под давлением 1865 кбар устремляется в астеносферу с давлением 80—100 кбар, где поток резко тормозится. Происходит гидроудар, так как при скоростном воздействии вещество астеносферы ведет себя как твердое тело. Сейсмодатчики же регистрируют второй толчок или группу толчков, но уже с верхней части астеносферы. Именно второй толчок вызывает в океане ударную волну ч, как следствие, цунами.

Если при этом кора не разорвалась или даже разорвалась, а трещина в мантии постепенно закрылась, то катастрофических последствий не последует.

Однако в природе возможен и другой вариант продолжения процесса. Кора от первого и второго толчков не разорвалась или образованные трещины в ней незначительны, а трещина в мантии полностью закрылась. В этом случае происходит постепенное накопление высокотемпературной магмы, имеющей большую плотность, чем астеносфера.

Дополнительным объемом в этом случае служит как переплавление вещества астеносферы с частичным переуплотнением, так и мест-

ное вздутие коры. В зависимости от объема выделившегося газа почва всегда вероятно образование газовой шапки и аномально высокие пластовое давление и температура, с чем часто встречаются буровики.

При достаточно большой площади излияния магмы в астеносферу и существенной разнице плотностей до излияния и после паличие между литосферными плитами разломов создает возможность всплывания на какую то величину части плиты относительно другой, особенно у межконтинентальных разломов.

Указанное локальное излияние магмы приводит к незначительному изменению момента инерции Земли и, как следствие, к нерегулярности суточного вращения.

По указанным вопросам выполним некоторые расчеты. Сначала подсчитаем скорость ударной волны, создающей вторую сильную фазу толчков. Расстояние между расплавленной частью мантии и окончанием трещины в каждом отдельном случае разное. В одном случае это подошва астеносферы глубиной 250 км. в другом—это поверхность Земли. Отсюда и расстояние: максимум 700 км, минимум $700 - 250 = 450$ км. Время между первой и второй фазами толчков обычно 4—10 минут или 240—600 с. Средняя скорость истечения в зависимости от пройденного пути будет в пределах: а) $450:240 \approx 2$ км/с, б) $450:600 \approx 0,8$ км/с, в) $700:240 \approx 2,9$ км/с.

Рассчитаем эту же скорость в щели, образованной трещиной, по уравнению Бернулли, хотя жидкость у нас не вода.

$$V = \varphi \sqrt{2gH} \quad (1)$$

где φ —коэффициент скорости. Для известных случаев истечения волны $\varphi \approx 0,6$. H -напор в *мат.*, $H = (1865 - 80) \cdot 10^4$ М.

$$V = \varphi \cdot 20 \text{ км/с.}$$

Даже средняя скорость истечения в пределах 0,8—2,9 км/с представляет значительную величину и сопоставима со скоростью ударной волны цунами, равной примерно 5300 км/час. или 1,47 км/с.

Но если коэффициент скорости этой газожидкостной смеси примет значение порядка $\varphi = 0,5 - 0,6$, то мы имеем дело с первой или даже второй космической скоростью истечения жидкости из трещины.

Определим ориентировочно сечение трещины у основания ее. Длина трещины у сильных землетрясений бывает от нескольких сот километров до нескольких тысяч километров. Условно примем 1000 км. Ширину трещины у основания найдем из подобия треугольников по смещению центра масс Земли.

$$\Delta e = e_1 \cdot h : R, \quad (2)$$

где Δe —основание трещины, $e_1 = 0,35$ км—смещение центра масс Земли относительно геометрического центра [5]. R —радиус Земли, h —глубина начала трещины.

$$\Delta e = 0,35 \cdot 700 : 6371 = 0,038 \text{ км.}$$

Площадь основания трещины примем как два треугольничка высотой, равной половине его длины.

$$S_1 = 2 \cdot 0,5 \cdot 0,038 \cdot 1000 = 38 \text{ км}^2.$$

Теперь оценим возможное количество вещества, переходящее из глубин мантии в астеносферу при сечении в 38 км².

После гидравлического удара вещество мантии, обладающее большим давлением и текучестью, частично оттесняет вещество астеносферы в горизонтальном направлении вблизи трещины, но в основном переуплотняет астеносферу до фазового перехода последней в более плотную упаковку на определенной площади и несколько приподнимает поверхность Земли. По предварительным данным, в Спитаке [7] эта площадь могла бы соответствовать зоне третьей фазы вспарыва-

ния коры, то есть примерно $40 \times 150 \text{ км}^2$. Однако длина трещины в 150 км может быть и значительно больше.

Если принять переуплотнение астеносферы на всю толщину от глубины 70 до 250 км, то объем переуплотнения составит $40 \times 150 (250 - 70) = 1080000 \text{ км}^3$; $V_g = 1,08 \cdot 10^6 \text{ км}^3$.

Из приведенного видно, что сечение трещины и количество излившейся массы в астеносферу не имеет прямой связи.

Превышение аномальной массы над нормальной мы получим только при учете разницы плотностей. Например, в нашем случае плотность переуплотнившейся массы можно принять, при длительном воздействии, равной $\rho_m \approx 4,3 \text{ г/см}^3$, а нормальной астеносферы $\rho_a \approx 3,4 \text{ г/см}^3$.

В этом случае дополнительная возмущающая масса составит:

$$m_b = V_g \cdot (\rho_m - \rho_a) = 1,08 \cdot 10^{21} \cdot (4,3 - 3,4) \approx 1 \cdot 10^{22} \text{ г.}$$

Уточним влияние аномальной возмущающей массы на вращение Земли. Суточное вращение происходит благодаря постоянному смещению центра масс Земли во внутрь от оси орбиты [5]. Возмущающая масса при трещине оказывается ночью за осью орбиты, днем внутри, поэтому можно утверждать, что днем возмущающая масса увеличивает угловую скорость вращения нашей планеты, а ночью, наоборот, вращение тормозится.

В работе [5] приводилось выражение минимума затрат энергии на вращение мантии:

$$\frac{1}{2} J_{я1} \cdot \omega_{я1}^2 = \frac{1}{2} J_{ман} \cdot \omega_{ман}^2 \quad (3)$$

Были рассчитаны следующие параметры:

$$J_{я1} = 8,39 \cdot 10^{43} \text{ г см}^2; \omega_{я1} = 2,95 \omega_{ман}; J_{ман} = 72,97 \cdot 10^{43} \text{ г см}^2, \text{ где:}$$

$J_{я1}$, $\omega_{я1}$ — момент инерции и угловая скорость ядра,

$J_{ман}$, $\omega_{ман}$ — момент инерции мантии и коры и угловая скорость их (в дальнейшем встретится в расчете).

Применительно к нашему случаю выражение (3) примет вид:

$$\frac{1}{2} J_{я1} \cdot \omega_{я1}^2 = \frac{1}{2} J_{ман} \cdot \omega_{ман}^2 \pm J_b \cdot \omega_{ман}^2 \quad (4)$$

где J_b — момент инерции возмущающей массы. Так как $m_b = 1 \cdot 10^{22} \text{ г}$ на пять порядков меньше массы мантии, равной двум-третьям массы Земли, то уменьшением момента инерции мантии по причине уменьшения массы можно пренебречь. Подставив значения в выражение (4), получим:

$$\omega_{ман}^2 = \omega_{я1}^2 : (8,7 \pm 0,00000001)$$

или

$$\omega_{ман} = 1 \pm 0,000000005. \quad (5)$$

В выражении (5) первый член суммы обозначает одни сутки, то есть 86400 с, а второй член получается равным 0,004 с, что совпадает с фактом скачкообразного (нерегулярного) изменения скорости вращения Земли.

Выше мы затронули лишь первый вариант возникновения и развития землетрясения. Коснемся более подробно и второго варианта развития землетрясения.

Отмечено [6], что катастрофическое Спитакское землетрясение от 7.12.88 г. является уникальным сейсмическим событием во всем периоде наблюдений и требует анализа всех факторов проявления сейсмичности в совокупности с другими геофизическими процессами.

Отметим некоторые стороны этого землетрясения, не укладывающиеся в вышеприведенную схему.

Первый толчок Спитакского землетрясения произошел в 11 час 41 мин., а второй через 4 минуты 20 секунд после начала процесса. Рассмотрение приборных данных в ИГГС в г. Леникани показало отсутствие каких-либо гравиметрических отклонений в кануи землетрясения.

Анализируя по работе [2] время возникновения сильных землетрясений, мною замечено, что из 432 только 84 произошли близко к полуночи. Это показывает, что и Спитакское не исключение, а закономерное явление в природе, которое требует объяснения. Именно поэтому было обращено внимание на сезонные трещины.

Они имеют полугодовую жизнь. Величина смещения центра масс Земли от геометрического центра в направлении полюсов вовсе незначительна и по [5] составляет 0,140 км. Однако, действие его продолжается полгода. За это время центр масс Земли успевает переместиться из Северного полушария в Южное также на 140 м от экватора. Начинается постепенное закрытие сезонной трещины под действием сжимающих сил гравитации. Основная масса магмы, еще не остывшая, успевает выдавиться из трещины (желоба), за исключением отвердевшей вершины, которая становится опорой и сопротивляется силам гравитации. Более того, верхние слои литосферы как разноплечие рычаги-пожниц начинают испытывать уже растягивающие усилия и в какой-то момент разрываются, если преодолено сопротивление породы. Этот разрыв коры приводит уже к образованию наружного желоба. При этом чем короче расстояние от отвердевшей вершины до поверхности Земли, тем больше усилие,рывающее кору. Более того, если в регионе уже имелись разломы с выходом на поверхность, то увеличивается вероятность разрыва коры.

Самое благоприятное время разрыва коры в этом случае примерно полдень, когда поверхность Земли напряжена растягивающими усилиями от общего смещения центра масс. В большей степени помогает разрыву коры газовая шапка под ней.

Именно таков наружный желоб, образовавшийся при Спитакском землетрясении, когда вода из речки в долине несколько дней заполняла этот сухой желоб. Разрыв коры по схеме Спитакского землетрясения не должен сказаться на гравиметрических приборах и влиять на динамику Земли. Хорошо иллюстрировал сказанное Н. В. Шебалин [7], приведя разрез этого землетрясения, откуда видно, что разрывы начались практически с поверхности Земли и достигли в глубь 20 км. Каждая из приведенных фаз процесса сопровождалась поэтапным высвобождением аккумулятивной и сжатой газовой шапке энергии.

Но если мы доказали, что Спитакское землетрясение закономерное явление, то естественно искать следы наружных желобов на лике Земли. Вель они являются следами катастрофических землетрясений.

Уточним какие характерные черты они должны иметь: большая глубина желоба, иногда до 70 км; большая протяженность его — от нескольких десятков километров до сотен и тысяч километров; небольшая ширина; отсутствие следов извержений и вулканов; значительная температура пластовая по сравнению с остальным регионом; предшествовавшая за полгода—год гравитационная аномалия от возмущающей массы порядка $1 \cdot 10^{22}$ г на глубине порядка 100—200 км; более интенсивные газовые выходы; нерегулярность суточного вращения с опережением днем и отставанием ночью; вздутие поверхности в регионе; повышенное атмосферное давление в регионе от действия возмущающей массы. В первую очередь к таким желобам относятся все океанские желобы, в том числе и Марианский желоб в Тихом океане. Но очевидно, что к ним можно отнести и такие водоемы как озеро Байкал и Каспийское море. Конечно, глубины их и ширина разные.

В течение веков берега их осыпались на дно, из-за чего ширина увеличилась.

Подземная пластовая вода и поверхностные воды благодаря тре-

щинам в регионе заполняли их, а поверхность вздутия, наоборот, оседала в регионе. Объемы и длина сопоставимы с океанскими желобами.

Наверное мы могли бы к таким желобам отнести и марсианские каналы, которые из-за отсутствия воды, незначительной атмосферы и мирового холода слабо подвержены разрушениям и сохраняются в первоначальном виде.

Армянская АЭС

Поступила 16.X.1989.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авсюк Ю. Н. Движение в ядре Земли и их связь с наблюдаемыми на поверхности явлениями. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени докт. физ. мат. наук М. МГУ, 1988, 24 с.
2. Атлас землетрясений в СССР 1911—1957 гг., М., 1962.
3. Бакулин П. И., Кононович Э. В., Морозов В. И., Курс общей астрономии. М., 1977.
4. Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: 1978, 191 с.
5. Казаров И. Н. К закономерности смещения центра масс внутреннего ядра Земли от геометрического центра в сторону Солнца. Изв. АН АрмССР, Наука в Земле, № 5, 1989.
6. Кондорская Н. В., Горбунова И. В. Катастрофическое землетрясение в Армении 1988 г. Изв. АН СССР, Физика Земли, № 5, М.: Наука, 1989.
7. Шебалин Н. В. О Спитакском землетрясении 7 декабря 1988 года. Наука и жизнь № 2, М.: 1989.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1992, XLV, № 2, 73—78.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 528.48

А. Г. АФРИКЯН

К ВОПРОСУ ОБ УРАВНИВАНИИ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СЕТИ

Недооценка значения геодезического обеспечения строительства всегда приводит к нежелательным последствиям, критическую переоценку и переосмысление которых побудили разрушительные последствия землетрясения в Армении.

При возведении современных инженерных сооружений к точности определения координат пунктов опорных геодезических сетей предъявляются существенные требования. Поэтому проектирование и уравнивание геодезических сетей должны вестись с применением тех методов расчета точности и уравнивания, которые гибки по отношению к изменениям исходных данных, учитывают ошибки исходных данных при ступенчатом построении сети.

Рассмотрим методы расчета точности и уравнивания пространственной сети одного ответственного сооружения. На исходном монтажном горизонте предусмотрена сеть трилатерации (рис. 1) с началом координат в точке 1,0 и начальным направлением 1,0—1,7, т. е.

$$\delta x_0 - \delta y_0 = \delta u_{1,7}$$

Обратные веса координат пунктов 1,0—1,7 определяются методом наименьших квадратов. Предполагается измерение линий фазовыми дальномерами, поэтому стороны сети следует считать равно-

ЛИТЕРАТУРА

1. Азарян Н. Р. Юрские аммониты АрмССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1982, 191 с.
2. Асланян А. Т. Стратиграфия юрских отложений северной Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1949, 169 с.
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армянской ССР. Ереван, 1958, 427 с.
4. Крымгольц Г. Я. Методика сбора и определения мезозойских головоногих. Изд. Ленинград. ун-та, 1960, 90 с.
5. Крымгольц Г. Я. Методика сбора и обработки палеонтолого-стратиграфического материала. Изд. Ленинград. ун-та, 1954, 46 с.
6. Геология СССР. т. 43; М.: Недра, 1970, 463 с.
7. *Treatise on Invertebrate Paleontology Part Mollusca Cephalopoda Ammonoidea* Directed and Edited by R. C. Moore New-York 1957.
8. Travaux des laboratoires de Geologie de la Faculte de Science de Lyon. Publies avec le concours du centre National de la Recherche scientifique, 1966.
9. *Mangold Ch.* 1970-Les Perisphinctidae (Ammonitina du Jura meridional au Brien et du Callovien. Doc. Lab. Geol. Fac. Science Lyon № 41, f. 2.
10. *Mangold Ch., Elmi S.* 1966 Flabellisphinctes et Choffatia (Ammonitina) du Callovien moyen de l'Ardeche Trav Lab. Geol. Fac. science Lyon n 13.
11. *Petitclerc P.* 1960 Le Callovien de Baume-les Dames (Doubs) et sa faune. Vesoul.
12. *Petitclerc P.* 1915 Essai sur la faune Callovien dans le faune Callovien dans le departement des Deux-Serres (Niort) Vesoul.
13. *Petitclerc P.* 1918 Note sur plusieurs especes d'Ammonites nouvelles, rares ou peu connues du Callovien moyen des environs de Niort (Deux Serres) L. Boh Impr. Vesoul, 40 p.
14. *Petitclerc P.* 1921 Description de quelques formes nouvelles d'Ammonites du Callovien du Follou L. Boh Impr. Vesoul.
15. *Pfaehler--Erath I.* 1938 Sur quelques Grossovria et Choffatia du Callovien de Chezery Mm Soc. Pal Suisse v. LX.
16. *Roman F.* 1930 Etudes sur le callovien de la vallee du Rhone. Trav. Lab. Geol. Science Lyon f. XIV mem 2.
17. *Slamiradski T.* 1898 Monographische beschreibung der Ammonitengattung Perisphinctes Pal., V XIV (45).

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1992, XLV, № 2, 69—73.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 551.762.2/3(479.25)

А. С. АВАНЕСЯН, Э. Я. ЛЕВЕН, Е. А. УСПЕНСКАЯ

НОВЫЕ ДАННЫЕ О КЕЛЛОВЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ КАФАНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (М. КАВКАЗ)

Вопросы стратиграфии рассматриваемого региона достаточно детально отражены в работах В. Т. Акоеяна [2], А. Т. Асланяна [3], Р. Н. Азаряна [1], однако, образования келловейского возраста упомянутыми исследователями в пределах Кафанского антиклинория не отмечались.

В последние годы на основании изучения структурных и литологических особенностей, слагающих регион вулканогенно-осадочных комплексов, а также находок ископаемых органических остатков, авторам в разрезе комплекса верхнеюрских (оксфорд-нижний титон) вулканогенно-осадочных образований удалось выделить толщу грубообломочных отложений и отнести ее к келловею.

Отложения келловейского возраста выделяются в центральной и северной частях рассматриваемого региона в обрамлении выходов среднеюрских образований. Они выполняют неровности предверхнеюрского рельефа и трансгрессивно и несогласно залегают на разных

горизонтах средней юры. На левобережье р. Халадж от с. Норашеник и далее к юго-востоку до устья реки келловейские отложения перекрываются потоками четвертичных базальтов. Местами под лавовыми потоками в урезах ручьев (участок Бадалаюрд) видно налегание на келловейские отложения базальных конгломератов и известковистых песчаников оксфорда.

Келловейские образования представлены вулканогенно-обломочной толщей пород, в составе которой преобладают вулканомиктовые конгломераты и брекчии.

Наиболее полный разрез рассматриваемых образований в центральной части Кафанского антиклинория обнажается в районе с. Башкенд в направлении на северо-восток к Кавартскому перевалу. Здесь, на размытой поверхности среднесюрских вулканогенных пород залегают (рис. 1): 1. Серые, грубозернистые, слабослоистые граувак-

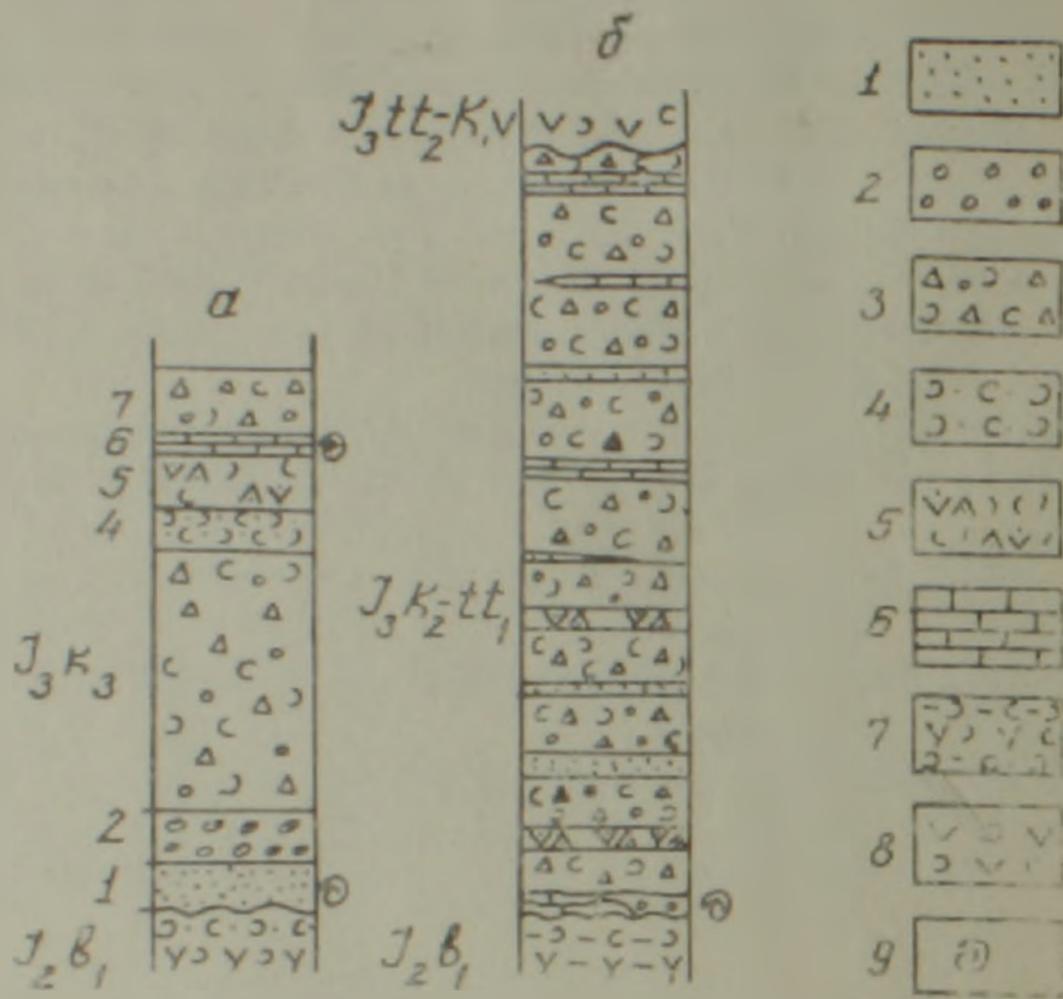


Рис. 1. Разрезы келловейских отложений Кафанского антиклинория а) с. Башкенд—Кавартский перевал. б) ущ. р. Воротан, Элонц-дзор—с. Шинуайр. 1. Граувакковые песчаники. 2. Конгломераты 3. Туфоконгломератобрекчии. 4. Туфы. 5. Гиалокластиты и лавы миндалекаменных андезитобазальтов 6. Органогенные, песчаные известняки. 7. Туфы, туффиты кислого состава. 8. Андезиты и андезитобазальты. 9. Места находки фауны.

ковые песчаники—45 м. 2. Вулканомиктовые крупногалечные, валунные конгломераты пестрого состава, состоящие из обломков подстилающих андезитов, андезито-дацитов, туфов, андезито-базальтов. Цемент песчано-гравелитовый—50 м. 3. Туфоконглобрекчии, состоящие из обломков среднесюрских вулканитов—245 м. 4. Чередующиеся туффиты и туфопесчаники, последние часто со скорлуповатой отдельностью—35 м. 5. Гиалокластиты миндалекаменные, андезито-базальтового состава—50 м. 6. Онкоидно—водорослевые известняки и известковые песчаники—15 м. 7. Туфы андезито-базальтового состава—65 м.

В основании разреза, в слое I найден аммонит *Choffatia cf. dalilensis* Neum., который определяет возраст вмещающих пород как келловей. Этому не противоречат находки в верхах разреза (слой б) двухстворок *Spondylopecten (Plesiopecten) subspinosus* Shloth., *Spongites glomeratus* Quenst [2], имеющих широкое распростране-

ние, но чаще всего характеризующих низы верхней юры — келловей-нижний оксфорд. Ранее эти отложения относились к оксфорд-кимериджу [2, 3].

Породы описанного разреза, относимые нами к келловею, выделяются, кроме отмеченного участка, на водоразделе рек Каварт и Халадж, а также на правом и левом борту р. Вохчи, вблизи устья р. Халадж (рис. 2).

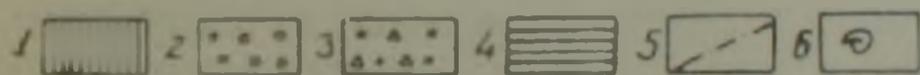
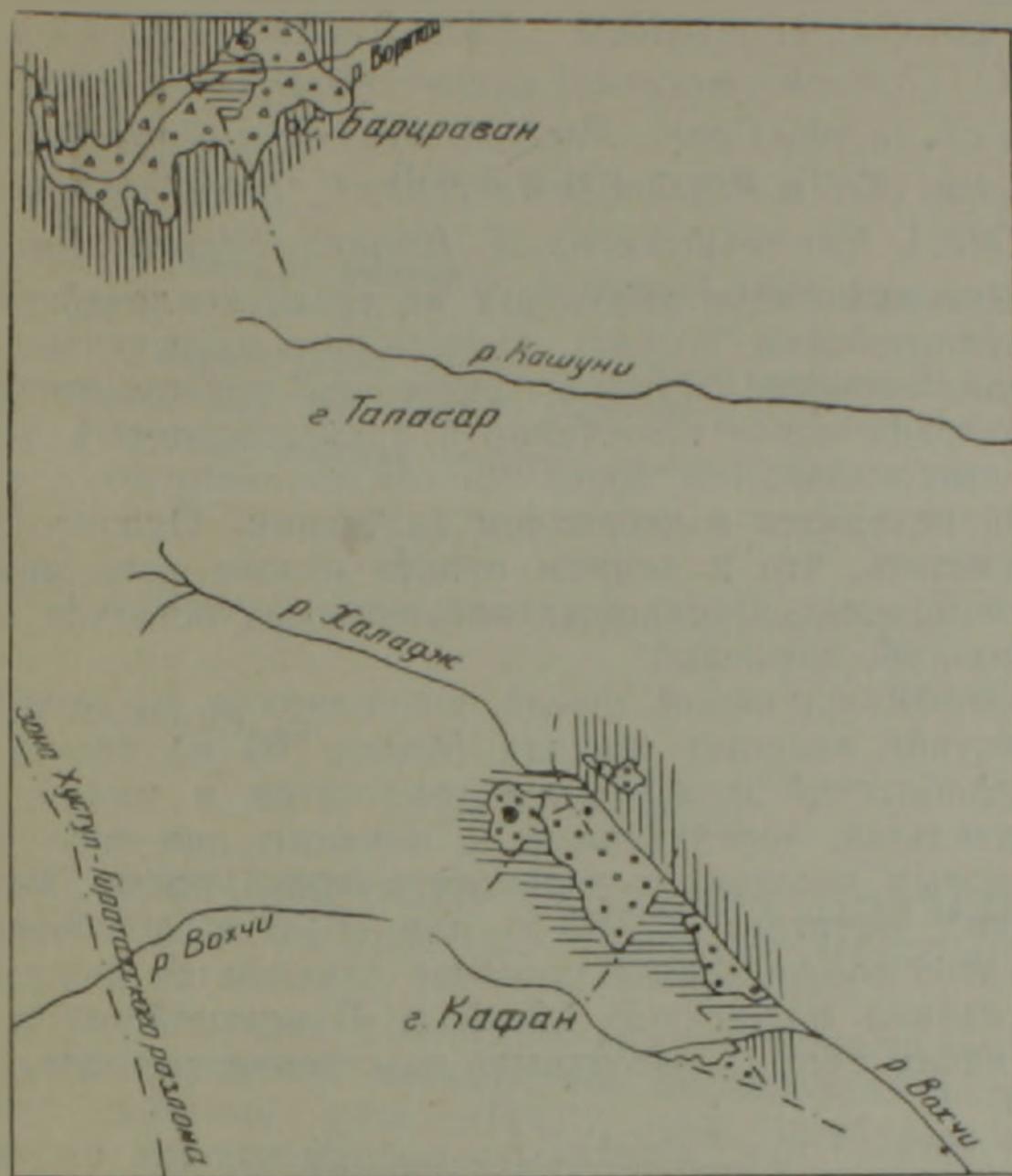


Рис. 2. Схема распространения келловейских отложений в Кафанском антиклинории 1. Перекрывающие верхнеюрские, меловые и четвертичные отложения 2. Келловейские отложения. 3. Нерасчлененные келловей-нижнетитонские отложения бассейна р. Воротан. 4. Подстилающие образования средней юры 5. Разломы. 6. Места находки келловейской фауны.

Максимальная мощность отложений келловея в центральной части Кафанского района достигает 450 м.

Кроме рассматриваемой площади келловейские отложения выделены нами в бассейне р. Воротан (рис. 2), где они слагают низы разреза нерасчлененного верхнеюрского (средний келловей—нижний титон) стратиграфического комплекса. Отложения этого комплекса слагают крылья Галидзорской антиклинали и представлены мощной (свыше 700 м) толщей грубообломочных пород—туфоконгломератов с прослоями, линзами туфопесчаников, известковистых песчаников, реже розовых, красных криноидных и глинистых известняков.

В основании разреза здесь на северо-восточном крыле Галидзорской антиклинали в урочище Элонц-дзор в левобережье р. Воротан

на неровной карманообразной поверхности пачки среднеюрских тонко-среднеслоистых ритмично чередующихся зеленовато-серых, кремневых и белесоватых туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов и туфов кислого состава трансгрессивно и несогласно залегают базальные конгломераты с обломками вышеописанных пород. Мощность этого слоя до 5 м. В конгломератах развиты линзовидные тела и слэбы известковистых песчаников, пелитоморфных и криноидных красных известняков. Мощность их достигает одного метра. В этих породах обнаружены многочисленные остатки аммонитов хорошей сохранности, среди которых определены *Kosmoceras (Lygokosmoceras) jason (Rein)*, *K. (Spinckosmoceras) castor (Rein)*, *Keplerites sp.*, *Platikosmoceras cf. jacobv Corr.*, *Perisphinctes cf. altiplicatus Waag.*, *Sowerbyceras tictsei (Till)*, *Ptychophylloceras cf. labelloides (Dian)*, *p. horrmairi (Orb.)*, *Nannolytoceras cf. ilanens (Strem)*, *Nautilus sp.*

Этот комплекс аммонитов указывает на среднекелловейский, возможно, верхнекелловейский возраст вмещающих известняков. Хорошая сохранность аммонитов, литологические особенности вмещающих пород, их стратиграфическое положение и трансгрессивный несогласный контакт с подстилающими породами свидетельствуют о том, что собранная фауна находится в первичном залегании. Однако, считаем необходимым отметить, что в данном пункте нужны дополнительные сборы полного комплекса ископаемых органических остатков в целях исключения каких-либо сомнений.

Выше, на северо-восточном крыле антиклинали в направлении развалин с. Шинуйр залегает мощная (более 700 м) толща грубообломочных туфобрекчий с обломками андезитов и миндалекаменных андезито-базальтов, чередующихся с пачками лав того же состава и граувакковых песчаников зеленовато-серого цвета. Мощность пачек туфобрекчий достигает 50—60 м, лав—3—5 м, а туфопесчаников до 10 м. В этой толще в виде прослоев отмечаются известняки и известковые песчаники мощностью 1,2—2 м. В верхней части разреза выделяется пачка серых, массивных, толстослоистых известняков мощностью 15 м.

Описанные образования несогласно перекрываются вулканогенной толщей верхнего титона-валанжина.

Сходный по составу разрез, многократно повторяющийся из-за серии разрывных нарушений северо-западного простирания, наблюдается и в юго-западном крыле Галидзорской антиклинали вверх по течению р. Воротан. Разрез завершается красными известняками у Чертова моста (Сатаникамурдж), которые залегают в кровле видимой части разреза и содержат многочисленные ископаемые, органические остатки морских лилий, ежей, белемнитов, аммонитов и др. Среди них В. Т. Акопян [1] указывает *Plegiocidaris aff. filograna Agas.*, *P. coronata Schoth.*, *P. blumenbachi Goldf.*, *Pentacrinus cingulatus Munst.* Данный комплекс типичен для нижнего оксфорда и, возможно, нижней зоны верхнего оксфорда (порока) Крыма и Кавказа.

Таким образом, по реке Воротан комплекс верхнеюрских отложений соответствует келловею-оксфорду, а большая часть (по мощности) вероятнее всего—среднему-верхнему келловею. Следует отметить, что повсюду на Малом Кавказе келловейские отложения резко отделяются от подстилающих и перекрывающих комплексов четкими стратиграфическими несогласиями, как это отмечается в Алавердском и Шамшадинском антиклинориях [1], где ниже-среднекелловейские отложения трансгрессивно и несогласно залегают на образованиях средней юры и, в свою очередь, с перерывами и базальными конгломератами в основании перекрываются отложениями оксфорда.

Подобные же соотношения наблюдаются и в центральной части Кафанского антиклинория, о чем отмечалось выше.

Вероятнее всего, и в ущелье р. Воротан отложения келловейского возраста образуют самостоятельный комплекс и отделяются от оксфорд-нижнетитанского комплекса вулканогенно-карбонатных образований перерывами в осадконакоплении и несогласием.

Для установления этого необходимы дополнительные детальные литолого-фациальные и стратиграфические исследования.

ПО «Армгеология»,
МГРИ

Поступила 24.XI.1989

ЛИТЕРАТУРА

1. Азарян Н. Р. Юрские аммониты Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1982, 191 с.
2. Аюбян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангеура. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962, 287 с.
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958, 404 с.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1992, XLV, №2, 73—77

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 622.691.24(479.25)

М. Е. ТАНАШЯН

О ВОЗМОЖНОСТИ СОЗДАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ГАЗОХРАНИЛИЩ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

В связи с бурным развитием газовой промышленности в нашей стране особое значение приобретает организация развитой системы подземного хранения газа (ПХГ), как наиболее экономичного и эффективного метода выравнивания сезонной и суточной неравномерности газопотребления.

В статье рассматриваются условия газохраниения в недрах Армянской республики и вероятность экономических предпосылок внесения коренных изменений в топливно-энергетический баланс. Такая необходимость вызвана большими трудностями, связанными с нехваткой электроэнергии в связи с прекращением работы ААЭС.

Основное внимание при создании подземных хранилищ природного газа уделяется изучению геологического разреза, уточнению тектонического строения и структурных особенностей, выявленных сейсморазведкой, структурным и глубоким бурением, определению геологических, физических свойств водоносных пластов, оценке герметичности перекрывающих пород покрышек. На основании полученных данных разрабатываются технологические схемы возможных вариантов создания газохранилища и эти варианты сопоставляются по капитальным вложениям, себестоимости газа и другим показателям. Экономическая целесообразность создания ПХГ в тех или иных геологических условиях определяется его активным объемом, под которым понимается среднее количество газа, отбираемое из пласта за один год.

В системе Министерства газовой промышленности находится в опытно-промышленной эксплуатации более 40 ПХГ, каждое из которых имеет свою специфику и представляет большой интерес с точки зрения геологических условий.

Первые ПХГ в СССР были созданы в начале 50-х годов в истощенных газонефтяных залежах (Куйбышевская область) и в водоносных пластах. Ереванские подземные хранилища природного газа

щинам в регионе заполняли их, а поверхность вздутия, наоборот, оседала в регионе. Объемы и длина сопоставимы с океанскими желобами.

Наверное мы могли бы к таким желобам отнести и марсианские каналы, которые из-за отсутствия воды, незначительной атмосферы и мирового холода слабо подвержены разрушениям и сохраняются в первоначальном виде.

Армянская АЭС

Поступила 16.X.1989.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авсюк Ю. Н. Движение в ядре Земли и их связь с наблюдаемыми на поверхности явлениями. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени докт. физ. мат. наук М. МГУ, 1988, 24 с.
2. Атлас землетрясений в СССР 1911—1957 гг., М., 1962.
3. Бакулин П. И., Кононович Э. В., Морозов В. И., Курс общей астрономии. М., 1977.
4. Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: 1978, 191 с.
5. Казаров И. Н. К закономерности смещения центра масс внутреннего ядра Земли от геометрического центра в сторону Солнца. Изв. АН АрмССР, Наука в Земле, № 5, 1989.
6. Кондорская Н. В., Горбунова И. В. Катастрофическое землетрясение в Армении 1988 г. Изв. АН СССР, Физика Земли, № 5, М.: Наука, 1989.
7. Шебалин Н. В. О Спитакском землетрясении 7 декабря 1988 года. Наука и жизнь № 2, М.: 1989.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1992, XLV, № 2, 73—78.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 528.48

А. Г. АФРИКЯН

К ВОПРОСУ ОБ УРАВНИВАНИИ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СЕТИ

Недооценка значения геодезического обеспечения строительства всегда приводит к нежелательным последствиям, критическую переоценку и переосмысление которых побудили разрушительные последствия землетрясения в Армении.

При возведении современных инженерных сооружений к точности определения координат пунктов опорных геодезических сетей предъявляются существенные требования. Поэтому проектирование и уравнивание геодезических сетей должны вестись с применением тех методов расчета точности и уравнивания, которые гибки по отношению к изменениям исходных данных, учитывают ошибки исходных данных при ступенчатом построении сети.

Рассмотрим методы расчета точности и уравнивания пространственной сети одного ответственного сооружения. На исходном монтажном горизонте предусмотрена сеть трилатерации (рис. 1) с началом координат в точке 1,0 и начальным направлением 1,0—1,7, т. е.

$$\delta x_0 - \delta y_0 = \delta u_{1,7}$$

Обратные веса координат пунктов 1,0—1,7 определяются методом наименьших квадратов. Предполагается измерение линий фазовыми дальномерами, поэтому стороны сети следует считать равно-

точными, вес стороны принимается равным 1. Для удобства матричного расчета принимается условная нумерация пунктов. На схеме (рис. 1) показаны направления ходов.

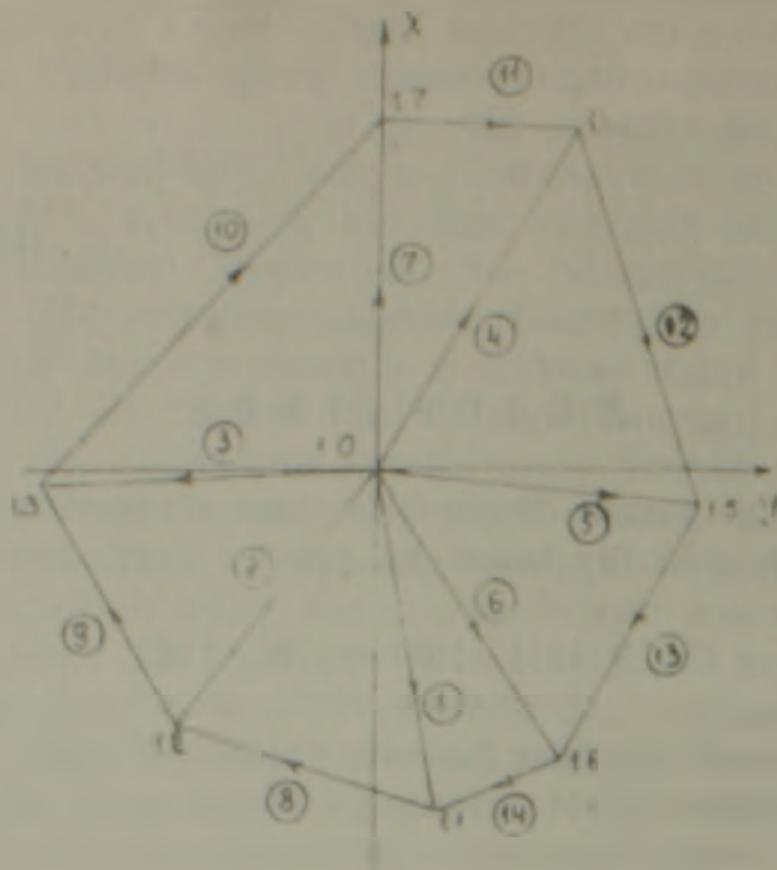


Рис. 1. Сеть трилатерации на исходном монтажном горизонте.

Уравнивание сети трилатерации выполняется параметрическим способом. Приняв за ошибку единицы веса σ_0 (стандарт) измерения стороны $\sigma = 0,5$ мм, напишем ковариационную матрицу искомым координат пунктов на исходном горизонте при условии $\delta x_{1,0} = \delta y_{1,0} = \delta y_{17}$.

$$K_0 = \sigma^2 \cdot \bar{Q}_0 = (0,5)^2 X$$

x_1	y_1	x_2	y_2	x_3	y_3	x_4	y_4	x_5
1.094	0.604	-0.098	0.174	-0.110	0.062	0.210	-0.079	0.504
	3.750	-1.522	2.521	-1.879	0.779	0.725	-0.197	1.806
		1.828	-1.160	1.628	-0.638	-0.248	0.016	-0.664
			2.505	-1.655	0.668	0.453	-0.098	1.149
				2.562	-0.630	-0.264	-0.053	-0.770
					0.915	0.173	-0.087	0.394
						1.157	-0.096	1.056
							0.888	-0.368
								2.318

y_5	x_6	y_6	x_7
0.185	0.385	0.759	0.022
0.700	1.406	2.807	-0.245
-0.282	-0.532	-1.088	0.296
0.457	0.903	1.813	-0.257
-0.358	-0.637	-1.331	0.604
0.134	0.295	0.570	0.106
-0.011	0.556	0.692	0.105
0.023	-0.193	-0.212	-0.248
0.417	1.348	1.702	0.065
0.008	0.501	0.649	-0.079
	1.526	1.106	-0.115
		3.03	-0.134
			0.872

где \bar{Q}_0 — обратная весовая матрица.

На высший монтажный горизонт проектируются пункты 1, 2, 3, 4, 5. Ковариационная матрица \bar{K} проекций 1', 2', 3', 4' и 5' этих пунктов равна

$$\bar{K}_n = K_0 + K_n \quad (1)$$

где K_0 —ковариационная матрица координат 1, 2, 3, 4, 5.

$$K_0 = \sigma^2 \cdot Q_0 = (0.5)^2 \times$$

x_1	y_1	x_2	y_2	x_3	y_3	x_4	y_4	x_5	y_5
1.094	0.604	-0.098	0.174	-0.110	0.062	0.210	-0.079	0.504	0.185
	3.750	-1.522	2.521	-1.879	0.779	0.725	-0.197	1.806	0.70
		1.828	-1.160	1.628	-0.638	-0.248	0.016	-0.664	-0.282
			2.505	-1.655	0.668	0.453	-0.098	1.149	0.458
				2.562	-0.630	-0.264	-0.053	-0.770	-0.358
					0.915	0.173	-0.087	0.394	0.134
						0.157	-0.096	1.056	-0.110
							0.888	-0.388	0.022
								2.318	0.417
									1.08

K_n —ковариационная матрица составляющих δx , δy ошибок вертикального проектирования зенит-приборами [1].

$$K_n = \sigma^2 \cdot Q_n \quad (2)$$

где $Q_n = \begin{pmatrix} 4 & & & & \\ & 4 & & & \\ & & \dots & & \\ & & & & 4 \end{pmatrix} = 4 E_{10 \times 10}$

Из формулы (1), с учетом (2) следует

x_1	y_1	x_2	y_2	x_3	y_3	x_4	y_4	x_5	y_5
5.094	0.604	-0.098	0.174	-0.110	0.062	0.210	-0.079	0.504	0.185
	7.750	-1.522	2.521	-1.879	0.779	0.725	-0.197	1.806	0.700
		5.828	-1.160	1.628	-0.638	-0.248	0.016	-0.664	-0.282
			6.505	-1.655	0.668	0.453	-0.098	1.149	0.458
				6.562	-0.630	-0.264	-0.053	-0.770	-0.358
					4.915	0.173	-0.087	0.394	0.134
						5.157	-0.096	1.056	-0.110
							4.888	-0.388	0.022
								6.318	0.417
									5.008

На высшем монтажном горизонте выполняются трилатерационные измерения (рис. 2) с той же точностью, что и на исходном горизонте. Проекции 1', 2', 3', 4' и 5' можно считать исходными данными с известной корреляционной матрицей $\bar{K}_1 = \sigma^2 \cdot \bar{Q}_1$. При уравни-

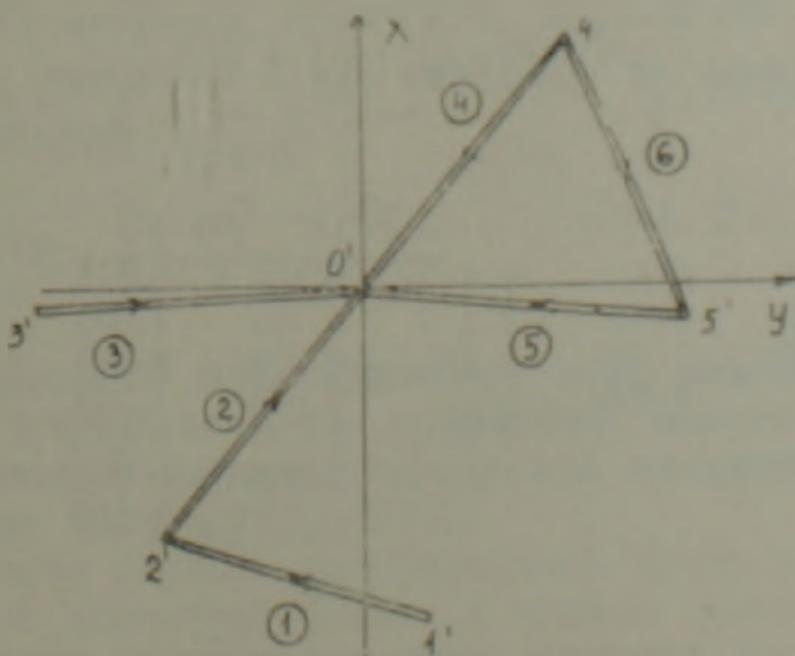


Рис. 2. Сеть трилатерации на первом монтажном горизонте.

вании сети на высшем монтажном горизонте [1] возникает следующая система параметрических уравнений:

$$\begin{matrix} A\Delta_1 + B\Delta_2 + L = l' \\ E\Delta_1 = \Delta_1 \end{matrix} \quad (3)$$

$$\begin{matrix} \Lambda \\ x_1' & y_1' & x_2' & y_2' & x_3' & y_3' & x_4' & y_4' & x_5' & y_5' \end{matrix} \begin{bmatrix} -0.308 & 0.931 & 0.208 & -0.951 & & & & & & \\ & & -0.782 & -0.624 & & & 0.920 & -0.391 & -0.920 & 0.391 \\ & & & & 0.040 & -0.999 & & & & \\ & & & & & & 0.785 & 0.620 & & \\ & & & & & & & & 0.040 & 0.996 \end{bmatrix}$$

$$\begin{matrix} x_0' & y_0' \\ \begin{bmatrix} 0.782 & 0.624 \\ 0.040 & 0.999 \\ -0.785 & 0.620 \\ 0.040 & -0.996 \end{bmatrix} \end{matrix}$$

Система (3) решается под условием

$$V^T P V_1 + \Delta_1^T \bar{Q}_n^{-1} \Delta_1 = \min \quad (4)$$

В формулах (3) и (4) Δ_1 означает вектор поправок в координаты исходных пунктов, Δ_2 —вектор поправок в приближенные координаты определяемых пунктов (в нашем случае пункт $0'$).

P —означает весовую матрицу измеренных линий ($P = \epsilon$)

Под условием (4) возникает система нормальных уравнений

$$(A^T P A + \bar{Q}_n^{-1}) \Delta_1 + A^T P B \Delta_2 + A^T P L = 0 \quad (5)$$

$$B^T P A \Delta_1 + B^T P B \Delta_2 + B^T P L = 0$$

с матрицей

$$\begin{pmatrix} A^T P A + \bar{Q}_n^{-1} & A^T P B \\ B^T P A & B^T P B \end{pmatrix}$$

При решении системы (5) получается корреляционная матрица пунктов $0', 1', 2', 3', 4', 5'$ на первом монтажном горизонте

$$K_1 = \sigma^2 \cdot Q = \sigma^2 \begin{pmatrix} A^T P A + \bar{Q}_n^{-1} & A^T P B \\ B^T P A & B^T P B \end{pmatrix}^{-1} = (0.5) \cdot \sigma^2$$

$$\times \begin{bmatrix} 4.738 & 1.125 & 0.195 & -0.250 & 0.011 & 0.106 & 0.216 & -0.219 & 0.413 \\ & 5.813 & -2.327 & 4.232 & -2.073 & 0.794 & 1.013 & -0.123 & 1.470 \\ & & 3.928 & -1.338 & 1.338 & -0.376 & 0.835 & 1.329 & -0.101 \\ & & & 4.303 & -1.617 & 0.645 & 1.263 & 0.440 & 1.299 \\ & & & & 6.507 & -0.611 & -0.235 & 0.187 & -0.550 \\ & & & & & 2.690 & -0.093 & 0.245 & 1.578 \\ & & & & & & 2.813 & -0.313 & 2.466 \\ & & & & & & & 3.541 & -1.565 \\ & & & & & & & & 4.058 \end{bmatrix}$$

0.178	-0.089	0.120
0.773	0.449	0.688
-0.617	2.640	-0.391
0.506	1.438	0.521
0.435	0.266	-0.361
2.040	-1.631	2.205
-0.293	2.399	-0.252
0.039	1.847	0.266
-0.918	0.613	0.586
3.158	-2.269	2.508
	6.382	-2.199
		2.788

Сравнивая дисперсии координат пунктов 1', 2', 3', 4' и 5' из матриц K и K_1 видим, что совместное уравнивание поэтажной основы приводит к уменьшению дисперсии конечных результатов в ортогонального проектирования без повышения точности измерений. В [2] приводятся веские преимущества такого совместного уравнивания.

Матрица Q_2 на втором монтажном горизонте определяется аналогичным образом, применяя формулу

$$Q_j = \begin{pmatrix} R + (Q_{j-1} + \bar{Q}_n)^{-1} & R_{12} \\ R_{21} & R_{22} \end{pmatrix} \quad (j=1, 2, \dots, n) \quad (6)$$

$$Q_2 = \begin{bmatrix} 8.746 & 1.723 & 0.490 & -0.802 & -0.040 & 0.117 & 0.157 & -0.314 & 0.376 \\ & 7.947 & -3.204 & 5.891 & -2.048 & 0.804 & 1.248 & 0.107 & 1.513 \\ & & 6.171 & -1.575 & 1.289 & -0.308 & 1.885 & 2.633 & 0.328 \\ & & & 6.056 & -1.623 & 0.670 & 1.850 & 1.115 & 1.511 \\ & & & & 10.502 & -0.693 & -0.231 & 0.248 & -0.509 \\ & & & & & 4.387 & -0.371 & 0.654 & 0.906 \\ & & & & & & 4.398 & -0.467 & 3.916 \\ & & & & & & & 6.066 & -2.709 \\ & & & & & & & & 6.170 \end{bmatrix}$$

$$\begin{bmatrix} 0.182 & -0.221 & -0.126 \\ 0.749 & 0.867 & 0.689 \\ -0.821 & 4.778 & -0.431 \\ 0.416 & 2.589 & 0.509 \\ -0.379 & 0.217 & -0.299 \\ 3.921 & -2.946 & 4.004 \\ -0.669 & 4.178 & -0.599 \\ 0.124 & 3.436 & 0.606 \\ 1.435 & 0.929 & 0.907 \\ 5.314 & -4.109 & 4.459 \\ & 10.587 & -3.687 \\ & & 4.583 \end{bmatrix}$$

В формуле (6) матрицы $R = A^T P A$, $R_{12} = A^T P B$, $R_{22} = B^T P B$ будут постоянными. Как показано в [2], матрицу Q можно получить и по рекуррентной формуле

$$Q_i = Q_{i-1} \frac{Q_{i-1} a_i^T \cdot a_i Q_{i-1}}{1/p_i + a_i Q_{i-1} a_i^T} \quad (i=1, 2, \dots, n) \quad (7)$$

путем последовательного присоединения всех измерений. Здесь a_i — строка матрицы коэффициентов уравнений поправок, соответствующая i -му измерению. В качестве начальной матрицы Q_0 можно принять диагональную матрицу $Q_0 = i \cdot 0^5 E$.

Если координаты группы определяемых точек выступают как исходные с известной матрицей 0 исх. д. вместо диагонального блока 0 матрице Q_0 для этих пунктов вводится матрица Q исх. д. В нашем примере эта матрица равна $Q_{j-1} + Q_n$. Таким образом,

$$Q_0 = \begin{pmatrix} Q_{j-1} + Q_n & 0 \\ 0 & 10^k E \end{pmatrix},$$

причем верхний ненулевой блок имеет размер 10×10 и относится к пунктам 1—5, а нижний—размера 2×2 —к пункту. Показатель степени $K=5$.

Матрица Q_1 (см. приложение 1). Матрицу Q_2 на втором монтажном горизонте определили по (7); (см. приложение 2). На третьем монтажном горизонте Q_3 при одной и той же схеме измерений равна (см. приложение 3). На четвертом монтажном горизонте Q_4 равна (см. приложение 4). На пятом монтажном горизонте Q_5 равна (см. приложение 5). На шестом монтажном горизонте при одной и той же схеме измерений Q_6 равна (см. приложение 6).

Как видно из результатов, при одной и той же схеме измерений на различных монтажных горизонтах (начиная с 1-го), разность между матрицами Q_j и Q_{j-1} при $j \geq 3$ постоянна.

Таким образом, как видим, для любого монтажного горизонта при $j \geq 3$ матрица $Q_j = Q_2 + (j-2)\Delta Q$. Все результаты вычислений по данному алгоритму сделали по программе на языке BEISIK для ЭВМ «ДВК»-2.

Ереванский политехнический институт

Поступила 16.I.1990.