

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 ԿՈԼԵԿԻԱ

ՀԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, ՀԳԱ ակադ. Ա. Հ. Գաբրիելյան,
(պատասխանատու խմբագիր), երկրա-հանք. գիտ. թեկն. է. Խ. Ղուկյան, ՀԳԱ
ակադ. Ս. Վ. Գրիգորյան, ՀԳԱ թղթ. անդամ Ա. Ի. Կաբուպետյան, ֆիզ.-մատ.
գիտ. թեկն. Ն. Կ. Կաբապետյան, երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Բ. Մ. Մելիքսեթյան,
երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ռ. Տ. Միրիչանյան, երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Ս. Ն.
Նոսզաբեթյան, երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Մ. Ա. Ուարյան, ՀԳԱ ԳԱ թղթ.-անդամ
Կ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Ֆառամազյան (պա-
տասխանատու խմբագրի տեղակալ):

Պատասխանատու քարտուղար՝ է. Ա. Թումանովա

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Член.-корр. АНА А. Б. Багдасарян, акад. АНА А. А. Габриелян (от-
ветственный редактор), акад. АНА С. В. Григорян, канд. геол.-мин. наук
Э. Х. Гулян, член.-корр. АНА А. И. Карапетян, канд. физ. мат. наук
Н. К. 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. Сатян, член.-корр. АНА Г. И. Тер-Степа-
нян, канд. геол.-мин. наук А. С. Фарамазян (зам. ответственного ре-
дактора).

Ответственный секретарь Э. С. Ростомова

Խմբագրության հասցեն՝ 375019, Երևան 19, Մարշալ Բաղրամյանի պող., 24ա.

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

Издательство АН Армении
Известия АН Армении, Науки о Земле, 1988

Հ.Մ. 909

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏՆՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ՆՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 1 հատոր XLV 1992

Բ Ո Վ Ա Ն Գ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ ՈՒ Ն

Ա. Ս. Կաբախանյան. 1988 թ. Սպիտակի երկրաշարժի գոտու զործուն տեկտոնիկայի որոշ առանձնահատկությունները	3
Հ. Ս. Խանդառյան. Փոքր Կովկասի պերմի և տրիասի սահմանամերձ նստվածքների երկրաբանության վերաբերյալ	12
Կ. Ի. Կաբապետյան, Պ. Լ. Մուրադյան. Նոր տվյալներ Փամբակի գետի սվազանի իդրոմ-րիտների արտաձիժման կենտրոնի և Փամբակի ու Բազումի լեռնաշղթաների չորրորդականի բարձրացումների մասին	25
Ա. Կ. Մարտոսյան. Աֆերոիդալ ներփակումներ պարունակող տարասեռ միջավայրերի բնոսացման ամպլիտուդային և ժամանակային պարամետրերի գնահատումը	33
Հ. Մ. Ավչյան. Առաձգական ալիքների տարածման արագությունը անհամասեռ ալյար-ներում	47
Է. Ն. Խաչիյան. Երկրաշարժադինամիկուն շինարարության նորմավորման մի քանի տեսա-կետներ	55

ՀԱՄԱԽՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Ա. Ի. Ղազարյան. Իջևանի սինկլինորիումի կելովեյի և օբսիդոյի նստվածքներում ամո-նիտների հայտնաբերման մասին (ՀՀ հյուսիս-արևելյան մաս) .	65
Ա. Ս. Ավանեսյան, Է. Յա Ավեն, Խ. Ա. Ուսպենսկայա. Նոր տվյալներ Ղափանի ան-տիկլինորիումի (Փ. Կովկաս) կելովեյի նստվածքների մասին	69
Մ. Խ Թանաշյան. Հայաստանի հանրապետության տարածքում ստորերկրյա զազամբու-ների ստեղծման հնարավորության մասին	73
Հ. Ռ. Մկրտչյան, Լ. Ն. Զոհրաբյան, Յու. Վ. Ասրյան, Ս. Վ. Անախատյան. Զրա-ն-վար ձազարներ	77

СОДЕРЖАНИЕ

А. С. Карахиян. Некоторые особенности активной тектоники зоны Спитякского землетрясения 1988 г.	3
Г. А. Ханзатян. К геохимии пограничных отложений перми и триаса Малого Кавказа	12
К. И. Карапетян, П. Л. Мурадян. Новые данные о центре извержений игнимбри-гов бассейна р. Памбак и четвертичных поднятиях Памбакского и Ба-зумского хребтов	25
А. К. Матевосян. Оценка амплитудных и временных параметров поляризуемос-ти гетерогенных сред, содержащих сфероидальные включения	33
Г. М. Авчян. Скорость распространения упругих волн в анизотропных породах	47
Э. Е. Хичиян. Некоторые аспекты нормирования сейсмостойкого строительства	55

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

С. Г. Казарян. О находках аммонитов из отложений келловее и оксфорд-Иджеванского синклинория (северо-восточная часть РА)	65
А. С. Аванесян, Э. Я. Левен, Е. А. Успенская. Новые данные о колловейских отложениях Кафанского антиклинория (М. Кавказ)	79
М. Е. Таманян. О возможности создания подземных газохранилищ на терри-тории Армении	73
Г. Р. Мкртчян, Л. Н. Зограбян, Ю. В. Асрян, О. В. Анахатунян. Водосборные воронки	77

CONTENTS

<i>A. S. Karakhanian.</i> The Spitak earthquake, 1988, zone active tectonics some peculiarities	3
<i>H. A. Khanzatian.</i> On the Minor Caucasus Permian and Triassic boundary sediments geochemistry	12
<i>K. I. Karapetian, P. L. Mouradian.</i> New data on the Pambak river basin ignimbrites eruption center and Pambak and Bazcom mountain ridges Quaternary elevation	25
<i>A. K. Atevosian.</i> The heterogeneous media with spheroidal inclusions polarizability amplitude and temporal parameters evaluation	33
<i>H. M. Avchian.</i> The elastic waves spreading velocity in anisotropic rocks . . .	47
<i>E. E. Khachiyon.</i> Some aspects of antiseismic construction	55

SHORT REPORTS

<i>S. G. Ghazarian.</i> On the Anmonites discovery in the Callovian and Oxfordian sediments of the Idjevan synclinorium (the RA north-eastern part) . . .	65
<i>A. S. Azanesian, E. Ya. Leven, E. A. Uspenskaya.</i> New data on the Kaphan anticlinorium (M. Caucasus) Callovian deposits	69
<i>M. E. Tanashian.</i> On the possibility of cratons the underground gas-holders in the RA territory	73
<i>H. R. Mkertchian, [L. N. Zohrabian], Yu. V. Aseran, O. V. Inakhatunian.</i> Drainage funnels	77

А. С. КАРАХАНЯН

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ АКТИВНОЙ ТЕКТониКИ ЗОНЫ СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1988 г.

Рассмотрены особенности кинематики Спитакского сейсмогенного разлома, характеризующие сложную картину подвижек в очаге землетрясения. Описаны палеосейсмотектонические дислокации, обнаруженные в его зоне. Приводятся данные по активным разломам, определяющим тектоническую и сейсмическую активность зоны Спитакского землетрясения и всей северной части Армянского нагорья.

Спитакское землетрясение 1988 года явилось последним из катастрофических проявлений тектонической активности Армянского нагорья. Землетрясение сопровождалось выходом на поверхность сейсмогенного разлома, описанного во многих публикациях [3, 4, 7, 9, 10, 11]. Сейсмогенный разлом протягивается на 37 км от с. Алавар на р. Лернаджур до излучины р. Чинчхан и состоит из трех сегментов, разобщенных молодыми впадинами, заполненными рыхлыми отложениями. Центральный, Спитак-Гехасарский, 8-километровый сегмент выражен наиболее эффектно, с максимальными подвижками по вертикали—2 м, по горизонтали—1,8 м, азимутом 290—300° и углом падения 50—60° на СВ. Юго-восточный, Лернаджурский, 10-километровый сегмент прослеживается от западных отрогов горы Спитак до с. Алавар. Величины смещений не превышают 40—50 см (с преобладанием сдвиговой компоненты) и лишь на горе Спитак достигают 150 см, угол падения 85° на ВСВ. Северо-восточный, Мец-Цмакский, 11-километровый сегмент выражен наиболее слабо и фрагментарно. Амплитуды смещений—15—20 см и до 60 см на горе Гочкех и углом падения на ВСВ не больше 80°.

Одним из существенно важных вопросов изучения Спитакского сейсмогенного разлома является определение его кинематики. Мы, как и большинство исследователей [3, 7, 9, 10, 11], определяем его как правосторонний сдвиг-взброс, однако в ряде публикаций он оценивается как сбросо-сдвиг [1, 8].

Кинематика сейсмогенного разлома определялась нами по морфологической выраженности, характеру расщепления элементов рельефа, направлению тектонической штриховки на зеркалах. Кроме того, концентрация и характер сейсмогенных деформаций на СВ крыле разлома, при отсутствии таковых на ЮЗ крыле, а также сопоставление пространственной ориентировки отрезков разлома с соотношением вертикальной и горизонтальной составляющей смещения, свидетельствуют о господствующем меридиональном сжатии (ССВ—10°) и активности СВ крыла разлома [7, 4]. Последнее, вкупе с морфологией разлома—уступ (скарп), совершенно однозначно свидетельствует о взбросовой подвижке. Точку в данном вопросе ставят результаты повторных нивелировок вдоль и поперек разлома [4, 2]. Недоразумение с определением кинематики разлома, по-видимому, связано с неправильной оценкой обратных (вторичных) сбросовых смещений на вершине горы Гехасар (находящихся выше зоны основного разлома и связанных с гравитационным отседанием взброшенного крыла) и общими сопоставлениями с Североанатолийским разломом, имеющим сбросо-сдвиговый характер.

В пределах центрального сегмента сейсмогенного разлома (на участке максимальной взбросовой составляющей) обнаружены и изъятые в декабре 1988 г. четкие зеркала скольжения (рис. 1). Зеркала скольжения образовались во взброшенной плоскости сместителя, в ходе его вспарывания, на слое свежей глины трения толщиной 7—10 см, заложенной по древней зоне дробления. Зеркала изучались

непосредственно в поле и на изъятых ориентированных фрагментах в лабораторных условиях и показали весьма сложную картину подвижек в очаге Спитакского землетрясения. Обнаружено до 5—6 генераций смещений, последовательно перекрывающих друг друга (рис. 1). Причем, их можно сгруппировать в 3 основные фазы. Первой, наиболее ранней фазе смещений соответствуют крутые ($50\text{--}60^\circ$) длинные, частые и глубокие штрихи правосдвиго-взбросовой составляющей. Второй фазе отвечает косая штриховка ($35\text{--}40^\circ$) меньшей глубины и четкости, но уже взбросо-правосдвиговой составляющей. Третьей, во времени компонентой смещения явились правосдвиговые смещения—запечатленные пологими ($15\text{--}20^\circ$) длинными или дугообразными штрихами со стопором на конце. Интересное исключение составляет штриховка на зеркале № 1 (рис. 1), запечатлевшая два направления левых сдвигов.



Рис. 1. А, Б. Зеркала скольжения, образовавшиеся на сместителе Спитакского сейсмогенного разлома при землетрясении 7.12.1988 г. Стрелкой показан азимут простирания плоскости смещения. Стрелка параллельна земной поверхности.

Скорее всего три фазы направления смещения по сейсмогенному разлому соответствуют трем слитным сейсмическим событиям с интервалом в 4 и 10 с, сформировавшим вкуче глазный толчок Спитакского землетрясения (подробнее об этом см. работу [5]).

Детальные сейсмогеологические исследования Спитакского сейсмогенного разлома показали, что он заложен вдоль зоны более раннего геологического разрыва того же структурного типа. Вдоль этой зоны развиты участки тектонической брекчии и сильнейшего изменения пород, глина трения мощностью до 10 см, а также хорошо видна тектоническая штриховка зеркал скольжения того же азимута и кинематики.

Совместно с сотрудниками ИФЗ АН СССР Рогожиным Е. А. и Рыбаковым Е. С., а также членами французской экспедиции А. Систернасом и Э. Фелитом, на ЮВ фланге центрального сегмента сейсмогенного разлома (у гор. Спитака), поперек его зоны был заложен и задокументирован ряд канав. Результаты исследования двух из них показали, что на глубине 150—200 см от поверхности земли в висячем борту Спитакского разлома на расстоянии 50—70 см обнаружены отчетливые следы старого разрыва взбросового типа, а также смещенный им слой палеопочвы мощностью 50—70 см (рис. 2). Полученная структурная картина однозначно свидетельствует о сейсмогенной подвижке по палеоразрыву с последующим быстрым захоронением слоя палеопочвы, на его пассивном крыле, т. е. о наличии палеосейсмотектонической дислокации. Возраст палеосейсmodислокации пока неясен.



Рис. 2. Разрез ЮВ стенки канавы, заложенной поперек Спитакского сейсмогенного разлома. На расстоянии 150 см по плоскости древнего сейсмогенного разлома затронут слой палеопочвы. А—Спитакский сейсмогенный разлом 1988 г. Б—Палеосейсмогенный разлом. 1—вулканогенные породы эоцена; 2—крупнообломочный коллювий; 3—слой палеопочвы; 4—тонистый коллювий; 5—слой современной почвы.

Деформации палеосейсмогенной породы вдоль Спитакской сейсмодислокации обнаружены также на северо-западном склоне водораздела между гор. Спитаком и с. Гехасар. Здесь фиксируются палеосейсмотектонические подвижки с захоронением палеопочвы, а также молодые деформации русла ручья по правому сдвигу амплитудой 1,5 м, на расстоянии 1 м от современного разлома.

На откосе шоссе Спитак-Ширакамут, в зоне пересечения его Спитакским разломом, почвенный слой был взброшен разломом в 1988 году на 30 см, а нижележащий пласт черного молодого туфа смещен в том же направлении на 120 см, т. е. испытал в прошлом одну или несколько подвижек (рис. 3). Подобная же картина с той же кинематикой и амплитудой наблюдается в южном борту железнодорожной выемки, у места надвигания рельс [7].

Таким образом, совершенно ясно, что Спитакский сейсмогенный разлом 1988 года наследует зону древней сейсмотектонической дислокации, а исследуемый район и в прошлом подвергался сейсмическим катастрофам, подобным землетрясению 1988 года или еще более сильным.

Важнейшим фактором, определяющим тектоническую и сейсмическую активность зоны Спитакского землетрясения, являются активные разломы, изучение которых проводилось совместно с сотрудниками ГИН АН СССР В. Г. Трифоновым и А. И. Кожуриным летом 1989 г. [7].

Специальные наземные и аэрокосмические исследования разломов эпицентральной зоны показали, что некоторые из них развивались весьма активно в четвертичный период, и Спитакское землетрясение—отнюдь не исключительное проявление такой активности [7]. К активным разломам эпицентральной зоны, прежде всего, относится сам Спитакский сейсмогенный разлом, а также ряд соседствующих с ним молодых разрывов. Параллельно Спитакскому разлому, на расстоянии 1000—1300 м к СВ выявлена зона активных правосторонних сдвиго-взбросовых деформаций, возможно, также являющихся палеосейсмотектонической структурой, предположительно разлом Спитак-2 или Палеоспитак. Именно в месте пересечения этой структурой железнодорожного пути образовался разрыв и растяжение рельс при Спитакском землетрясении, а также возникла серия трещин в грунте длиной 150—200 м, вытянутых вдоль зоны разлома. Эти и соседние ветви Спитакского сейсмогенного разлома совпадают

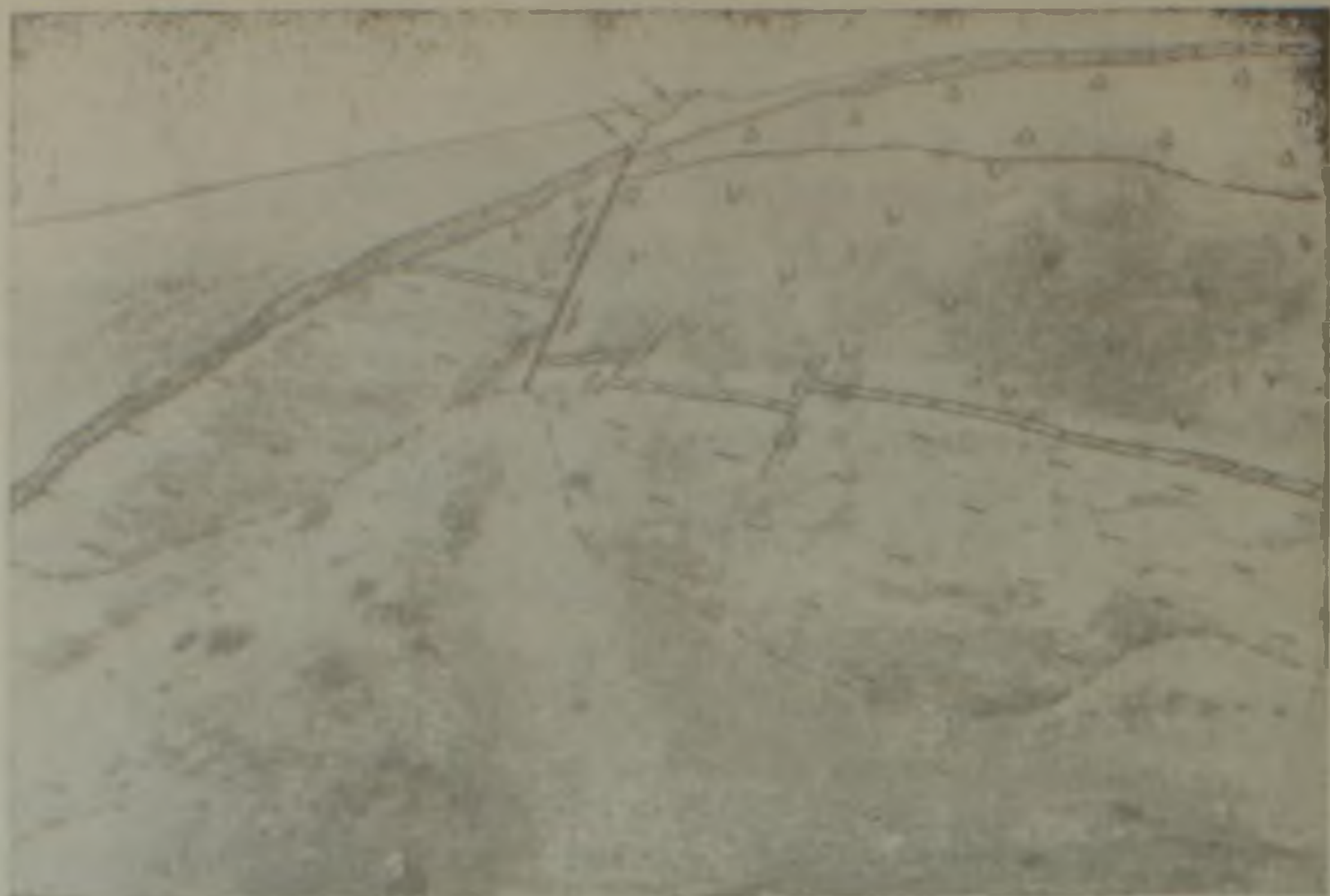


Рис. 3. Юго-восточный откос шоссеной дороги Спитак—Ширакамут, рассечен Спитакским сейсмогенным разломом в 1988 г. с амплитудой смещения—30 см. (п. см. стрелка). Ниже по плоскости того же разлома слой черного молодого туфа взброшен в том же направлении амплитудой 120 см (я).

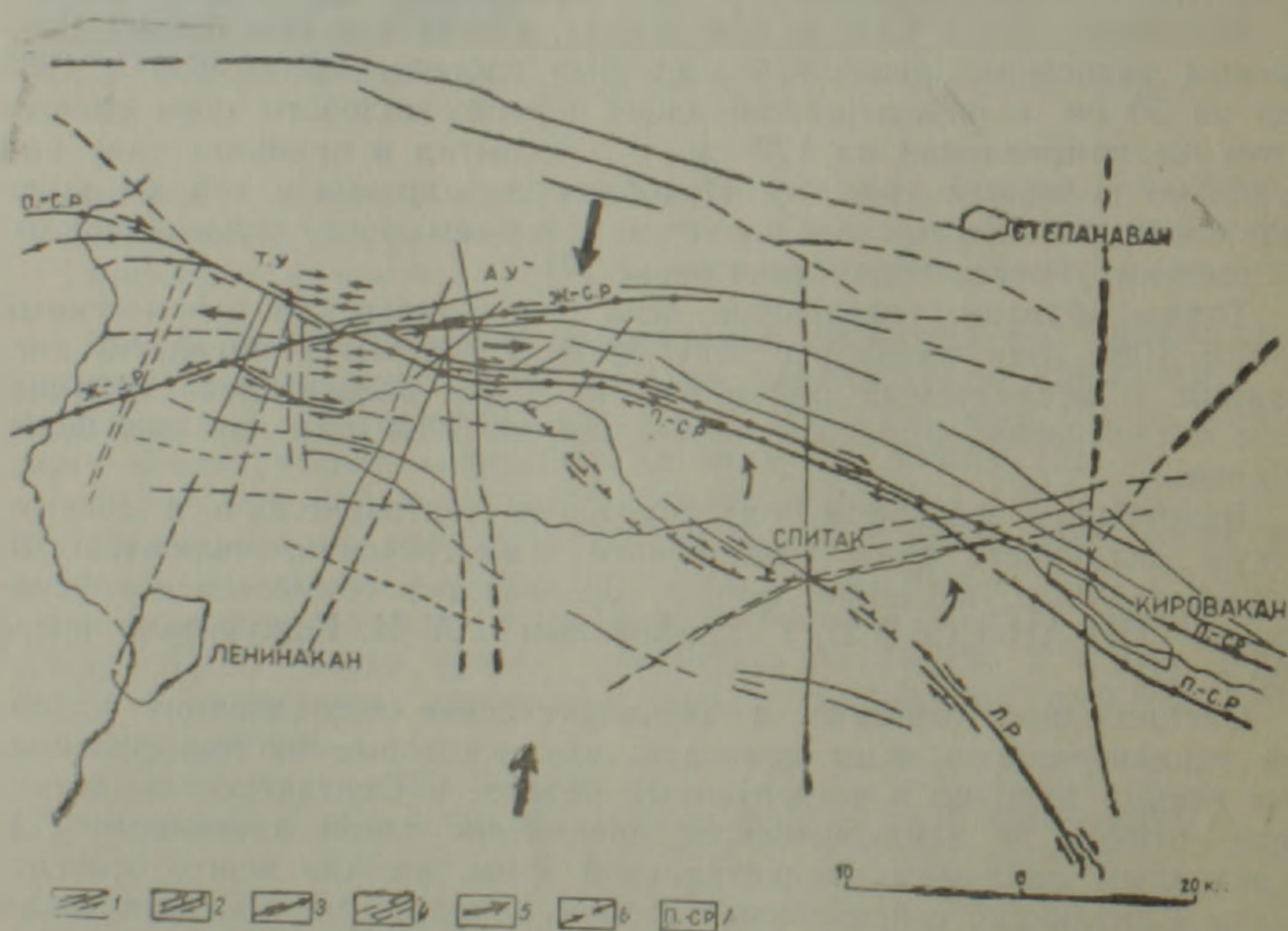


Рис. 4. Активные разломы зоны Спитакского землетрясения 1988 г. 1—Активные разломы; 2—Спитакский сейсмогенный разлом; 3—Участки активных разломов с прямыми признаками (сеймотектонические трещины) активизации при Спитакском землетрясении; 4—Прочие разломы; 5—Направление регионального поля тектонических напряжений; 6—Направление локальных полей тектонических напряжений; 7—Наименование активных разломов: П—С. Р—Памбак-Севаиский. Ж—С. Р—Желтореченско-Сарикамышский, Л. Р—Лернаджурский.

с полосой интенсивных деформаций слоев четвертичного туфа и соседствующих с ними пластов. Датировка деформаций показывает скорость смещения по этим разломам до 2—3 мм/год, что указывает на высокий уровень современной тектонической активности, а, следовательно, и сейсмической опасности [7].

Памбак-Севанский разлом является наиболее крупной и активной структурой зоны землетрясения, протягивается по северо-восточному побережью оз. Севан, через эпицентральную зону на территорию Восточной Анатолии. В пределах эпицентральной зоны Памбак-Севанский разлом прослеживается в ЗСЗ (280—195°) по линии гор. Кировакан—село Арчут—севернее сел. Аревшох, Гогаран, Сарапат, Дзорашен, Покр Сарнаар, Башгюх, Вардахпюр, горы Чивилис (рис. 4). Практически выделяемое нами [7] северо-западное (базумское) продолжение Севанского разлома ранее не описывалось, однако, считаем целесообразным сохранить за ним наименование. Памбак-Севанский активный разлом, считая его южной, наиболее молодой и активной ветвью Базум-Севанской зоны глубинных разломов. Повсеместно по разлому поднято СВ крыло а однообразные изгибы колен водооттоков на пересечении с линией разлома указывают на интенсивные правосдвиговые смещения. Они обнаружены в северо-западной части разлома у сел Покр Сарнаар, Сарапат, где достигают от 300 до 900 м амплитуды, а на центральном и ЮВ отрезке их значения достигают 500—1800 м. Молодые правосдвиговые смещения регистрируются на побережье озера Севан [6]. В районе сел. Покр Сарнаар, Сарапат, Гогаран, Аревашош, Арчут обнаружены деформации четвертичных речных террас и поверхности смещения, подтверждающие морфогенетическое определение разлома, как правостороннего взбросо-сдвига, с падением плоскости на СВ под углом 60—70°, соотношением взброс/сдвиг—1/10 и средней скоростью смещения—5—6 мм/год [7]. К северо-востоку от с. Сарапат в контактовой части активного крыла разлома обнаружена мелкая дисгармоничная приразломная складчатость четвертичных отложений (рис. 5).

На всем протяжении от с. Аревашош до с. Покр Сарнаар вдоль зоны Памбак-Севанского разлома вытянуты гирляндой многочислен-



Рис. 5. Дисгармоничная приразломная складчатость четвертичных отложений в контактовой части активного крыла Памбак-Севанского активного разлома. (к СВ от с. Сарапат).

ные мелкие и средние сейсмогенные оползни и участки сейсмовибрационного разжижения грунта, образовавшиеся при землетрясении 1988 г. Кроме того, непосредственно в зоне разлома, на месте главного толчка (СВ с. Гогаран) имеются прямые факты его активизации в 1988 г.—образование сейсмотектонической трещины длиной 200 м, с взбросом северного крыла на 6 см и правым сдвигом на 3 см. Сейсмогравитационное происхождение трещины исключается.

Желтореченско-Сарикамышский разлом как молодая активная структура выделен при полевых работах летом 1989 г. [7]. Разлом протягивается (рис. 4) по левому борту р. Желтой на ЗЮЗ, вдоль Ширакского хребта, реки Чанр и сел Лернагюх, Торосгюх, Джрадзор, и далее прослеживается по деформации молодых лавовых покровов Карского плато, в направлении на гор. Сарикамыш (Западная Армения). На участке между сс. Башгюх и Лернагюх он пересекает и смещает Памбак-Севанский разлом, образуя вместе с ним выгнутую к северу дугу. Желтореченско-Сарикамышский разлом представляет собой левосторонний взбросо-сдвиг. Амплитуды левосдвиговых смещений достигают значений 300—450 м в восточной части и значительно возрастают после пересечения с Памбак-Севанским разломом до 1000—1200 м. Синхронная ей взбросовая компонента составляет 70 м, что при падении плоскости на север 40—45° составляет соотношение взброс/сдвиг 1/7 [7].

В зоне Желтореченско-Сарикамышского разлома, к северу от с. Сарapat имеются прямые факты его сейсмической активизации в 1988 г. Здесь обнаружена сейсмотектоническая трещина длиной 350 м с левым кулисным рядом и левосдвиговыми смещениями амплитудой 13—15 см.

Лернаджурский (Алаварский) разлом, как молодая активная структура, также выделен летом 1989 г. [7]. Разлом протягивается в СВ направлении и частично перекрывается древним Сарикамышским нарушением. Молодые правосдвиговые смещения обнаружены на отрезке от гор. Спитак до с. Алавар, амплитудой до 30 м. Плоскость разлома крутая, с падением на восток 70—90° и взбрасыванием восточного крыла.

Кроме вышеперечисленных активными разломами являются: Палутли-Торосгюхский разлом СЗ простирания (правосторонний сдвиг-взброс с падением плоскости на север под углом 60°), а также Джрарат-Лусахпюр-Аглаганская и Ахурян-Джаджур-Аглаганская разрывные зоны меридионального простирания (рис. 4). Указанные зоны отчетливо прослежены на аэрокосмических изображениях, а также при полевых работах, в виде парных разрывных нарушений, простирающихся: первое на ССЗ 355° (падение на восток, 65—75°), второе ССВ 30° (падение на запад, 80°), ограничивающих с флангов Джаджурское поперечное поднятие. Обе зоны пересекаются у вершины горы Аглаган-2, в месте максимального сближения, сочленения и пересечения Памбак-Севанского и Желтореченско-Сарикамышского разломов. Тем самым в районе вершины Аглаган-2 и сел Сарapat, Покр-Сарнар образуется сложнейший дизъюнктивный узел (рис. 4). Структура дизъюнктивного узла характеризуется не только пересечением четырех разнонаправленных зон разломов с различной кинематикой, но и наличием многочисленных, зачастую пересекающихся кольцевых структур, представленных гранитоидными внедрениями и эоценовыми вулканотектоническими постройками. Последнее обстоятельство может быть связано с выжиманием к востоку тектонического клина, зажато́го между Памбак-Севанским разломом на юге и Желтореченско-Сарикамышским разломом на севере и образованием в вершине клина у Аглаганского дизъюнктивного узла зоны компенсационного растяжения, служащей каналом внедрения интрузий и вулканических извержений (рис. 4). Подобная же зона компенсационного растяжения, но с гораздо меньшим количеством коль-

цевых вулcano-тектонических структур, находится в пределах западного клина пересечения Памбак-Севанского и Желтореченско-Сарикамышского разломов, где указанные разломы стыкуются и пересекаются с Палутли-Торосгюхским активным разломом, а также Ленинка-Торосгюхским и рядом других меридиональных структур (рис. 4). К северу от села Торосгюх также формируется крупный дизъюнктивный узел. Области, находящиеся к югу и северу от места пересечения Памбак-Севанского и Желтореченско-Сарикамышского разломов, характеризуются зонами интенсивного сжатия.

Пересечение на относительно небольшой площади мощных разрывных зон с разнонаправленными смещениями по ним, достигающими 5—6 мм/год, и формирование вокруг них резко контрастных по направлениям движений блоков земной коры делают Аглаганский и Торосгюхский дизъюнктивные узлы и территорию вокруг них крайне опасной в плане возникновения сильных землетрясений.

Анализируя общую структурно-геологическую ситуацию эпицентральной зоны, ее активную тектонику и характер сейсмогеологического проявления Спитакского землетрясения, можно сделать следующее предположение по тектоническому механизму реализации землетрясения.

Спитакское землетрясение 1988 г. произошло в условиях меридионального (ССВ 10°) субгоризонтального сжатия на контакте двух резко гетерогенных геологических структур—клиновидного блока жестких недеформируемых кристаллических сланцев верхнего протерозоя (ограниченного по восточному флангу Лернаджурским активным разломом) и расположенного поперек него пластичного офиолитового пояса, маркируемого Памбак-Севанским и Желтореченско-Сарикамышским активными разломами. Землетрясение связано с накоплением тектонических напряжений и их разрядкой на стыках Желтореченско-Сарикамышского, Памбак-Севанского и Лернаджурского активных разломов, с вспарыванием в ходе реализации главного толчка тектонических перемычек между ними и выходом на поверхность сейсмогенного разлома (очага), соединивших два последних нарушения.

В зоне Памбак-Севанского разлома неоднократно происходили землетрясения в 1863, 1869, 1916, 1945, 1967, 1978, 1988 гг., а в зоне Желтореченско-Сарикамышского разлома произошло Эрзерумское землетрясение 1983 г. ($M=6.9$) и возник синхронный ему по кинематике левосторонний сдвиг-взброс длиной 12 км.

Желтореченско-Сарикамышский разлом является ветвью Северо-Восточно-Анатолийской системы активных левосдвиговых разломов и протягивается от гор. Ерзынка (Эрзинджан) к северо-востоку, где под острым углом срезает правосдвиговый Памбак-Севанский разлом. Оба разлома, сочленяясь, образуют северную активную дугу Армянского нагорья, связанную с крупнейшими зонами разломов Анатолии и Ирана, неоднократно генерирующую катастрофические землетрясения и представляющую серьезную сейсмическую опасность. Сейсмогенные полвижки по этим разломам (левосдвиговые на западном и правосдвиговые на восточном флангах дуги) совпадают с общим структурным эффектом движений по активным разломам Передней Азии—современным субмеридиональным укорочением территории региона.

1988 թ. ՍՊԻՏԱԿԻ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԻ ԳՈՏՈՒ ԳՈՐԾՈՒՆ ՏԵԿՏՈՆԻԿԱՅԻ
ՈՐՈՇ ԱՌԱՆՁՆԱԼԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Սպիտակի երկրաշարժը հանդիսացավ Հայկական լեռնաշխարհի տեկտոնական գործունեության աղետալի արտահայտություններից վերջինը և ուղեկցվեց 37 կմ երկարությամբ երկրաշարժածին մի բեկվածքի երկրի մակերես դուրս գալով: Այդ բեկվածքը դեպի հյուսիս $50-60^\circ$ տակ անկող մի աջակողմյան կողաշարժ-վերնետք է և բաժանվում է երեք առանձին հատվածների: Կենտրոնական հատվածի սահմաններում հայտնաբերված են թարմ սահքի հայելիներ, որոնց վրա առանձնացվում են տեկտոնական խազերի 5—6 սերունդներ, որոնք կարելի է խմբավորել տեղաշարժերի 3 հիմնական փուլերի մեջ: Ամենից հավանականն այն է, որ դրանք համապատասխանում են 4 և 10 վրկ միջակայքերով 3 համակցված երկրաշարժային երևույթների, որոնք և առաջացրել են Սպիտակի երկրաշարժի հիմնական ցնցումը:

Երկրաշարժածին բեկվածքի մանրակրկիտ երկրաշարժաբանական հետազոտությունները ցույց տվեցին, որ այն հիմնվել է հնագույն երկրաբանական մի խզման գոտու երկայնքով: Բեկվածքի գոտու լայնքով փորված են մի քանի շարք խրամատներ, որոնց մեջ ի հայտ են բերվել հին վերնետքային խզման հետքերը և նրանով տեղաշարժված հին հողածածկույթի շերտը: Վերջինս միանշանակորեն վկայում է այս շրջանում երկրաշարժային աղետներ տեղի ունեցած լինելու մասին:

Շրջանի տեկտոնական և երկրաշարժային ակտիվությունը բնորոշող հիմնական շարժող ուժը գործուն բեկվածքներն են: Առավել գործուն և խոշոր է հանդիսանում Փամբակ-Սևանի բեկվածքը, որը ձգվում է Կիրովական քաղաքից դեպի Արջուտ, Արևաշող, Գոգարան, Սարապատ, Փոքր Սարիար, Վարդաղբյուր գյուղերը: Այն աջակողմյան վերնետք-կողաշարժ է՝ մինչև 1800 մ հորիզոնական տեղաշարժով: Բեկվածքի հարթությունը անկում է հյուսիս-արևելք, $60-70^\circ$ անկյան տակ, վերնետք-կողաշարժ փոխհարաբերությունը կազմում է $1/10$, իսկ տեղաշարժի միջին արագությունը 5—6 մմ/տարի է:

Առաջին անգամը լինելով առանձնացված մի այլ գործուն բեկվածք էլ Դեղինգետ-Սարիղամիշի վերնետք-կողաշարժն է, որը ձգվում է Դեղին, Չաիր գետերի, Լեռնագյուղ, Թորոսգյուղ, Ջրածոր գյուղերի ուղղությամբ դեպի Սարիղամիշ քաղաքը (Արևմտյան Հայաստան): Չախակողմյան տեղաշարժերի մեծությունը հասնում է 1000—1200 մ, իսկ վերնետք-կողաշարժ փոխհարաբերությունը $1/7$ է:

Ավելի փոքր մասշտաբի գործուն կառույցների թվին են դասվում Լեռնաջրի, Պալուտլի-Թորոսգյուղի և այլ բեկվածքները:

1988 թ. Սպիտակի երկրաշարժը տեղի ունեցավ միջօրեականի ուղղությամբ (հյուսիս—հյուսիս-արևելք 10°) մերձհորիզոնական սեղմման պայմաններում, երկու տարասեռ երկրաբանական կառույցների հարակցման գոտում, որոնցից մեկը վերին պրոտերոզոյի կոշտ բյուրեղային թերթաքարերի սեպանման բեկորն է, իսկ մյուսը ներկայացված է նախորդի նկատմամբ լայնակի տեղադրված դյուրաշարժ օֆիոլիտային գոտիով: Երկրաշարժը կապված է Դեղինգետ-Սարիղամիշի, Փամբակ-Սևանի և Լեռնաջրի բեկվածքների ծայրակրցվածքներում տեկտոնական լարվածությունների կուտակման և դրանց լիցքաթափման հետ, երկրաշարժի գլխավոր հարվածի ընթացքում այդ բեկվածքների միջև գոյություն ունեցող միջնորմների պատռման և երկրաշարժածին բեկվածքի (օջախի) ելքի հետ երկրի մակերես: Փամբակ-Սևանի և Դեղինգետ-

Սարիղամիշի գործուն բեկվածքները միակցվելով առաջացնում են Հայկական լեռնաշխարհի հյուսիսային գործուն աղեղը, որը կապված է Անատոլիայի և Իրանի բեկվածքների խոշորագույն գոտիների հետ, որոնք բազմիցս աղետալի էրկրաշարժերի առաջացման պատճառ են հանդիսացել:

A. S. KARAKHANIAN

THE SPITAK EARTHQUAKE, 1988, ZONE ACTIVE TECTONICS SOME PECULIARITIES

A b s t r a c t

The Spitak seismogenous fracture kinematics peculiarities are considered, which characterize the complicated pattern of movements in the earthquake focus. There are described paleoseismotectonic dislocations, revealed in this zone. There are brought data on the active fractures, which predetermine the Spitak earthquake zone as well as the Armenian highland northern part tectonic and seismic activity.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Авчян Г. М., Симонян Г. П. О возможных (прогнозных) направлениях трещинообразования и разрушения пород (на примере Спитакского землетрясения Армянской ССР 7.XII.1988 г.). — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, № 3, с. 43—51.
2. Бальян С. П., Лилиенберг Д. А., Милиновский Е. Е. Новейшая и современная тектоника сейсмоактивных орогенов Армении и района Спитакского землетрясения. Геоморфология, 1989, № 4, с. 3—16.
3. Борисов Б. А., Рогожин Е. А. Сейсмогенный разрыв. — Природа, 1989, № 12, с. 26—31.
4. 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.
5. Караханян А. С., Баласанян В. С. Активная динамика зоны Спитакского землетрясения 1988 г. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1990, № 4.
6. Караханян А. С., Харазян Э. Х., Аветисян С. А. Хонасар-Цхукская региональная зона активных сдвиговых дислокаций. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, № 4, с. 46—50.
7. Трифонов В. Г., Караханян А. С., Кожурин А. И. Активные разломы и сейсмичность. — Природа, 1989, № 12, с. 32—38.
8. Симонян Г. П. Сейсмотектоническое условие возникновения Спитакского землетрясения 7. XII.1988 г. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, № 4, с. 11—19.
9. Bommer L. L., Ambrase's V. N., 1989. The Spitak (Armenia, USSR) Earthquake of 7 December 1988: Imperial College of Sciences and Technology, London, p. 85.
10. Cisternas A. Philip H., et al. The Spitak (Armenia) Earthquake of December 7, 1988. Field observations. Seismology and Tectonics, Strassburg (France), 1989, p. 13.
11. Bircherdt R., Ellson J., et al. Results and data from Seismologic and Geologic studies following earthquakes of Desember 7, 1988, Near Spitak, Armenian SSR, USA, 1989, p. 188.

Г. А. ХАНЗАТЯН

К ГЕОХИМИИ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕРМИ И ТРИАСА МАЛОГО КАВКАЗА

Изотопный состав углерода, кислорода, карбонатов и распределение RЗЭ, Th, U, Sr в пограничных пермо-триасовых отложениях показали направленные изменения геодинамических и гидрохимических условий осадконакопления, таких, как регрессия моря и связанное с ней изменение газового режима и солености, влияние эксплозивного вулканизма, которые в итоге, вероятно, привели к биологическому кризису.

Геологические события на границе перми и триаса являются предметом специальных комплексных, литолого-стратиграфических исследований. Эти работы в юго-западной части Армении, ввиду их актуальности, были включены в программу исследований по МПГК № 199 «Редкие события в геологии».

Изучены отложения верхней части хачикской свиты мидийского яруса (P_2 до 12 м), ахурийской свиты джультинско-дарашамского яруса (P_2 до 10 м) и индского (прибл. 16 м) яруса нижнего триаса (T_1) разреза с. Советашен (басс. р. Веди), а также единичные образцы пород дарашамского (P_2) и индского (T_1) ярусов разреза с Огбин (басс. р. Хндзорут). Отложения верхней части хачикской свиты (верхняя пермь) представлены темно-серыми, черными, серыми и коричневато-серыми битуминозными, средне-толстослоистыми и массивными водорослевыми биостромовыми известняками с черными кремнистыми стяжениями, с редкими прослойками глинистых рассланцованных разностей. В небольшом количестве содержат остатки фораминифер, мшанок, иглокожих, моллюсков. Связующая масса скудная, представлена темным микрозернистым, часто микро-мелкозернистым кальцитом с размерами зерен менее 0,015 мм. Среднее содержание карбонатной части в этих породах высокое, а терригенной, которая в основном представлена глинистыми частицами,—низкое (табл. 1, проба 1).

Кремнистые стяжения имеют эллипсоидальную, округлую, неправильно-желваковидную, трубчатую, ветвистую формы, реже в виде выклинивающих прослоев (до 10 см мощности). Как правило, уплотнение конкреций имеет место вдоль поверхности напластования. Наблюдается также огибание их слоями, вследствие роста конкреций. Под микроскопом конкреции представлены кремнистым веществом, в котором рассеяны микрокристаллический кварц, пирит, кальцит, реже доломит. Черный цвет обусловлен тонкорассеянным органическим веществом. Фазовый состав, по данным рентгеноструктурного анализа, следующий: кварц и примесь кальцита (табл. 1, проба Д-18).

Породы джультинского яруса представлены серыми, светло-серыми, толсто-среднеслоистыми органогенно-шламовыми и неравномерно доломитизированными (биомикрит-биоспаритовыми) известняками, в которых органические остатки плохо отсортированы. В шлифах, наряду с единичными целыми раковинами фораминифер, отмечены остатки водорослей, обломки створок брахиопод и неопределимый органогенный шлам. Связующая масса обильная, микро-мелкозернистая, кристаллическая. В карбонатной части кроме кальцита присутствует доломит 14,4% (табл. 1, проба 2). Среднее содержание карбонатной части относительно подстилающих отложений перми уменьшено на 35%, при возрастании терригенной примеси.

Известняки дарашамского яруса серые, светло-серые с розоватым и желтоватым оттенками, среднеслоистые, хорошо отсортиро-

ванные, структура органогенно-шламовая. Известняки неравномерно доломитизированные, переходящие в пограничной части разреза в красноватые среднеслоистые, комковатые и глинистые разности. Среднее содержание карбонатной части заметно уменьшается при увеличении в известняках терригенной примеси (табл. 1, пробы 3, 3 а). Глинистые известняки (0,2 м), по которым проводится граница перми и триаса [2], микрозернистые с мелкими ромбоэдрическими кристаллами кальцита (табл. 1, проба 4).

Породы индского яруса в основании сложены серыми, светло-серыми, красноватыми, иногда желтоватыми, средне- и тонкослоистыми, микрозернистыми, реже органогенными известняками с глинистыми прослойками. В подошве упомянутых отложений выделяется горизонт красных биостромовых водорослевых известняков, переходящих в более светлой окраски биоморфные разности, образующие караваевидные тела. Водорослевые известняки микро-мелкозернистые, кристаллические, с довольно высоким содержанием карбонатного материала и с незначительным количеством нерастворимого остатка (табл. 1, проба 5). Перекрывающие известняки микро-мелкозернистые (проба 6), с прослоями глинистых разностей, в которых содержание нерастворимого остатка колеблется от 2 до 22% (табл. 1, проба 6). Среднее содержание карбонатного материала относительно биоморфных известняков низкое за счет увеличения терригенной примеси.

На литограмме (разрез Советашен, рис. 1) вырисовывается тренд постепенного уменьшения вверх по разрезу среднего содержания карбонатности и увеличения нерастворимого остатка и R_2O_3 . Значительное отклонение от наблюдаемого тренда отмечается в пограничных слоях разреза.

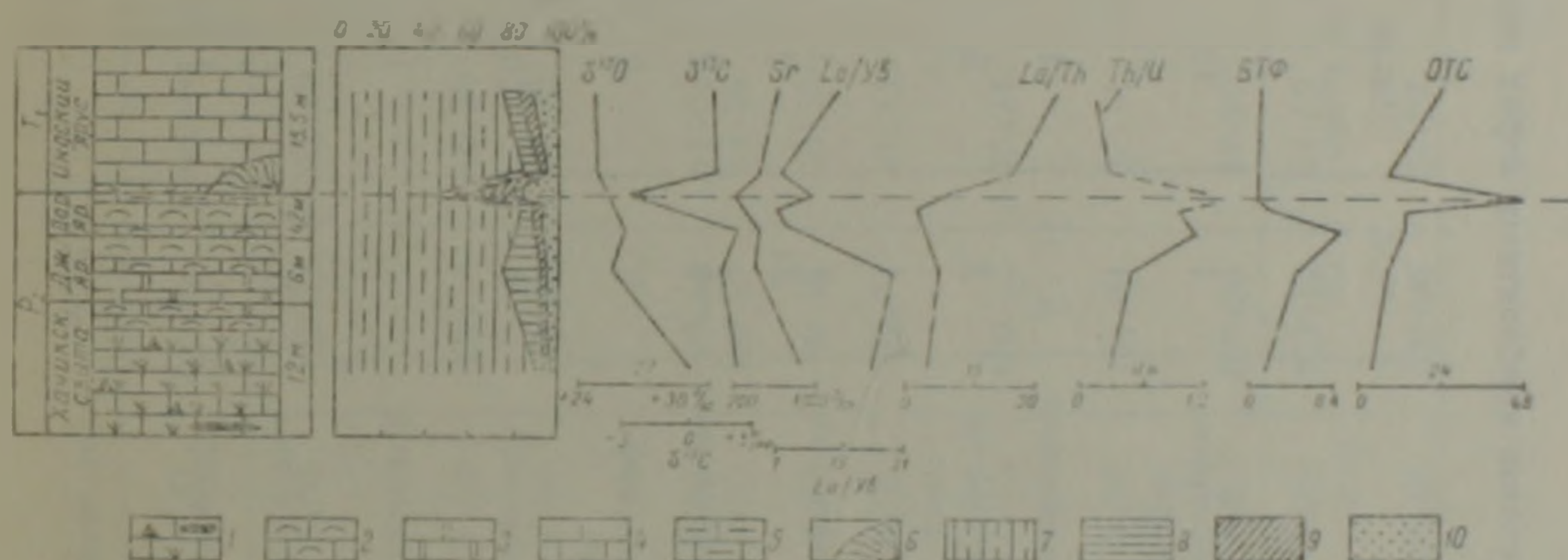


Рис. 1 Литолого-геохимические параметры пограничных P_2 - T_1 отложений (разрез с. Советашен, басс. р. Веди). Условные обозначения: 1—известняки водорослевые, биостромовые, битуминозные с редкими кремнистыми стяжениями; 2—известняки органогенные; 3—известняки доломитизированные; 4—известняки микрозернистые; 5—известняки глинистые; 6—известняки биоморфные водорослевые; 7—кальцит; 8—доломит; 9— R_2O_3 ; 10—нерастворимая часть; ВТФ—выход тяжелой фракции в % от веса породы, ОТС—общая терригенная составляющая в % от веса породы.

В минеральном составе нерастворимой части пород верхней перми и нижнего триаса определяются единичные зерна гиперстена (редко гиперстен-бронзит), авгита, диопсида, тремолита, актинолита, об. рогообманки, реже базальтической, пирита, магнетита, гематита, гетита. Спорадически встречаются циркон, апатит, рутил (реже брукит, анатаз), гранат, флюорит, биотит, мусковит, реже оливин. Выход тяжелой фракции от 0 до 0,4% от породы. Легкая фракция представлена, в основном, выветрелыми и глинистыми частицами, редкими зернами кварца, плагиоклаза (андезин-лабрадор), обломками метаморфи-

Химический состав карбонатных пород верхней перми и нижнего триаса

Разрез	Возраст	Наименование пород	№№ проб	Число образцов	Мониторинг	Содержание в %				
						SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO
У сел. Советашен	Мидийский ярус (P ₂), хачикская свита (верхняя часть)	Известняки биостромовые, водорослевые, битуминозные	1	12	12	3.69	0.02	0.41	0.25	0.001
	—	Кремнистая конкреция	Д-18	1	0.2	66.82	0.01	0.85	3.13	0.021
	Джульфинский ярус (P ₂)	Известняки органо-генно-детритовые доломитизированные	2	5	6	4.73	0.03	1.44	0.82	0.08
	Дарашамский ярус (P ₂)	Известняки шламовые	3 31	3 3	4	7.05 7.58	0.15 0.12	2.19 3.27	1.38 1.04	0.089 0.051
	Пограничные слои	Известняки глинистые	4	2	0.2	25.85	0.63	10.79	5.40	0.05
	Индский ярус (T ₁)	Известняки биоморфно-водорослевые	5	2	3.5	4.72	0.10	1.89	0.67	0.06
	—	Известняки микрозернистые	6	10	12	12.44	0.19	4.03	1.41	0.037
	Дарашамский ярус (P ₂)	Известняки шламовые	7	1	0.3	6.04	0.21	3.11	1.95	0.12
	Пограничные слои	Известняки глинистые	8	1	0.2	24.92	0.80	10.90	6.31	0.02
	Индский ярус (T ₁)	Известняки микрозернистые	9	1	0.3	2.37	0.04	0.40	0.35	0.003
Дарашам II	Дарашамский ярус	Известняки глинистые	Д-52	1	0.1	14.61	0.60	7.45	4.61	0.17

CaO	MgO	п.п.п.	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Кальцит	Доломит	R ₂ O ₃	Нераств. остаток	Сумма карб. части	Сумма терриг. части	Выход тяж. фр.	Сорт.
52,34	0,84	42,04	0,011	—	0,06	99,76	91,40	3,90	0,73	3,69	95,30	4,42	0,065	0,35
16,49	0,09	13,04	0,39	0,26	1,20	99,78	60,80	7,36	14,91	14,64	68,24	29,55	—	0,01
47,78	3,15	40,93	0,17	—	0,36	99,54	77,48	14,40	2,95	4,73	91,88	7,68	0,20	0,07
47,47	1,25	38,63	0,196	—	0,82	99,80	81,61	5,71	5,32	7,05	87,32	12,37	0,40	0,02
48,0	0,84	38,58	0,094	—	0,75	100,27	83,59	3,84	5,32	7,52	87,43	12,84	0,08	0,02
28,33	1,65	24,05	0,127	0,25	2,79	99,97	46,56	7,54	20,03	25,85	54,10	45,88	0,01	0,02
50,63	0,62	40,40	0,066	0,34	0,55	99,71	88,82	2,83	3,34	4,72	91,65	8,06	0,01	0,02
44,10	1,03	35,71	0,041	0,40	1,15	100,53	76,14	4,71	7,25	12,44	80,85	19,69	0,018	0,012
44,29	4,77	39,60	0,11	0,28	0,60	101,01	67,11	21,81	6,39	6,04	88,92	12,43	0,10	0,006
28,0	1,01	24,95	0,48	0,20	3,0	100,58	49,97	—	21,71	24,92	49,97	46,63	0,01	0,003
53,31	0,52	42,39	0,027	0,38	0,21	100,12	93,85	2,38	1,53	2,37	96,23	3,90	0,02	0,015
36,36	1,61	32,16	0,048	0,35	0,08	100,96	29,22	0,41	4,70	66,82	29,03	71,52	—	0,024

Примечание: Анализы выполнены в хим. лаборатории ИГП АН Армении аналитиками Гаспарян З. Ш., Барсегян М. С.

ческих и основных эффузивных пород. Минеральный состав глинистой составляющей рассматривался в работе [10]. Рентгеноструктурный анализ тонкоотмученных (0,001—0,01 мм) фракций пород, обработанных уксусной или муравьиной кислотами, показал наличие тонкодисперсного кварца, иллита, апатита (в порядке убывания), а в пограничных красноцветных глинистых породах наряду с вышеперечисленными—примеси хлорита, монтмориллонита*.

Исследуемые отложения характеризуются устойчивой кварц-амфибол-пироксеновой ассоциацией терригенных минералов, указывающей на единый источник сноса.

Для выяснения генезиса отложений особо информативно распределение составов РЗЭ. Породы хачикской свиты (табл. 2, рис. 2, проба 1) характеризуются легким составом РЗЭ ($La/Yb=24,5$), значительным дефицитом Се и накоплением средних лантаноидов, возможно, связанным с сорбцией этих элементов глинистой составляющей и органическим веществом. Миграция C_{org} может способствовать перераспределению этих элементов, образованию их дефицита в одних слоях, избытка в других. Резкое накопление легких лантаноидов скорее всего связано с высокой степенью зрелости терригенного материала, за счет размыва коры выветривания каолинистового и каолинит-гидрослюдистого составов в субтропических гумидно-сезонногумидных условиях [10].

Менее определенно решается вопрос о резком дефиците Се в совокупности с общим исключительно легким составом РЗЭ. Был ли он сформирован в результате окисления и перераспределения Се в коре выветривания или же это эффект влияния морской воды? Учитывая высокую степень зрелости продуктов коры выветривания и сравнительно высокую скорость осадконакопления в данный период

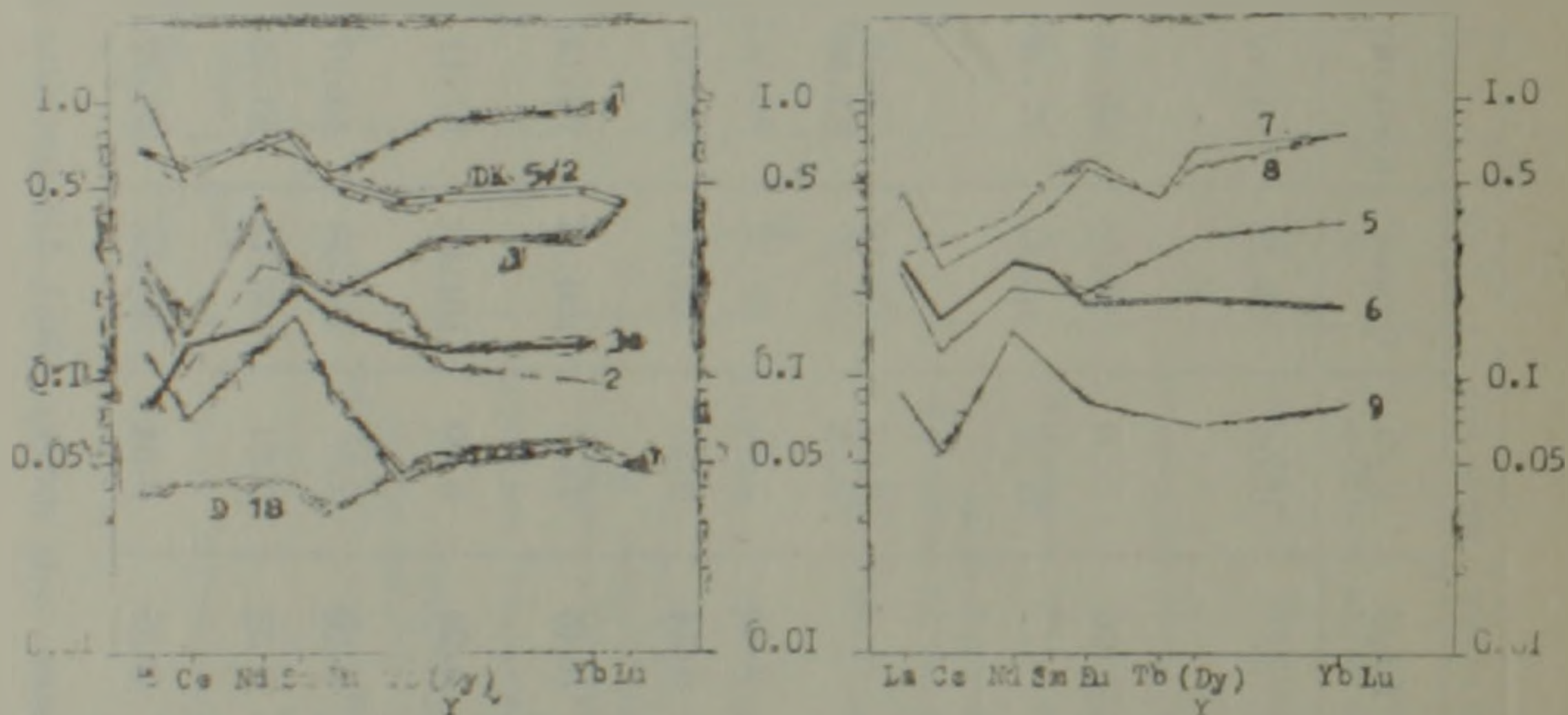


Рис. 2 Распределение РЗЭ в верхнепермских и нижнетриасовых породах (нормализованные относительно глинистого сланца) [12]. Условные обозначения: 1—известняки хачикской свиты (P_2) разреза у с. Советашен; Д-18—кремнистая конкреция (P_2) разреза у с. Советашен; 2—известняки джультинского яруса (P_2) разреза у с. Советашен; 3—известняки нижней части дарашамского яруса (P_2) разреза у с. Советашен; 3а—известняки верхней части дарашамского яруса разреза у с. Советашен; 4—известняки глинистые пограничной части разреза у с. Советашен; 5—известняки биоморфные водорослевые индского яруса (T_1) разреза у с. Советашен; 6—известняки микрозернистые индского яруса (T_1) разреза у с. Советашен; 7—известняки дарашамского яруса (P_2) разреза у с. О. бин; 8—известняки глинистые дарашамского яруса (P_2) разреза у с. О. бин; 9—известняки индского яруса (T_1) разреза у с. О. бин; ДК5/2—известняки глинистые дарашамского яруса (P_2) разреза Дарашам—11.

* Аналитик—Хачатурян В. М.

(краткое время воздействия морской воды на осадок), механизм окисления Ce в коре выветривания, видимо, наиболее важен для конкретного примера.

Полевые наблюдения и лабораторные исследования кремнистых стяжений указывают на их диагенетическую природу (табл. 1, рис. 2, проба Д-18). Сравнивая спектры РЗЭ кремнистых стяжений и вмещающих известняков (рис. 2, проба 1), выявляется почти полное совмещение спектров тяжелых РЗЭ: кремнистое вещество, видимо, привнеслось в бассейн синхронно с терригенным компонентом. На это указывают также примерно равные величины отношения Al_2O_3/TiO_2 (в известняках—20,5, в желваках—21,2). Величина La/Yb в известняках значительно больше (24,5), чем в стяжениях (7,6), что можно объяснить различными сорбционными свойствами составляющих компонентов.

Известняки характеризуются цериевым минимумом ($Ce/Ce^* = 0.49$), а кремнистые стяжения—максимумом ($Ce/Ce^* = 1.05$). Цериевый максимум, видимо, указывает на отсутствие или ограниченное взаимодействие морской воды с кремнистым веществом, чему могли препятствовать захват и переработка кремнезема планктонными микроорганизмами. Отсутствие европиевой положительной аномалии указывает на то, что источником кремнезема являлись, по-видимому, эффузивы субэвральных вулканических пород (басс. р. Верхний Чалус и район Машулей Шит) [16, 13], а не вулканическая тефроидная примесь.

Характер распределения РЗЭ в породах джультинского яруса в целом мало отличается от пород хачикской свиты (рис. 2, проба 2), что подтверждает минералогические данные о единстве питающей провинции с зрелой корой выветривания.

Обращает внимание своеобразие спектра РЗЭ пород из нижней части дарадамского яруса (проба 3). Наряду с резким дефицитом Ce и относительно большим накоплением тяжелых лантаноидов, для них характерен отчетливый дефицит средних лантаноидов. Вопрос о связи этого эффекта с процессами десорбции РЗЭ, с диагенетическим и эпигенетическим перераспределением требует дополнительного изучения. Для сравнения отметим, что в спектре РЗЭ, глинистого известняка из нижней части дарадамского яруса (разрез Дарадам-II, проба ДК 5/2, рис. 2), наряду с дефицитом церия, отмечается резкое накопление легких лантаноидов ($La/Yb = 16.9$), которое для отложений хачикской свиты и для джультинского яруса (разрезы Советашен и Дарадам-II) обусловлено примесью высокозрелого терригенного вещества.

Спектр РЗЭ пород верхней части дарадамского яруса характеризуется: общим обогащением средними лантаноидами, включая небольшой Ce максимум ($Ce/Ce^* = 1.16$), на фоне последовательного накопления все более тяжелых лантаноидов.

Такой спектр может быть смоделирован за счет окисления и переработки пеплового материала при воздействии морской воды (с учетом сорбционных эффектов). Отметим, что автором в отложениях верхней части дарадамского яруса (разрезы Советашен, Огбин, Дарадам-II) установлены продукты синхронного вулканизма, представленные свежими пироксенами, амфиболами, вулканическим стеклом, плагиоклазом (андезин), суммарное количество которых в породе достигает 0,4%, тогда как в нерастворимой части исследуемых отложений были отмечены лишь единичные полувыветрелые зерна пироксена, амфибола, плагиоклаза и кварца, преобладали агрегаты глинистых минералов.

Итак, особенность распределения РЗЭ в карбонатных породах показывает влияние вулканизма. Наглядно оно фиксируется в позднедарадамских породах, расположенных южнее на значительном расстоянии от описываемых разрезов (разрез Огбин). На рис. 2, проба 8, видно, что спектр РЗЭ красноцветного глинистого известняка

Изотопный состав углерода, кислорода (в %) и содержания РЗЭ,
Y, Th, U, Sr (в г/т) карбонатных пород верхней перми и нижнего триаса

№№ п п	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Y	Сумма РЗЭ	La Yb	Ce Ce*	Eu/ Eu*	La Th	Th/U	Th	U	S
1	+2.1	+29.1	4.9	6.0	—	1.3	0.14	0.05	0.20	—	1.8	14.39	24.5	0.49	0.8	4.9	0.23	1.0	3.5	840
Д18	—	—	1.6	3.5	—	0.32	0.04	—	0.21	0.032	2.0	7.7	7.62	1.03	0.58	3.3	0.19	0.43	2.5	170
2	+1.3	+25.3	9.8	9.0	9.9	1.8	0.35	0.22	0.34	—	4.0	35.41	28.8	0.43	1.03	7.54	0.46	1.3	2.8	397
3	+2.1*	+25.9	10.9	11.8	16.1	1.8	0.32	—	1.22	0.26	12.0	54.4	8.9	0.41	0.86	4.19	1.08	2.6	2.4	414
3а	—	—	3.2	11.2	5.8	1.6	0.27	0.16	0.46	—	4.6	27.19	7.0	1.16	0.98	1.69	0.90	1.9	2.1	339
4	-2.9	+25.2	43.4	42.8	27.4	4.8	0.92	—	3.3	—	32.0	154.6?	13.2	0.57	0.76	6.78	—	6.4	—	219
5	+1.1	+24.6	9.7	10.4	8.1	1.3	0.32	—	1.27	—	12.0	43.29	7.6	0.56	0.94	24.55	0.26	0.4	1.5	432
6	+0.9	+24.5	10.4	13.5	9.9	1.8	0.30	—	0.62	—	7.0	43.52	16.7	0.63	0.56	34.67	0.12	0.3	2.4	567
7	—	—	18.5	19.9	—	3.0	0.90	0.56	2.5	—	21.5	69.86	6.6	0.55	1.43	6.61	0.76	2.8	3.7	274
8	—	—	11.6	25.4	14.8	4.0	0.99	0.56	2.6	—	21.0	80.95	3.2	0.91	1.31	2.9	—	4.0	—	251
9	—	—	3.5	4.3	5.5	0.83	0.13	—	0.28	—	2.5	17.04	12.5	0.45	0.85	8.75	0.11	0.1	3.5	1033
ДК5 2	—	—	27.0	47.0	—	5.74	0.83	0.52	1.6	0.25	16.0	98.94	6.67	0.78	0.87	8.1	1.83	3.3	1.8	842

Примечание: Анализы изотопного состава выполнялись на масс-спектрометре МИ-1201 (аналитик Березовский Ф. И., ИГФМ АН УССР).

Анализы РЗЭ, Th, U, Sr проводились инструментальным и радиохимическим нейтронно-активационным методом (аналитик Добристенко А. И., ПГО «Кировгеология» УССР).

Изотопный состав углерода дан относительно международного стандарта PDB с точностью $\pm 0,30\%$, а кислорода SMOW с точностью $\pm 0,40\%$. Изотопный состав углерода и кислорода пород дарашамского яруса получен на основании анализа средней пробы, составленной из шести образцов. Данные проб см. табл. 1.

Eu*, Ce* рассчитано по концентрации соседних лантаноидов:

$$K_{Eu^*} = 0,5(K_{Sm} + K_{Tb}), \quad K_{Ce^*} = 0,5(K_{La} + K_{Nd}).$$

Содержание Y определялось автором спектральным методом на приборе ДФС

очень близок рассмотренному выше спектру (проба 3а) с той разницей, что нет селективного обогащения Се, но накопление средних лантаноидов сопровождается селективным обогащением Eu ($Eu/Eu^* = 1.36$). Такой же европиевый максимум ($Eu/Eu^* = 1.43$) наблюдается в известняке из той же пачки (проба 7). Признаки влияния тефроидного вещества на состав РЗЭ осадочных образований конца верхней перми фиксируется, как видно, на значительных площадях. Наличие хлорита и монтмориллонита в пробах 3а и 4 и отсутствие их в перекрывающих и подстилающих отложениях подтверждают мысль о том, что их образование происходило за счет переработки вулканического пеплового материала. Это подтверждается также характером поведения ОТС и отношением в пограничной части (рис. 1, проба 3, 3а, 4): с увеличением терригенной составляющей породы отношение La/Yb резко уменьшается.

Согласно [11] нельзя исключать катастрофическое событие — столкновение метеорита с Землей и рассеивание космического тела и мишени на значительные площади. В частности, европиевые максимумы в спектрах верхнедарашамских карбонатов обнаруживают прямую корреляцию с ростом содержания иридия в этих породах (от 0,003 до 0,04 *ppb*). Однако содержание иридия в упомянутых отложениях не является аномально высоким. Помимо этого, на территории северо-западного Ирана [13] и в Турагачайской зоне Малого Кавказа* [4] установлены вулканические породы позднепермского возраста. Влияние вулканизма не ограничивается распределением РЗЭ, вулканизм мог создать неблагоприятные условия для выживания фауны (биологический кризис), как отмечает Ю. А. Колясников [5], на рубежах J_3-K_1 , K_1-K_2 , K_2-Pg , он тесно связан с базальт-океаническим феноменом глобальных геохимических аномалий и повышением радиоактивности среды обитания (мутогенные факторы).

Отложения дарашамского яруса перекрываются красноцветными глинистыми известняками (рис. 2, проба 4), по которым проводится граница перми и триаса [2]. Спектр РЗЭ этих пород, хотя и содержит значительное количество бескарбонатного вещества, но не несет следы преобладающего влияния морской воды. Однако спектр РЗЭ биоморфно-водорослевых известняков (рис. 2, проба 5) сходен в основных чертах с его распределением в морской воде. В нижнетриасовых биостромовых известняках по сравнению с биоморфными разностями распределение лантаноидов характеризуется меньшим накоплением тяжелых и отчетливым максимумом средних. Спектр РЗЭ в известняках нижнего триаса практически одинаков как в разрезе Советашен (проба 6), так и в разрезе Огбин (проба 9), что, вероятно, свидетельствует о более прибрежных условиях осадконакопления сравнительно с началом индского века.

Отметим, что между содержанием суммы РЗЭ и P_2O_5 исследуемых отложений наблюдается линейная корреляция с коэффициентом корреляции Спирмена 0.73 для уровня значимости 0.05. Аналогичная связь обнаружена между суммой РЗЭ и ΣFeO (коэффициент корреляции Спирмена—0.69), между суммой РЗЭ и содержанием общей терригенной составляющей (0.67). Высокий коэффициент корреляции наблюдается между суммой РЗЭ и P_2O_5 . Такая связь, по-видимому, вызвана увеличением, наряду с терригенной составляющей пород, содержания микрокристаллического, аутигенного апатита. В частности, интересно обнаружение фосфоритовых конкреций в аргиллитах дарашамского яруса (разрез Дарашам-II, Нах. АССР). Форма их оваловидная, шарообразная и желваковидная, размеры 0.5—2.0 см. В поперечнике, структура аморфная—микрокристаллическая. Данные рентгеноструктурного анализа показывают, что сложены они, в ос-

* Необходимо отметить, что иранские разрезы относятся к гондванскому типу, а Турагачайск эффузивно-карбонатная зона — к сьразинатскому.

новном, апатитом с примесью (около 2%) кварца, возможно, каолинита.

При рассмотрении изотопного состава углерода и кислорода следует выяснить, насколько они первичны и отвечают этапу осадконакопления. Величины отношения индексов А:В на дифрактограммах, отражающих степень постседиментационных изменений гидрослюд и вмещающих пород [10], колеблются от 1,3 до 2,0, в среднем 1,8. Такая характеристика отвечает завершающему этапу начального катагенеза. Слабая перекристаллизация пород указывает на то, что изотопный состав углерода и кислорода не был сильно изменен вторичными процессами. Довольно тяжелый изотопный состав кислорода (+29,1%), высокое содержание Sr (840 г/т), бора (200—370 г/т) и величины отношения В/Ga (19—20) в глинистой части пород хачикской свиты указывают на относительно высокую соленость морской воды, которая, вероятно, была вызвана наличием рифовых барьеров, отделяющих данную часть бассейна. По составу и структурным особенностям эти осадки относятся к фациям прибрежно-морских равнин с небольшой глубиной 50—100 м, твердым освещенным дном, теплой хорошо аэрируемой водой при достаточном поступлении питательных веществ, минимальном привносе взвешенного терригенного материала. Небольшая глубина моря и интенсивная аэрация воды в зоне развития биострома создавали благоприятные предпосылки для достаточного полного обмена атмосферной CO_2 и HCO_3^- морской воды с осаждением карбоната кальция, изотопный состав которого сдвинут в сторону большего содержания тяжелого углерода ($\delta^{13}\text{C} = +2,1\text{‰}$). Характерной чертой пород данной свиты является высокая битуминозность и сравнительно высокое содержание C_{org} (в среднем 0,35, в отдельных прослоях 1,0%). Битум представлен типами МСБА, САБА, МБА, ЛБА и в меньшем количестве — СБА*.

Породы джувльфинского яруса сформировались при значительных вариациях фациальных условий. Относительно активная гидродинамическая среда была predetermined увеличением скорости опускания дна бассейна, превышающей скорость роста каркасных гидроскелетных организмов, проникновением глубинных вод и усилением циркуляции. На уменьшение солености до нормально-морской указывает резкое (более чем 4‰) снижение величины $\delta^{18}\text{O}$ (25,3‰) и Sr (397 г/т). Характерно обилие и большое таксономическое разнообразие ряда групп консументов, в том числе и наиболее активных нектонных форм — цефалопод, которые в предшествующую фазу были представлены единичными формами [6]. Заметим, что с джувльфинского до начала индского века включительно изотопный состав кислорода характеризуется гораздо большим постоянством (величина $\delta^{18}\text{O}$ варьирует в пределах +25,9 до +24,5‰), хотя тенденция к направленному снижению $\delta^{18}\text{O}$ вверх по разрезу все же очевидна (рис. 1). Смена органогенно-детритовых известняков хорошо отсортированными органогенно-шламовыми и далее — микрозернистыми известняками также является очевидным результатом усиления гидродинамического режима осадконакопления от джувльфинского времени к индскому.

Интересно, что изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ карбонатных пород перм-триаса имеет тенденцию к направленному облегчению (от +2,1 до 0,9‰) синхронно с $\delta^{18}\text{O}$, за исключением пограничных глинистых известняков (проба 4), $\delta^{13}\text{C} = -2,9\text{‰}$, которые имеют более легкий изотопный состав, чем вмещающие известняки, что указывает на добавку в карбонат биогенной углекислоты. Не исключено, что этот эффект обязан значительной доле терригенного материала, с которым могло сноситься органическое вещество, в результате окисления дающее начало биогенной углекислоте. Нельзя все же исключить и ав-

* Анализы выполнены в геохимической лаборатории ИГН АН Армени под руководством Г. З. Атанесян.

тохтонное накопление S_{org} , затем претерпевшего деструкцию в окислительных условиях бассейна осадконакопления. Важно при этом, что $\delta^{18}O$ остается почти неизменным. Тем самым очевидно, что не было подтока пресных вод, обогащенных $\delta^{13}C$. Резко отрицательный сдвиг величины $\delta^{13}C$ в пограничных глинистых известняках [12] может быть вызван крупными циклами регрессий (существует параллелизм между кривой изменения среднего уровня моря и кривой изменения изотопного соотношения углерода). Не исключается регрессия в пограничный период перми и триаса, обусловленная зарождением мезозойского океана в результате наложения рифтогенных структур (зона Измир-Анкара-Эрзинджан [3] и пояса офиолитов Загроса [17]) на эпиконтинентальной части Гондваны. Регрессия моря также могла быть причиной острого биологического кризиса на исследованном рубеже.

Изотопный состав углерода биоморфно-водорослевых известняков (проба 5) и известняков нижнего триаса (проба 16) сходен ($\delta^{13}C = +1.1\text{‰}$; 0.9 соответственно). То же можно сказать относительно изотопного состава кислорода упомянутых отложений ($\delta^{18}O = +24.6$; 24.5‰). Эти данные указывают скорее всего на нормальные морские условия осадконакопления, но, по-видимому, и на несколько большее прогревание вод на мелководье.

На рис. 1 изображена кривая изменения содержания Sr в пограничных пермо-триасовых отложениях, где отчетливо фиксируется его направленное изменение в сторону уменьшения и значительный дефицит в глинистых известняках, аналогично $\delta^{13}C$ и отчасти $\delta^{18}O$.

При статистической обработке большого количества данных полуколичественного спектрального анализа образцов разреза Советашен обнаружено отличие по высокому содержанию Sr и Co отложений хачикской свиты от джюльфинско-дарашамско-индского ярусов. Высокое содержание Co связано с органическим веществом, чем отличаются породы хачикской свиты. Вариации содержания могут быть вызваны изменениями солености, температуры морской воды и процессами биохимического фракционирования. Эти изменения глобальны и они зафиксированы в различных ландшафтах [15]. Более вероятно, что изменения содержания Sr отражают глобальные геохимические кризисы и флюктуации. Хорошая корреляция содержания Sr с изотопным составом $\delta^{13}C$ и отчасти $\delta^{18}O$, его направленное уменьшение, вероятно, можно связать с уменьшением солености морской воды.

Переходя к обсуждению содержания U, Th в породах, целесообразно отметить, что поступление U, Th в осадок связано с терригенным стоком, а сорбционное и биохимическое их извлечение из морской воды не играет существенной роли. Однако, при достаточно длительном воздействии морской или океанической воды на осадок имеет место их выщелачивание, причем U значительно больше, чем Th, в связи с инертностью Th и способностью образовывать в морской или океанической воде устойчивый карбонатный комплекс; тому способствуют высокие концентрации ионов HCO_3^- и CO_3^{2-} [7].

С углублением профиля выветривания в основном выносятся U и концентрируется Th. В породах, сравнительно легко поддающихся химическому выветриванию (карбонатные породы, туфы, долериты), вынос урана отстает от выноса других легкоподвижных компонентов и с некоторым увеличением его концентрации. Рост отношения Th/U при выветривании пород может служить хорошим индикатором степени химического выветривания [1, 8, 9]. Наблюдается тренд постепенного уменьшения содержания U от хачикской свиты до дарашамского яруса включительно; затем спад в красноцветных глинистых известняках и вновь увеличение в нижнетриасовых отложениях. Для содержания Th картина обратная. Низкая величина отношения Th/U (меньше 1) обычно характеризует слабозрелые осадки. Однако это

недостаточно для вывода о степени зрелости, поскольку имеются противоречия по результатам изучения глинистой составляющей [10] этих отложений. Это противоречие может быть устранено, если принять, что в бассейн осадконакопления привносились не только продукты высоkozрелой коры выветривания, но и субэраальных вулканических пород, легко подвергающихся выветриванию (туфы, долериты и т. д.), обнажающихся в бассейне р. Верхний Чалус [16] и в районе Машулей Шит [13] и др. Вопрос о длительности воздействия морской воды на осадки, скорости осадконакопления заслуживает более подробного освещения.

Отложения хачикской свиты относятся к фации прибрежно-морских равнин с относительно высокой соленостью воды. Минимальный привнос терригенного вещества обусловлен субтропическим климатом и устойчивой тектонической обстановкой [10]. Биостромовые водорослевые известняки хачикской свиты характеризуются толсто-слоистой, массивной текстурой, при высоких содержаниях урана по сравнению с перекрывающими отложениями соответственно; предполагается высокая скорость их накопления, кратковременный контакт с морской водой и ограниченное выщелачивание урана.

В джультинское и дарашамское время постепенное изменение литофациальных, гидродинамических и гидрохимических условий осадконакопления привело к образованию органогенно-полидетритовых, отсортированных шламовых и микрозернистых, а в пограничной части—глинистых известняков. Толсто-слоистые и массивные слои переходят в среднеслоистые, затем тонкослоистые разности, все чаще и чаще по напластованию последних можно видеть следы растворения и переработки материала. Попутно вверх по разрезу постепенно уменьшается концентрация урана и растет отношение Th/U .

В пограничных красноцветных глинистых известняках наблюдаются менее резко выраженные изменения, и можно полагать уменьшение в этот период времени скорости осадконакопления, соответственно-более продолжительное время контакта морской воды с осадками, что вызвало усиление выщелачивания урана. Эти процессы интенсифицируются при накоплении красноцветных глинистых известняков, которые несут следы длительного контакта с наддонной морской водой. Этот же вывод следует из рассмотрения распределения иридия [11] в исследуемых отложениях. По этим же данным отрицательная аномалия Ва объясняется возможным уменьшением солености бассейна, приведшим на рубеже перми и триаса к биологическому кризису. Данные изотопного состава углерода и кислорода карбоната не допускают полагать о возможном подтоке пресных вод в бассейн.

Красноцветные глинистые известняки перекрываются нижнетриасовыми среднеслоистыми биостромовыми водорослевыми известняками, переходящими в биоморфные разности линзовидной и караваявидной формы. Образование последних обусловлено стабильной тектонической обстановкой и увеличением скорости роста каркасных водорослевых организмов.

Резюмируя вышеизложенное, заметим, что вариации изотопного состава углерода, кислорода карбонатов и распределения $P3Э$, Th , U , Sr в пограничных пермо-триасовых отложениях приводят к выводу о направленных изменениях гидродинамических и гидрохимических условий осадконакопления. Регрессия моря и связанные с ней изменения газового режима и солености, влияние эксплозивного вулканизма на осадконакопление малых скоростей в пограничный период $P_2—T_1$, по всей вероятности, и приводили в суммарном выражении к известному биологическому кризису.

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՊՆՐՈՒԻ ԵՎ ՅՐԻԱՍԻ ՍԱՀՄԱՆԱՄԵՐՁ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ
ԵՐԿՐԱՔԻՄԵԱՅԻ ՎԵԱՔԵՐՏԱԼ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում քննարկվում են Փոքր Կովկասի տարածքի վերին պերմի—ստորին տրիասի սահմանային շերտերի քարաբանությունն ու ներկարարմիային վերաբերվող տվյալները, մասնավորապես, ածխածնի, թթվածնի իզոտոպային կազմերը, հազվագյուտ հողային տարրերի (ZnS), թորիումի, ուրանի, ստրոնցիումի պարունակությունների բաշխման օրինաչափությունները կրաքարերում:

Հստ քարաբանական ուսումնասիրությունների, վերին պերմի միդիյան հարկի խաչիկի շերտախմբի ապարները ներկայացված են բիտումային, միջին-խոշոր շերտային և զսնգվածային ջրիմուռային բիոստրոմային կրաքարերով, որոնցում նկատվում են լեզվականման կայծքարային կոնկրեցիաներ:

Ջուլֆայի հարկի ապարները ներկայացված են խոշոր-միջին շերտային կենդանածին-դետրիտային կրաքարերով:

Դարաշամի հարկի ապարները կենդանածին-շլամային կրաքարեր են, որոնք սահմանային մասում փոխարինվում են կարմրավուն կավային տարատեսակներով: Վերջիններս, որոնցով ըստ հնեաբանական ուսումնասիրությունների տվյալների անցկացվում է վերին պերմի—ստորին տրիասի սահմանը, մանրահատիկային են:

Ստորին տրիասի ինդոսի հարկի ապարները հիմնականում միջին շերտային մանրահատիկ կրաքարեր են, կենդանածին և կավային տարատեսակների ենթաշերտերով: Հիշյալ ապարների հիմքում անջատվում է կարմրավուն ջրիմուռային բիոստրոմային կրաքարերի հորիզոնը, որը վերանցնում է սպարնյականման տեքստուրայի բիոմորֆ տարատեսակի:

Լիթոգրամի վրա հստակորեն հրկում է, որ կտրվածքի վրա ներքևից-վերև աստիճանաբար նվազում է կարբոնատայնությունը, ավելանում չլուծվող նստվածքային նյութը R_2O_3 -ը: Սահմանային մասում այս օրինաչափությունից շեղում է նկատվում:

Միներալոգիական ուսումնասիրությունները ցույց են տվել, որ հետազոտվող նստվածքային ապարները բնորոշվում են քվարց-ամֆիբոլ-պիրոքսենային միներալային համախմբով, որը ցույց է տալիս բեկորային նյութի ադրյուրի ընդհանրությունը:

Խաչիկի և մասնավորապես ջուլֆայի ու դարաշամի շերտախմբերի ապարներում ZnS բաշխումը ցույց է տալիս թեթև և միջին լանտանոիդների բարձր պարունակություն ու ցերիումի խիստ պակաս, ինչը պայմանավորված է հեղմահարման պրոցեսում նյութերի և տարրերի տարբեր վարքով:

Դարաշամի հարկի վերին մասի ապարներում ZnS բաշխման վերլուծությունը ցույց է տալիս կրաքարային նստվածքներում հրաբխային մոխրային նյութի առկայությունը: Հրաբխային պրոցեսների ակտիվացման հետևանքով հնարավոր է, որ առաջ են եկել կենդանական աշխարհի կենսագործունեության համար անբարենպաստ պայմաններ:

Վերին պերմի—ստորին տրիասի սահմանային կրաքարերում ընդհանուր առմամբ նկատվում է թթվածնի և ածխածնի իզոտոպային կազմերի աստիճանական թեթևացման հակում: Նշված օրինաչափությունից կտրուկ շեղում է նկատվում սահմանային կարմրավուն կավային կրաքարերում, որտեղ ածխածնի իզոտոպային կազմը խիստ թեթևանում է: Դա, ըստ երևույթին, կապվում է ծովի ետքաշման փուլերի հետ: Հետևաբար բացառված չէ, որ պերմ-

տրիասի սահմանային կենսաբանական սուր ճգնաժամը կարող էր պայմանավորված լինել ծովի կարծառն հալածմամբ:

Ուսումնասիրվող նստվածքներում ուրանի և թորիումի պարունակությունների փոփոխությունների բնատրկումը թույլ է տալիս դատելու բեկորային նյութի հասունության ստորձանի և նստվածքակուտակման արագության մասին: Խաչիկի դարաշրջանում նստվածքակուտակման արագությունը ավելի մեծ է եղել, քան հաջորդ փուլերում, իսկ սահմանային կավային կրաքարերի առաջացման ժամանակ՝ ամենագածրը:

Այսպիսով, ածխածնի, թթվածնի իզոտոպային կազմերի, $\delta^{28}\text{S}$ բաշխման և թորիումի, ուրանի, ստրոնցիումի պարունակությունների փոփոխությունների առանձնահատկությունների վերլուծությունը պերմ-տրիասի սահմանային կրաքարերում ցույց է տալիս նստվածքակուտակման ջրաշարժման, ջրաքիմիական պայմանների փոփոխությունների: Սահմանային փուլում տեղի են ունեցել կարծառն և կտրուկ այնպիսի պրոցեսներ, ինչպիսիք են՝ ծովի ևտ քաղվելը և դրա հետ կապված գազային ու աղիության ուժերի, նստվածքակուտակման արագության փոփոխությունները, որոնք էլ, ըստ երևույթին, հանգեցրել են կենդանական և բուսական աշխարհի կենսաբանական ճգնաժամին:

H. A. KHANZATIAN

ON THE MINOR CAUCASUS PERMIAN AND TRIASSIC BOUNDARY SEDIMENTS GEOCHEMISTRY

A b s t r a c t

The isotopic composition of carbonates C and O as well as the distribution of TR, Th, U, Sr in the Permian and Triassic boundary sediments have shown some trend changes of the sedimentation geodynamical and hydrochemical conditions, as the retreat of the sea and connected with it the gas regime and the salinity changes, the explosive volcanic influence, which as a result have probably brought to a biological crisis.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. М.; Изд. АН СССР, 1957, 210 с.
2. Григорян А. Г. Новые данные о пограничных отложениях пермо-триаса юго-западной части АрмССР (Советашен) по конодонтам. Матер. IV-ой техн. конф. молодых уч. и спец. района 26 Комиссаров, 5—8 декабря, 1984. Цахкадзор, Ереван. 1985, с. 82.
3. Казьмин В. Г., Сборщиков И. М. Развитие океана Тетис в позднем палеозое-раннем мезозое и проблемы реконструкции Пангеи. Изв. АН СССР, серия геолог. 1989, № 5, с. 55—67.
4. Карякин Ю. В. Осадочно-вулканогенные формации офиолитового комплекса Тургачайской зоны Малого Кавказа. X Всес. литолог. совещ. Тез. докл. Ереван, изд. 1989, с. 20—22.
5. Корясников Ю. А. Мезозойские события и банальт-океанический феномен. Международный симпозиум «Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления». Благовещенск, 1988, с. 84—86.
6. Котляр Г. В., Захаров Ю. Д. и др. Позднепермский этап эволюции органического мира. Л.: Недра, 1983, 200 с.
7. Кузнецов Ю. В. Радиохронология океана. М.: Атомиздат, 1976, с. 141—150.
8. Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. М.: Недра, 1974, с. 88—89.

9. Титова И. А., Векслер Т. И. Уран и торий в процессе выветривания пород Якутии. — Геохимия, 1969, № 6, с. 740—744.
10. Ханзидян Г. А. Глинистые минералы карбонатных пород верхней перми и нижнего триаса территории Армянской ССР, как критерий палеогеографической обстановки. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, XLI, № 2, с. 18—25.
11. Alekseev A. S., Barsukova L. D. and all. The permian-triassic boundary event: Geo chemical investigation of the transcaucasia section. Abstr. Lunar and planet Sci. Conf., 14th, 1983. p. 3—4.
12. Cavelier C., Chateaneuf J. J. and all. Geology events at the Eocene-oligocene boundary—Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecol. 1981.
13. Davies R. G., Jones C. R. and all. Geology of the Masuleh sheet. Northwest Iran. Geological survey Iran Report № 24, 1972. pp. 20—29, 49—50.
14. Piper D. Z., 1974. Rare earth elements in sedimentary cycle: a summary. Chem. Geol., 14; 285—304.
15. Renard M., Delacotte O. et Letolle R.—Le strontium et les isosopes stables dans les carbonates totaux de quelques sites de L'Atlantique et de la Tethys — Bulletin de la Societe Geologique de France. Le serie, tom XXIV, № 3; 1982. p. 519—535.
16. Stepanov D. L., Golshaini F. and Stöcklin J. Upper permian and permian-triassic boundary in north Iran; Geological survey of Iran. Report № 12, 1969. pp. 44—48.
17. Stöcklin J. Possible ancient continental margins in Iran; in Burk C. A., and Drake C. L. (edtors), the geology of continental margins, № 1. Springer-Verlag, 1974.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1992, XLV, № 1, 25—33

УДК: 553.534 (479.25)

К. И. КАРАПЕТЯН, П. Л. МУРАДЯН

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЦЕНТРЕ ИЗВЕРЖЕНИЙ ИГНИМБРИТОВ БАССЕЙНА р. ПАМБАК И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПОДНЯТИЯХ ПАМБАКСКОГО И БАЗУМСКОГО ХРЕБТОВ

На основании приводимых в статье геологических, петрографических, вулканологических и геоморфологических данных, а также критического обзора имеющихся точек зрения предлагается новая версия, согласно которой игнимбриты бассейна р. Памбак так же, как и большинство игнимбритов Армении, были извергнуты вулканом Арагац. Пространственная отчлененность памбакских игнимбритов от арагацских объясняется поздними воздыманиями Памбакского и Базумского хребтов; после извержения игнимбритов (~300—325 тыс. лет тому назад) амплитуда поднятий отдельных блоков составляет 320—340 м и 900—920 м.

Основная масса новейших игнимбритов (туфов и «туфолав») Армении приурочена к массиву г. Арагац и прилегающим к нему плато; исключение составляют игнимбриты бассейна р. Памбак, отчлененные от указанной области Памбакским хребтом. Обычно образование арагацских игнимбритов в той или иной форме увязывают с деятельностью Арагаца [1, 13, 16, 19, 7, 2 и др.], что же касается памбакских игнимбритов, то центры их извержений определяются в пределах самого бассейна, вне непосредственной связи с Арагацем [3, 18, 19, 14], но чаще о них ничего не говорится.

В долине р. Памбак игнимбриты, развитые преимущественно в среднем ее течении, на отрезке с. Налбанд—гор. Кировакан (26—

9. Титова Н. А., Векслер Т. И. Уран и торий в процессе выветривания пород Якутии. — Геохимия, 1969, № 6, с. 740—744.
10. Ханзидян Г. А. Глинистые минералы карбонатных пород верхней перми и нижнего триаса территории Армянской ССР, как критерий палеогеографической обстановки. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, XLI, № 2, с. 18—25.
11. Alekseev A. S., Barsukova L. D. and all. The permian-triassic boundary event: Geo chemical investigation of the transcaucasia section. Abstr. Lunar and planet Sci. Conf., 14th, 1983. p. 3—4.
12. Cavelier C., Chateaneuf J. J. and all. Geology events at the Eocene-oligocene boundary—Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecol. 1981.
13. Davies R. G., Jones C. R. and all. Geology of the Masuleh sheet. Northwest Iran. Geological survey Iran Report № 24, 1972. pp. 20—29, 49—50.
14. Piper D. Z., 1974. Rare earth elements in sedimentary cycle: a summary. Chem. Geol., 14; 285—304.
15. Renard M., Delacotte O. et Letolle R.—Le strontium et les isotopes stables dans les carbonates totaux de quelques sites de L'Atlantique et de la Tethys — Bulletin de la Societe Geologique de France. Le serie, tom XXIV, № 3; 1982. p. 519—535.
16. Stepanov D. L., Golshaini F. and Stöcklin J. Upper permian and permian-triassic boundary in north Iran; Geological survey of Iran. Report № 12, 1969. pp. 44—48.
17. Stöcklin J. Possible ancient continental margins in Iran; in Burk C. A., and Drake C. L. (editors), the geology of continental margins, № 1. Springer-Verlag, 1974.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1992, XLV, № 1, 25—33

УДК: 553.534 (479.25)

К. И. КАРАПЕТЯН, П. Л. МУРАДЯН

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЦЕНТРЕ ИЗВЕРЖЕНИЙ ИГНИМБРИТОВ БАССЕЙНА р. ПАМБАК И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПОДНЯТИЯХ ПАМБАКСКОГО И БАЗУМСКОГО ХРЕБТОВ

На основании приводимых в статье геологических, петрографических, вулканологических и геоморфологических данных, а также критического обзора имеющихся точек зрения предлагается новая версия, согласно которой игнимбриты бассейна р. Памбак так же, как и большинство игнимбритов Армении, были извергнуты вулканом Арагац. Пространственная отчлененность памбакских игнимбритов от арагацских объясняется поздними воздыманиями Памбакского и Базумского хребтов; после извержения игнимбритов (~300—325 тыс. лет тому назад) амплитуда поднятий отдельных блоков составляет 320—340 м и 900—920 м.

Основная масса новейших игнимбритов (туфов и «туфолав») Армении приурочена к массиву г. Арагац и прилегающим к нему плато; исключение составляют игнимбриты бассейна р. Памбак, отчлененные от указанной области Памбакским хребтом. Обычно образование арагацских игнимбритов в той или иной форме увязывают с деятельностью Арагаца [1, 13, 16, 19, 7, 2 и др.], что же касается памбакских игнимбритов, то центры их извержений определяются в пределах самого бассейна, вне непосредственной связи с Арагацем [3, 18, 19, 14], но чаще о них ничего не говорится.

В долине р. Памбак игнимбриты, развитые преимущественно в среднем ее течении, на отрезке с. Налбанд—гор. Кировакан (26—

26,5 км), слагают два горизонта потока, из которых нижний (игнимбриты оргов-шенаванского типа, ОШТ) относится к верхам плиоцена—низам плейстоцена [10], а верхний (игнимбриты касах-памбакского типа, КПТ)—к среднему плейстоцену, доверхнеашельскому времени. Игнимбриты, лучше сохранившиеся в левобережье, прослаиваются озерно-аллювиальными отложениями, вместе с которыми они не выходят за пределы долины, прислонены к ее бортам и вместе с которыми дислоцированы главным образом в связи с Налбанд-Спитакским и Арчутским поднятиями [16], что выражается и в разных уровнях их залегания над поймой р. Памбак. На этом отрезке игнимбриты КПТ, представленные прерывистым потоком полигенного строения мощностью 1—15 м, развиты шире, в целом хорошо спечены, окислены частично и имеют в основании отложения тефры. Игнимбриты ОШТ, мощность которых только местами превосходит 6—7 м, сохранились гораздо хуже, обычно полурыхлые и окислены почти по всей толщине потока. И те, и другие имеют андезит-дацитовый состав; в отличие от игнимбритов КПТ, игнимбриты ОШТ содержат роговую обманку.

А. Т. Асланян [3], ссылаясь на К. Г. Шириняна, указывает на центр извержения игнимбритов КПТ, вложенных в долину р. Алавар, левого притока р. Памбак, расположенный непосредственно ЮЗ с. Гайдарлы, около которого, представленного «...небольшим холмиком, преобладает грубообломочный пирокластический материал-обломки пехштейновых дацитов и пемз» (с. 6); примерно то же говорится и в совместной статье [18]. Оговоримся сразу, что поиски этого и подобных ему центров не только у с. Гайдарлы, но и по всему ущелью р. Алавар не увенчались успехом.

К. Г. Ширинян [19] в то же время считает, что «...вытянутость туфовых слоев на 30—40 км в виде узкой полосы широтного направления (то есть вдоль р. Памбак—К. К.) уже говорит о связи их с трещиной или разломом того же направления» (с. 95—96); об этом же свидетельствует «направление движения пирокластического материала с севера на юг...» (с. 96), которое отражается в «изменении петрографических и физико-механических свойств», а также в увеличении мощности игнимбритов КПТ в этом же направлении.

Данных о латеральных изменениях физико-механических свойств автор не приводит, но в этой же работе делает заключение, противоречащее этому доводу: «Относительно небольшое перемещение туфового материала с места извержений исключает возможность какого-либо направленного изменения физико-механических свойств...» [19, с. 130].

Что касается изменений петрографических свойств, которые в районе сс. Шенаван и Гогаран выражаются «...в уменьшении глубины окисления, степени сплюснутости стекловатых включений, степени спекания обломочного материала и плотности и увеличении количества посторонних обломков...» [19, с. 78], то о них надо сказать следующее.

На этом же участке, в четырех балках Ю и ЮЗ стока, вскрывающих игнимбриты КПТ на протяжении до 550—600 м, наблюдались подобные изменения, но в прямо противоположном направлении. В сторону предполагаемой «трещины или разлома», с Ю на С, игнимбриты выклиниваются, степень их спекания и плотность убывают и они постепенно переходят в неокисленные, полуспекшиеся и неспекшиеся разности, максимальная степень уплощенности фьямме понижается от 1:15 до 1:3 (в рыхлых игнимбритах их сменяют неоформившиеся в фьямме куски стекла и пемзы), а количество крупных ксенолитов, колеблющееся в пределах 50—200 образцов на 1 м² в вертикальном срезе, изменяется по латерали незакономерно. Такие же закономерности установлены и в других «поперечных» балках, вплоть до района с. Арчут; аналогичны и изменения игнимбритов

ОШТ в единичных сохранившихся обнажениях (балка между с. Сараарт и Шенаван, балка ЮЗЗ с. Арчут в 2—2,4 км). Надо добавить, что подобным образом ориентированные закономерные изменения происходят в сторону краевых и фронтальных частей игнимбритовых потоков, но никак не в сторону их истоков, центров извержений.

Не могут служить доказательством движения с С на Ю и большие мощности правобережных игнимбритов КПТ, тем более что такой общей закономерности, в том числе и на долготе района с. Шенаван [19, с. 80], нет вообще. Игнимбриты по удалении от реки в общем выклиниваются; изменения же мощностей вдоль и, только в частных случаях, поперек нее незаконномерны и локальны и объясняются топографией подстилающего рельефа и затопляющим характером отложения игнимбритов.

Совсем непонятно, почему вытянутость потоков игнимбритов вдоль долины р. Памбак, в которую они вложены, должна говорить об их связи с разрывом того же направления, а не об их «втекании» в уже сформировавшуюся долину и продвижении по ней? И как мог пирокластический материал пересечь долину, не отреагировав на ее восточный сток—это просто немыслимо! Наконец, где трещины-каналы, дайковые или иного рода секущие тела, сложенные игнимбритами или хотя бы игнимбритоподобными породами или следы их? Таковые не обнаружены по всей полосе развития игнимбритов—и это при превосходной обнаженности, в особенности южных склонов Базумского хребта, где они должны были находиться.

Вышеизложенное, таким образом, ставит под сомнение версию о трещинных извержениях долинных игнимбритов как лишенную фактической основы и достаточной аргументации.

Между тем, полученные новые данные указывают на то, что долинные игнимбиты обладают всеми признаками транспортировки вниз по течению р. Памбак, признаками, установленными на тех потоках г. Арагац, направление стока которых не вызывает сомнений. Так, конкретные данные по хорошо сохранившимся и обнаженным игнимбритам КПТ на отрезке длиной 15—15,5 км (окрестности с. Сараарт—район с. Арчут) выглядят следующим образом.

1. По течению реки, с З на В, постепенно уменьшаются:

а) степень спекания, что выражается в смесе преобладающих участков и зон массивных, хорошо спекшихся пород полурыхлыми разновидностями; б) максимальные количества крупных (длиной $> 2,5$ см) фьямме на 1 м^2 вертикального среза ($\Phi_{\text{ма}}$)—от 85 до 15; в) размерность фьямме. У с. Сараарт образцы длиной 7—8 см обычны, в конечном же пункте (где крупные фьямме вообще редки) они практически отсутствуют.

2. В срезах, параллельных поверхности потока, там, где удалось наблюдать (7 пунктов), преобладающее (35—50%) направление ориентировки, вытянутости фьямме—близширотное.

Закономерные изменения характеристик говорят не только о движении игнимбритов по долине, но и об их принадлежности к единому потоку, извергнутому из одного центра, который не мог находиться на этом отрезке, в том числе и в районе с. Дарбас, где по Е. Е. Милановскому [14], в общем принимающему точку зрения К. Г. Шириняна, мог находиться один из «главных центров извержений». То же можно сказать об игнимбритах ОШТ, данные о которых, правда, по указанным выше причинам, не столь выразительны. Нет следов центров извержений ни центрального, ни линейного (продольных или поперечных долине) типов и выше по течению реки, где сохранились единичные залежи игнимбритов.

Геолого-петрографические исследования показали, что игнимбриты проникли в долину р. Памбак с юга, со стороны г. Арагац. Об этом свидетельствует и нахождение их фрагментов на склонах Памбакского хребта; необходимые для статьи данные по важнейшим

из них сведены в табл. 1. Судя по сохранившимся фрагментам, вторжение игнимбритов в долину р. Памбак происходило не сплошным фронтом, а разрозненными потоками, пути продвижения которых определялись, главным образом, притоковыми долинами. Расположение фрагментов, ориентировка и, в какой-то мере, размерность и содержания фьямме (табл. 1), а также соотношения с рельефом, позволили наметить, по меньшей мере, три основных направления движения игнимбритов КПТ.

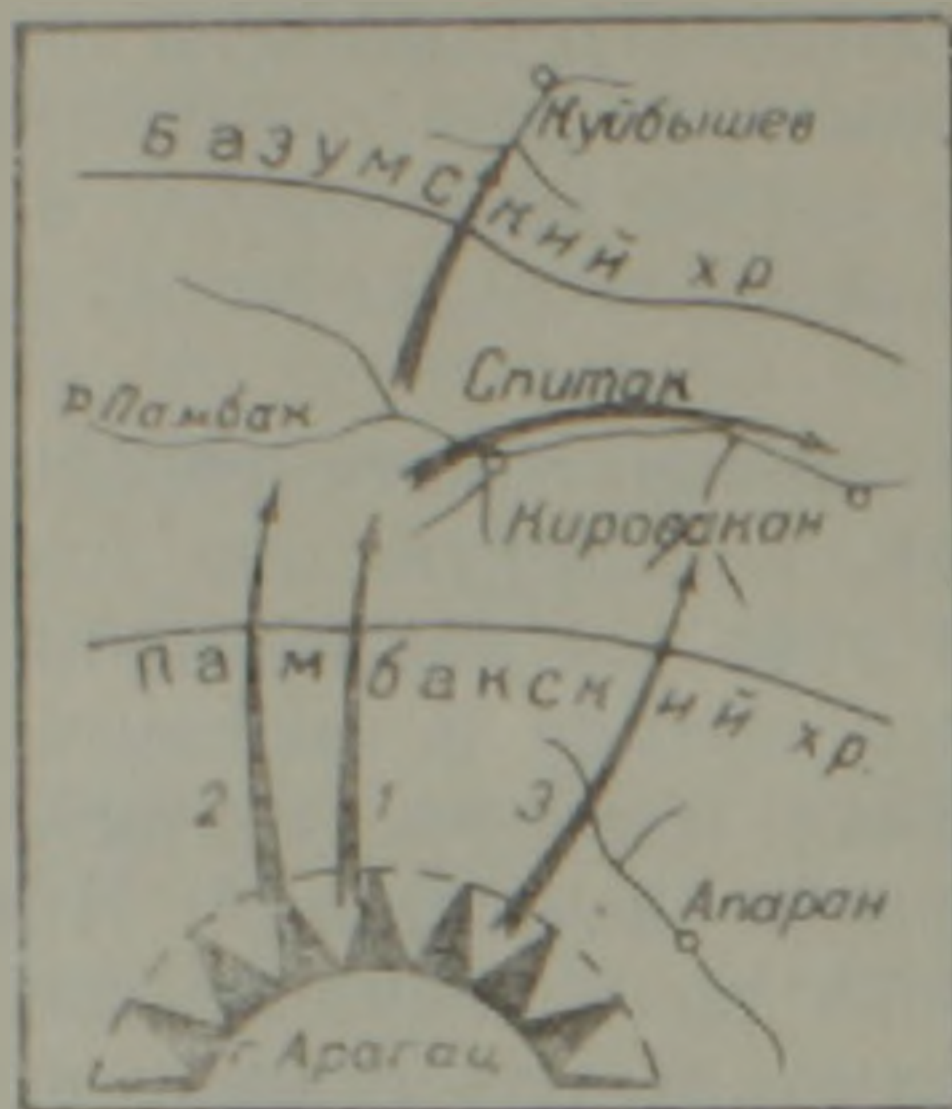


Рис. 1. Схема проникновения игнимбритов КПТ в долину р. Памбак и Лорийскую котловину. Стрелками показаны основные направления движения игнимбритовых потоков; их нумерация соответствует последовательности описания в тексте

I. Один из путей движения, скорее всего главный, пролегал в направлении: г. Арагац—район Памбского перевала (фрагменты у г. Менсар, к западу и ССЗ от перевала, кочевка Гедукская; табл. 1) и далее, в общем субмеридионально, к сс. Гогаран и Сараарт. Отсюда же, вероятно, игнимбриты по палеодолине СВ ($\sim 30-32^\circ$) направления, которая вследствие подъема Багумского хребта сохранилась фрагментарно (см. ниже), проникли в Лорийскую котловину; конечные (?) части этого потока слагают залежи района с. Куйбышев.

II. Другой, менее значительный проход, расположенный примерно в 4—5 км к западу, фиксируется ацаванскими фрагментами, из которых залежь (см. табл. 1) обнажена из-под лав вулкана Голгат. Отсюда поток двигался в направлении с. Цахкашен—с. Парни, на что указывают находки полуокатанных глыб игнимбритов на отрезке долины между этими селениями; может быть с этим же потоком связана и залежь ($\sim 30 \times 20$ м), находящаяся на его продолжении, но уже на левом берегу р. Памбак, к ЮВ от с. Сараландж в 2 км, на высоте 1830—1840 м. Мало того, очень вероятно, что в этом месте проход существовал уже ко времени извержения игнимбритов ОШГ, по которому они и проникли в долину р. Памбак. Об этом могут свидетельствовать перерожденные игнимбриты амбердского типа, входящие вместе с игнимбритами ОШГ в остывшую единицу [III], с которыми они и обнажаются у развалин с. Цахкасар и к 3 от них; возможно о таких же игнимбритах, но уже у северного подножья хребта, говорил П. И. Лебедев [13], отмечая в «раноне» с. Парни туфы которые «по-видимому», замещают «конечные части потока туфовой лавы арктического типа».

III. Третий путь, в общем имеющий уже СВ направление, проходил приблизительно по линии г. Арагац—окрестности гор. Кировакана. Игнимбриты потока, «вытекающего» из-под лав СВ склона г. Арагац, хорошо вскрыты р. Бозекаш (окрестности с. Мирак), а на

С склонах Памбакского хребта они слагают протяженную, прерывистую, хорошо известную залежь (с. Алавар—с. Лернапат (Макарашен) р. Алавар.

Таблица 1

Данные о фрагментах игнимбритов КПТ на склонах и южных предгорьях Памбакского хребта

Местонахождение. Отметка залегания	Форма сохранности	Габариты. Площади распростр (в м)	Ф ь я м е		
			преобл. ориент.	Ф тах	преобл. дли- на кр.фьям- ме (в см)
3 Памбского перевала в 0,7—0,8 км. 2080—2175 м*	залежь	750×400×5	близ- мерид.	501	5—8
У ЮЮВ основ. г. Менсар. 2150—2160 м	залежь	30×10×4,5	СВ	525	6—8
ССЗ Памбского перевала в 2 км 1940—1950 м	залежь	60×15×5,5	близ- мерид.	500	6—8
СЗ часть валуно- глыбового шлейфа у коч. Гедукская. 1950—2000 м	отдельные глыбы	800×150	—	475	5—8
Коч. с. Азатан. 2150—2160 м	залежь, россыпь глыб	2,5×1,8	близ- мерид.	325	3—5
		800×150	—	350	3—5
Окр. с. Мирак. 1960—2000 м	залежь	2000×6	близ- мерид.	700	7—10
Ущелье р. Алавар. 1480—1720 м	залежь	5800×175×18	близ- мерид.	300	4—7

* На низких отметках залежь частично перекрыта игнимбритами арктического типа.

Не менее важным доводом в пользу «арагацкого» происхождения игнимбритов является состав ксенолитов. Ксенолиты, содержание которых достигает 17,5% и основная часть которых была прихвачена при движении по поверхности, представлены обломками, реже осколками и даже галькой. По составу они подразделяются на две группы: 1) донеогеновые, преимущественно меловые и эоценовые, породы, обнаженные в бассейне р. Памбак, вдоль путей прохождения игнимбритовых потоков, и 2) верхнеплиоценовые и четвертичные, совершенно неизмененные вулканиты (лавы, реже шлаки, лапилли, изредка пемзы), главным образом, андезитового и андезито-дацитового состава, развитые на С и СВ предгорьях и склонах Арагацкого массива. По удалении от предгорий, вплоть до гор. Кировакана, содержание ксенолитов первой группы возрастает и заметно убывает количество и размерность ксенолитов, сложенных арагацкими вулканитами.

Сказанное и факт отсутствия молодых вулканитов на путях прохождения игнимбритов не оставляют сомнений в том, что главная масса ксенолитов второй группы была захвачена еще в начале движения потоков на склонах и предгорьях Арагаца. Часть их может иметь «канальное» или глубинное, но опять таки арагацское происхождение—в противном случае пришлось бы допустить невероятное—залегание в районе долины р. Памбак на глубине новейших лав (и том числе и гиалиновых), а также рыхлого вулканического материала (шлаки, лапилли, пемзы).

Добавим, что принадлежность памбакских игнимбритов к широко развитым на массиве г. Арагац и прилегающих к нему плато геолого-петрографическим типам несомненна; принадлежность их к единой «туфо-туфолаковой толще Армении», по крайней мере петрологическая, определялась и К. Г. Шириняном [19].

Таким образом, нахождение фрагментов на Памбакском хребте, ориентировка фьяме, закономерное изменение характеристик по мере удаления от г. Арагац, состав ксенолитов и его изменение в том же направлении, геолого-петрографическое родство с другими игнимбритами Армении, а также критический обзор ранее высказанных точек зрения однозначно говорят о том, что памбакские игнимбриты были извергнуты вулканом Арагац.

Реконструкция потоков игнимбритов в верхнем течении указывает, между тем, на их аномальное залегание: подъем от основания г. Арагац на Памбакский хребет, а затем спуск к долине р. Памбак. Такое залегание и фрагментарная сохранность игнимбритов в этих частях потоков, а также наличие их останца в районе с. Куйбышев может быть объяснено только поздними поднятиями Памбакского и Базумского хребтов.

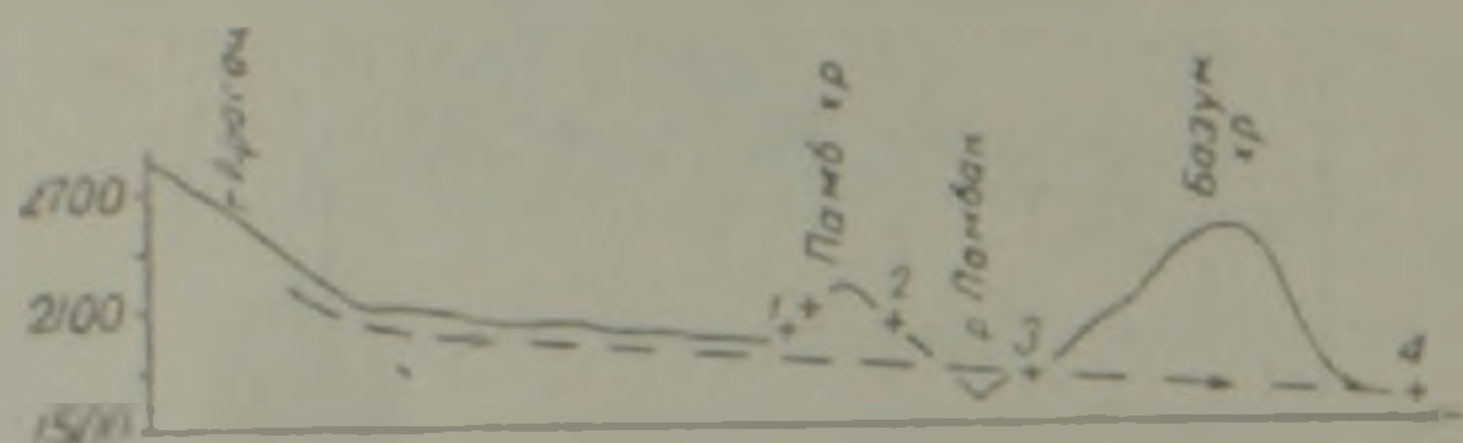


Рис. 2 Схематический современный профиль в направлении г. Арагац—район с. Куйбышев (см. рис. 1). Крестиками отмечены залежи игнимбритов КПГ: 1—у г. Менсар и к западу от Памбского перевала, 2—ССЗ того же перевала (см. табл. 1), 3—района сс. Гогаран-Сараарт, 4—у с. Куйбышев. Пунктирной стрелкой показано положение игнимбритов после их извержения, но до подъема Памбакского и Базумского хребтов.

Основываясь на различиях в высотах залегания игнимбритов КПГ, изверженных и современных высот приподнятых участков, по которым они двигались, можно заключить, что поднятие Памбакского хребта к З от меридиана гор. Спитака составляет около 320—340 м, к В же амплитуда поднятия обоих хребтов достигает уже 900—920 м.

Проведенное П. Л. Мурадяном исследование типов и особенностей новейших структур, их скульптурных элементов по вертикали и горизонтали, определение других морфометрических характеристик [17], показало, что в границах района Памбакский и, особенно, Базумский хребты в новейшее время испытывали интенсивное, причем неравномерное, воздымание. Особо высокой активностью отличался район Налбанд-Спитакского поднятия, в пределах которого происходит резкое изменение как самих морфоструктур [9], так и их пространственное перераспределение, а также рисунка морфо-линеamentов и связанной с ними трещиноватости. Кроме того, притоки р. Памбак на этом участке, имеющие каньонообразные долины, не имеют конусов выноса. Важно отметить, что по направлению сс. Сараарт-Куйбышев наблюдается наложенное блюдцеобразное понижение на участке крупнейшей водосборной воронки верховьев р. Черной, а в среднем и нижнем течении—антецедентный участок долины прорыва реки к Лорийской котловине. Эти факты говорят о су-

уществовании секущей хребет палеодолины, по которой предположительно и двигались игнимбриты «куйбышевского» потока.

Все сказанное в принципе не противоречит воззрениям других исследователей [16, 8, 14, 15 и др.] о неотектонике района, однако не согласуется с представлениями Е. Е. Милановского [15] о том, что Памбакский хребет к З от гор. Спитака в четвертичное время, вместе с Верхнепамбакской впадиной, испытывал относительное опускание. Безусловно, правы К. А. Мкртчян [16], Н. В. Думитрашко и Е. А. Нефедьева [8], считающие, что поднятия обоих хребтов, оставаясь дифференцированными, продолжались и в послеледниковое время.

Полученные данные по амплитудам воздыманий и приводимые ниже возрастные определения дают возможность предварительной, очень приблизительной оценки темпов поднятий хребтов после извержений игнимбритов КПТ.

В бассейне р. Раздан игнимбриты КПТ налегают на террасу (обнажения гор. Еревана: у треста «Арарат», у Канакер ГЭС [4]), в строснии которой принимает участие галька пород риолитового комплекса и там же перекрываются, а в других местах (с. Алапарс, гор. Абовян) обтекаются столбчатыми андезито-базальтами доверхне-ашельского разданского потока. Абсолютный возраст этих лав, определенный в Институте ядерных исследований АН ВНР калий-аргоновым методом по изохроне (по 5 образцам), составляет $323 \pm 0,25$ тыс. лет (данные Г. П. Багдасаряна). Близкие значения (300—325 тыс. лет) дали определения возраста обсидианов риолитового комплекса (с. Гюмуш, гг. Гутансар, Атис) методом ископаемых треков [12, 5].

Приведенные данные определяют и возраст игнимбритов КПТ, так как их извержения и извержения предшествующих риолитов и последующих андезито-базальтов и по геологическим данным происходили в относительно ограниченном промежутке времени; «перекрывание» значений же не должно смущать—указанные методы определений еще недостаточно совершенны. Если принять эти значения как относительно близкие к истинным, то средний темп поднятий на интересующих нас участках после извержения игнимбритов КПТ составит: для западной части Памбакского хребта около 1 мм в год, а для восточных частей Памбакского и Базумского хребтов—до 3 мм в год.

Вероятно, максимально интенсивные поднятия происходили после вюрмского оледенения [6], отложения которого перекрывают игнимбриты КПТ, но до извержений вулкана Голгат (Шаранлер), потоки которого уже не проникают в долину р. Памбак и полностью приспособляются к современному рельефу.

В заключение надо добавить, что в эти поднятия была вовлечена и крайняя, западная часть подобласти внутренних хребтов и впадин Малого Кавказа: судя по высотам залегания потоков игнимбритов КПТ, отходящих от г. Арагац (~ 1620 м) к СЗ до с. Амасия (~ 1860 м), амплитуда воздымания после их извержений составляет не менее 240 м.

Институт геологических наук
АН Армении

Поступила 24 XI 1989.

ՆՈՐ ՏՎՅԱԼՆԵՐ ՓԱՄԲԱԿ ԳԵՏԻ ԱՎԱԶԱՆԻ ԻԳՆԻՄԲՐԻՏՆԵՐԻ ԱՐՏԱՎԻՓՄԱՆ
ԿՆՏՐՈՒ Ի ՆՎ ՓԱՄԲԱԿԻ ՈՒ ԲԱԶՈՈՄԻ ԼՆՈՆԱՇՂԺԱՆՆԵՐԻ ԶՈՐՐՈՒԴԱԿԱՆԻ
ԲԱՐՉՐԱՑՈՒՄՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ս մ

Հողվածում բերված երկրաբանական, ապարաֆիզիկական, հրաբխադիտական և երկրածնաբանական տվյալների, ինչպես նաև գոյություն ունեցող տեսակետների քննարկման հիման վրա, ներկայացվում է նոր տեսակետ, որի համաձայն ինչպես Փամբակ գետի տվյալներ, այնպես էլ Հայաստանի իգնիմբրիտների բացարձակ մեծամասնությունն արտավիժվել է Արագածի հրաբխային զանգվածից:

Փամբակի և Արագածի իգնիմբրիտների տարածական տարանջատվածությունը բացատրվում է իգնիմբրիտների արտավիժումից հետո (մոտ 300—325 հազար տարի առաջ) Բազումի և Փամբակի լեռնաշղթաների ուշ բարձրացմամբ, ընդ որում, առանձին բեկորների բարձրացման ամպլիտուդը կազմում է 320—340 մ և 900—920 մ:

K. I. KARAPETIAN, P. L. MOURADIAN

NEW DATA ON THE PAMBAK RIVER BASIN
IGNIMBRITES ERUPTION CENTER AND PAMBAK
AND BAZOOM MOUNTAIN RIDGES QUATERNARY ELEVATION

A b s t r a c t

On the basis of brought geological, petrographic, volcanological and geomorphological data, as well as of the critical review of available standpoints, a new version is proposed, according to which the Pambak river basin ignimbrites (as the majority of the Armenian SSR ignimbrites) have erupted from the Aragatz volcano. The spatial dismemberment of Pambak and Aragatz ignimbrites is explained by later elevations of Pambak and Bazoom mountain ridges; after the ignimbrites eruption (about 300—325 thousand years ago) the separate blocks elevation amplitude makes 320—340 meters and 900—920 meters correspondingly.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абух Г. Геология Армянского нагорья. Западная часть. — Зап. Кавказ. Отд. Русск. геогр. об-ва, Пятигорск: кн. 21, 1899, 202 с.
2. Амарян В. М. О генезисе туфов и «туфолав» Армении. — В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М.: Наука, 1966, с. 134—139.
3. Асланян А. Т. О центрах извержений новейших туфов Армянского нагорья. — Сб. научн. тр. ЕрПИ, Геология, № 13, вып. 3, 1956, Изд. ЕрГУ, с. 3—10.
4. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958, 430 с.
5. Асланян А. Т., Саядян Ю. В., Харитонов В. М., Якимов В. П. Открытие черепа древнего человека в Ереване. — В кн.: Вопросы геологии четв. периода Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1983, с. 11—24.
6. Габриелян Г. К. Базумский хребет. — В кн.: Геология Армянской ССР, т. I, Геоморфология. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962, с. 75—78.
7. Горшков Г. С. О строении вулкана Арагац и его игнимбритах. — В кн.: Туфолавы и игнимбиты, М.: Изд. АН СССР, 1961, с. 66—71.
8. Думитрашко Н. В. и Нефедьева Е. А. Хребты Малого Кавказа. Общая характеристика. — В кн.: Геология Армянской ССР, т. I, Геоморфология. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962, с. 65—71.
9. Зограбян Л. Н. Орография Армянского нагорья. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1979.
10. Карапетян К. И., Солодовников Г. М. Новые данные о возрасте и стратиграфии

- игнибритов Армянской ССР. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, т. XL, № 2, с. 24—30.
11. Каралетян К. И. Остывшие единицы арагацкого типа. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, т. XLI, № 4, с. 43—49.
12. Комаров А. И., Сковородкин Н. В., Киришян С. Г. Определение возраста природных стекол по трекам осколков деления урана. — Геохимия, 1972, № 6, с. 693—698.
13. Лебедев П. И. Вулкан Алагез и его лавы. — Тр. СОПС, серия Закавказ., Л.: Изд. АН СССР и Упр. водн. хоз-ва ССР Армении, 1931, вып. 3, 379 с.
14. Милановский Е. Е. Горное поднятие восточной части Армянского нагорья. — В кн.: Геология Армянской ССР, т. I, Геоморфология. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962, с. 435—466.
15. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа, М.: Недра, 1968, 483 с.
16. Мкртчян К. А. К характеристике послевюрисских тектонических движений бассейна р. Памбак. — В кн.: Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1956, с. 65—73.
17. Филоссов В. П. Основы морфологического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд. Саратовского ун-та, 1975.
18. Ширинян К. Г., Асланян А. Т. Совершенная столбчатая отдельность в покровах вулканических туфов Армении в связи с их происхождением. — Сб. научн. тр. ЕрПИ. Геология, № 13, вып. 3, 1956, Изд. ЕрГУ, с. 19—32.
19. Ширинян К. Г. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1961, 160 с.

Известия АН Армении, Науки о Земле, XLV, № 1, 1992, 33—47.

УДК: 550.837

А. К. МАТЕВОСЯН

ОЦЕНКА АМПЛИТУДНЫХ И ВРЕМЕННЫХ ПАРАМЕТРОВ ПОЛЯРИЗУЕМОСТИ ГЕТЕРОГЕННЫХ СРЕД, СОДЕРЖАЩИХ СФЕРОИДАЛЬНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Приведены выражения среднего удельного электрического сопротивления и средней поляризуемости двухкомпонентных гетерогенных сред, содержащих удлиненные и сжатые сфероидальные включения, при произвольном направлении приложенного электрического поля. Задаваясь переходными характеристиками вызванной поляризации вмещающей среды и включений, получены временные параметры вторичного поля для макронизотропных и макроанизотропных сред. Рассмотрены зависимости амплитудных и временных параметров поляризуемости гетерогенной среды от поляризуемости, формы, ориентировки включений; соотношения удельных электрических сопротивлений вмещающей среды и включений; направления приложенного электрического поля. Установлена необходимость учета формы включений при определении их объемной концентрации в макронизотропной гетерогенной среде по результатам наблюдений первичного и вторичного электрических полей.

Вопросам изучения электрических свойств (удельного электрического сопротивления и поляризуемости) гетерогенной среды посвящен большой ряд теоретических и экспериментальных исследований [1—5, 8—10]. В данной статье рассмотрен простой и достаточно точный способ расчета амплитудных и временных параметров двухкомпонентной гетерогенной среды, содержащей однотипные (одинаковые по форме, размерам, амплитудным и временным электрическим параметрам) сфероидальные включения.

Известно, что среднее удельное электрическое сопротивление макронизотропной среды, содержащей равномерно размещенные сферические включения, определяется по формуле [1]:

- игнибритов Армянской ССР. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, т. XL, № 2, с. 24—30.
11. Каралетян К. И. Остывшие единицы арагацкого типа. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, т. XLI, № 4, с. 43—49.
12. Комаров А. И., Сковородкин Н. В., Кирипетян С. Г. Определение возраста природных стекол по трекам осколков деления урана. — Геохимия, 1972, № 6, с. 693—698.
13. Лебедев П. И. Вулкан Алагез и его лавы. — Тр. СОПС, серия Закавказ., Л.: Изд. АН СССР и Упр. водн. хоз-ва ССР Армении, 1931, вып. 3, 379 с.
14. Милановский Е. Е. Горное поднятие восточной части Армянского нагорья. — В кн.: Геология Армянской ССР, т. I, Геоморфология. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962, с. 435—466.
15. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа, М.: Недра, 1968, 483 с.
16. Мкртчян К. А. К характеристике послевюрисских тектонических движений бассейна р. Памбак. — В кн.: Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1956, с. 65—73.
17. Филоссов В. П. Основы морфологического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд. Саратовского ун-та, 1975.
18. Ширинян К. Г., Асланян А. Т. Совершенная столбчатая отдельность в покровах вулканических туфов Армении в связи с их происхождением. — Сб. научн. тр. ЕрПИ. Геология, № 13, вып. 3, 1956, Изд. ЕрГУ, с. 19—32.
19. Ширинян К. Г. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1961, 160 с.

Известия АН Армении, Науки о Земле, XLV, № 1, 1992, 33—47.

УДК: 550.837

А. К. МАТЕВОСЯН

ОЦЕНКА АМПЛИТУДНЫХ И ВРЕМЕННЫХ ПАРАМЕТРОВ ПОЛЯРИЗУЕМОСТИ ГЕТЕРОГЕННЫХ СРЕД, СОДЕРЖАЩИХ СФЕРОИДАЛЬНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Приведены выражения среднего удельного электрического сопротивления и средней поляризуемости двухкомпонентных гетерогенных сред, содержащих удлиненные и сжатые сфероидальные включения, при произвольном направлении приложенного электрического поля. Задаваясь переходными характеристиками вызванной поляризации вмещающей среды и включений, получены временные параметры вторичного поля для макронизотропных и макроанизотропных сред. Рассмотрены зависимости амплитудных и временных параметров поляризуемости гетерогенной среды от поляризуемости, формы, ориентировки включений; соотношения удельных электрических сопротивлений вмещающей среды и включений; направления приложенного электрического поля. Установлена необходимость учета формы включений при определении их объемной концентрации в макронизотропной гетерогенной среде по результатам наблюдений первичного и вторичного электрических полей.

Вопросам изучения электрических свойств (удельного электрического сопротивления и поляризуемости) гетерогенной среды посвящен большой ряд теоретических и экспериментальных исследований [1—5, 8—10]. В данной статье рассмотрен простой и достаточно точный способ расчета амплитудных и временных параметров двухкомпонентной гетерогенной среды, содержащей однотипные (одинаковые по форме, размерам, амплитудным и временным электрическим параметрам) сфероидальные включения.

Известно, что среднее удельное электрическое сопротивление макронизотропной среды, содержащей равномерно размещенные сферические включения, определяется по формуле [1]:

$$\rho = \frac{1+2p-(1-p)\xi}{1+2p+2(1-p)\xi} \rho_1, \quad (1)$$

где $\rho = \rho_2/\rho_1$; ρ_1 и ρ_2 — удельное электрическое сопротивление вмещающей среды и включений, соответственно; ξ — объемная концентрация включений. Это выражение для сферических включений может быть получено как частный случай при решении более общей задачи о сфероидальных включениях. Выбор включений в форме сфероидов представляет особый интерес, поскольку дает возможность путем изменения отношения полуосей включений перейти к изучению электрических параметров гетерогенных сред, содержащих включения различной формы (пластинчатые, игольчатые и др.). Наряду с этим, решение задачи со сфероидальными включениями приводит к интересным выводам, необходимым при истолковании экспериментального материала.

С этой целью путем проведения аналогичных рассуждений и математических расчетов, проводимых при решении задачи со сферическими включениями [1, 9, 10], вычислим среднее удельное электрическое сопротивление макроанизотропной среды, содержащей одинаково ориентированные сфероидальные включения, с использованием электрического коэффициента формы для сфероидов [4]. Тогда, среднее удельное электрическое сопротивление такой среды вдоль и поперек оси вращения сфероидов имеет вид

$$\rho = \frac{G+p-G(1-p)\xi}{G+p+(1-p)\xi} \rho_1, \quad (2)$$

где G — электрический коэффициент формы вдоль (G_z) или поперек (G_x) оси вращения сфероидов. В частности, для сферы $G = 0,5$, что подставляя в выражение (2), получим (1).

Определение среднего удельного электрического сопротивления среды со сфероидальными включениями при произвольном направлении приложенного поля выполняют различными способами [2, 8—10], которые сложны, связаны с определенными техническими трудностями, а в ряде случаев значительно приближены (ввиду упрощающих расчеты допущений). Для решения поставленной задачи в данной статье предлагается ввести понятие фиктивного параметра — эффективного электрического коэффициента формы G_e , который соответствует электрическому коэффициенту формы G заполняющих среду таких включений, которые при ориентировке по направлению возбуждаемого поля создают такое же аномальное поле, что и исходная (рассматриваемая) среда. Тогда величину G_e можно определить из квадратного уравнения

$$G_e^2(1-Q) + G_e(1-2Qp) - p^2Q = 0, \quad (3)$$

при котором величина G_e принимает промежуточное значение между G_z и G_x ,

где

$$Q = \frac{G_z(G_z+1)}{(G_z+p)^2} \cos^2 \gamma + \frac{G_x(G_x+1)}{(G_x+p)^2} \sin^2 \gamma;$$

γ — угол между направлением приложенного поля и осью вращения сфероидов.

Как следует из уравнения (3), эффективный электрический коэффициент формы зависит не только от формы сфероидов и направления приложенного поля, но и от соотношения удельных электрических сопротивлений включений и вмещающей среды. При $\gamma = 0^\circ$,

независимо от величины ρ , $G_1 = G_2$, а при $\gamma = 90^\circ - G_1 = G_2$, что удовлетворяет исходному требованию.

Подставляя вычисленное по уравнению (3) значение G_1 в выражение (2) вместо G , получим формулу среднего удельного электрического сопротивления для рассматриваемой среды при произвольном направлении приложенного электрического поля

$$\rho = \frac{G_1 + \rho - G(1 - \rho)^2}{G_1 + \rho + (1 - \rho)^2}. \quad (4)$$

Среднее удельное электрическое сопротивление макроиетропной гетерогенной среды с достаточно равномерным распределением сфероидальных включений всевозможной ориентировки вычисляется путем последовательного наложения анизотропных агрегатов с различной ориентировкой включений [9, 10]

$$\rho = \frac{3\rho_z\rho_x}{\rho_x + 2\rho_z}, \quad (5)$$

где ρ_z и ρ_x — среднее удельное электрическое сопротивление среды, содержащей одинаково ориентированные сфероидальные включения, при направлении приложенного электрического поля вдоль и поперек оси вращения сферондов, определяемые по формуле (2).

В случае поляризующихся включений и вмещающей среды, выражения среднего удельного электрического сопротивления в момент времени T после включения импульса постоянного тока можно определить известным способом, используемым при объемной поляризации среды [4]: $\rho^*(T) = \rho / |1 - \gamma(T)|$, что в приведенных формулах применяется для следующих параметров — $\rho_1^*(T) = \rho_1 / |1 - \gamma_1(T)|$,

$$\rho_2^*(T) = \rho_2 / |1 - \gamma_2(T)|, \quad \rho_z^*(T) = \rho_z / |1 - \gamma_z(T)|,$$

$$\rho_x(T) = \rho_x / |1 - \gamma_x(T)|, \quad \text{где } \gamma_1(T) = \gamma_1 F_1(T), \quad \gamma_2(T) = \gamma_2 F_2(T),$$

$\gamma_1(T) = \gamma_1 F_1(T)$, $\gamma_x(T) = \gamma_x F_x(T)$ — здесь через γ_1 , γ_2 , γ_z , γ_x и $F_1(T)$, $F_2(T)$, $F_z(T)$, $F_x(T)$ обозначены значения предельной поляризуемости (т. е. при $T \rightarrow \infty$) и переходной характеристики вызванной поляризации для соответствующих сред. В приведенных выражениях переходные характеристики можно задавать как теоретическими зависимостями (в частности, аппроксимируя их логарифмической функцией или интегралом вероятности), так и экспериментальными кривыми [3—5, 8, 11].

Среднюю поляризуемость гетерогенной среды в момент T можно охарактеризовать выражением

$$\eta(T) = \frac{\rho^*(T) - \rho}{\rho^*(T)}, \quad (6)$$

а ее переходную характеристику ВП определить из соотношения

$$F_1(T) = \eta(T) / \eta_{\infty}, \quad (7)$$

где η_{∞} — предельная средняя поляризуемость исследуемой среды.

С другой стороны, средняя поляризуемость среды с электропроводящими включениями с учетом поляризуемости вмещающей среды можно представить через коэффициент пропорциональности β [4] следующим образом:

Таблица 1

Значения параметров, характеризующих гетерогенные поляризующиеся среды

Гетерогенная среда	Форма включений	Отношение осей включения, m	Полнота включения, i_2	Макроскопическое проявление среды	ρ	$\frac{\rho_z}{\rho_x}$	γ	$\frac{\gamma_z}{\gamma_x}$	β	β_x	β_y
1	сфера	1	0.50	изотропное	0.7562		0.0176		0.0869	0.10	0.10
1'	сфера	1	0.99	изотропное	0.7562		0.2506		3.1865	0.10	0.10
2a	удлинённый сфероид	5	0.50	анизотропное		0.3763		0.0985	0.9833		
						0.8131		0.0142	0.0523		
2б	сжатый сфероид	5	0.50	анизотропное		0.8727		0.0118	0.0284		
						0.5503		0.0439	0.350		
2'a	удлинённый сфероид	5	0.99	анизотропное		0.3763		0.6271	16.1823		
						0.8131		0.1942	2.2736		
2'б	сжатый сфероид	5	0.99	анизотропное		0.8727		0.1354	1.4438		
						0.5503		0.4546	8.0384		
3a	удлинённый сфероид	5	0.50	изотропное	0.5863		0.0580		0.5111	0.20	0.57
3б	сжатый сфероид	5	0.50	изотропное	0.6276		0.0362		0.800	0.17	0.36
3'a	удлинённый сфероид	5	0.99	изотропное	0.5863		0.4140		6.9493	0.20	0.20
3'б	сжатый сфероид	5	0.99	изотропное	0.6276		0.3780		5.8490	0.17	0.17

$$\gamma(T) = \frac{\gamma_1(T) - \gamma_1(T)(1-\xi)}{|\gamma_1(T)(1-\xi) - \gamma_1(T) + 1|} \quad (3)$$

где $\gamma(T)$ определяется по выражению (6).

Таким образом, по выражениям (2), (4—8) можно определить параметры среднего удельного электрического сопротивления и средней поляризуемости (включая как амплитудные, так и временные параметры) гетерогенной среды с одинаковыми сфероидальными включениями.

Рассмотрим макроскопические особенности нескольких поляризующихся сред, содержащих равномерно размещенные хорошо проводящие и поляризующиеся включения с параметрами $p=0,01$, $\xi=0,10$, $\eta_1=0,01$ (табл. 1).

Среды 1, 1' содержат сферические включения; 2а, 2б, 2'а, 2'б — одинаково ориентированные сфероидальные включения; 3а, 3б, 3'а, 3'б — сфероидальные включения всевозможной равномерной ориентировки.

При расчетах временных параметров вторичного поля переходные характеристики вмещающей среды $F_1(T)$ и включений $F_2(T)$ задавались в виде логарифмической зависимости [4]:

$$F(T) = \frac{1}{2 \ln B} \ln \frac{1 + \frac{T}{T_0} B}{1 + \frac{T}{T_0 B}},$$

где $B = \sqrt{g/h}$; $T_0 = \sqrt{g/h}$ — абсцисса максимума производной переходной характеристики ВП; g и h — временные постоянные вторичного поля. Расчеты временных параметров приведенных сред проведены при $T_{01}=1\tau$, $T_{02}=64\tau$, $B_1=B_2=\sqrt{1000}$. Такой подбор параметров сред продиктован необходимостью получения наиболее упрощенных зависимостей с целью оценки возможностей применяемых интерпретационных параметров при охарактеризовании реальных геологических сред методом ВП. Исходные переходные характеристики ВП вмещающей среды и включений и их первые и вторые производные по десятичному логарифму времени, используемые при расчетах временных параметров гетерогенных сред, представлены на рис. 1. Здесь

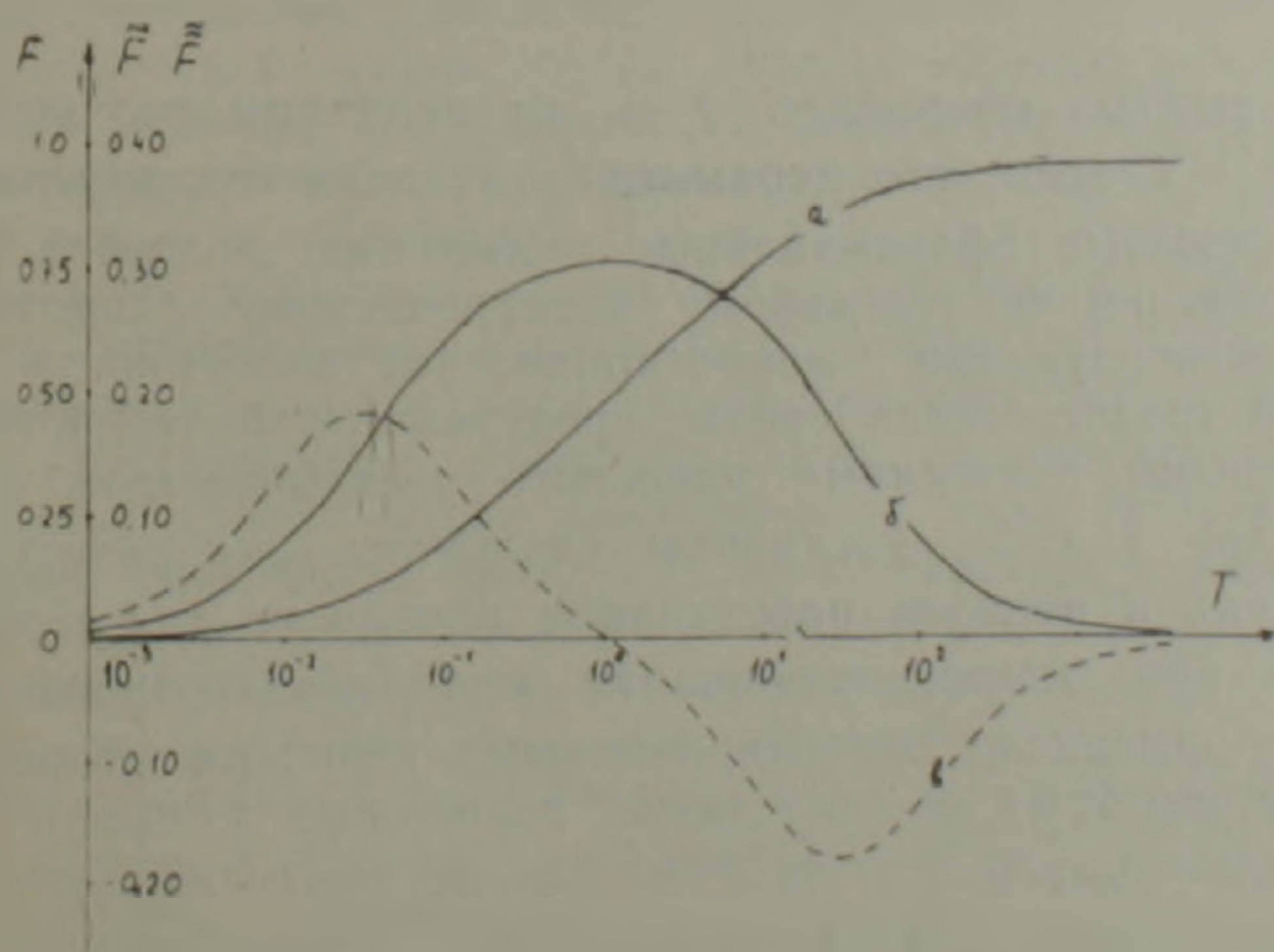


Рис. 1. Временные параметры вмещающей среды или включений при $B=\sqrt{1000}$ (T — в единицах T_0).

а — переходная характеристика ВП, б — производная переходной характеристики ВП, в — вторая производная переходной характеристики ВП.

и ниже первые и вторые производные ПХ ВП вычислены путем численного дифференцирования при постоянном коэффициенте времени, равном $\lg 2$, что при необходимости позволит сопоставить их с результатами непосредственных экспериментальных исследований этих зависимостей при соответствующих временных режимах наблюдений [4, 6, 12].

На рис. 2 приведены зависимости отношения величин среднего удельного электрического сопротивления гетерогенной среды, состоящей из равномерно распределенных и одинаково ориентированных хорошо проводящих включений, вдоль и поперек оси вращения уд-

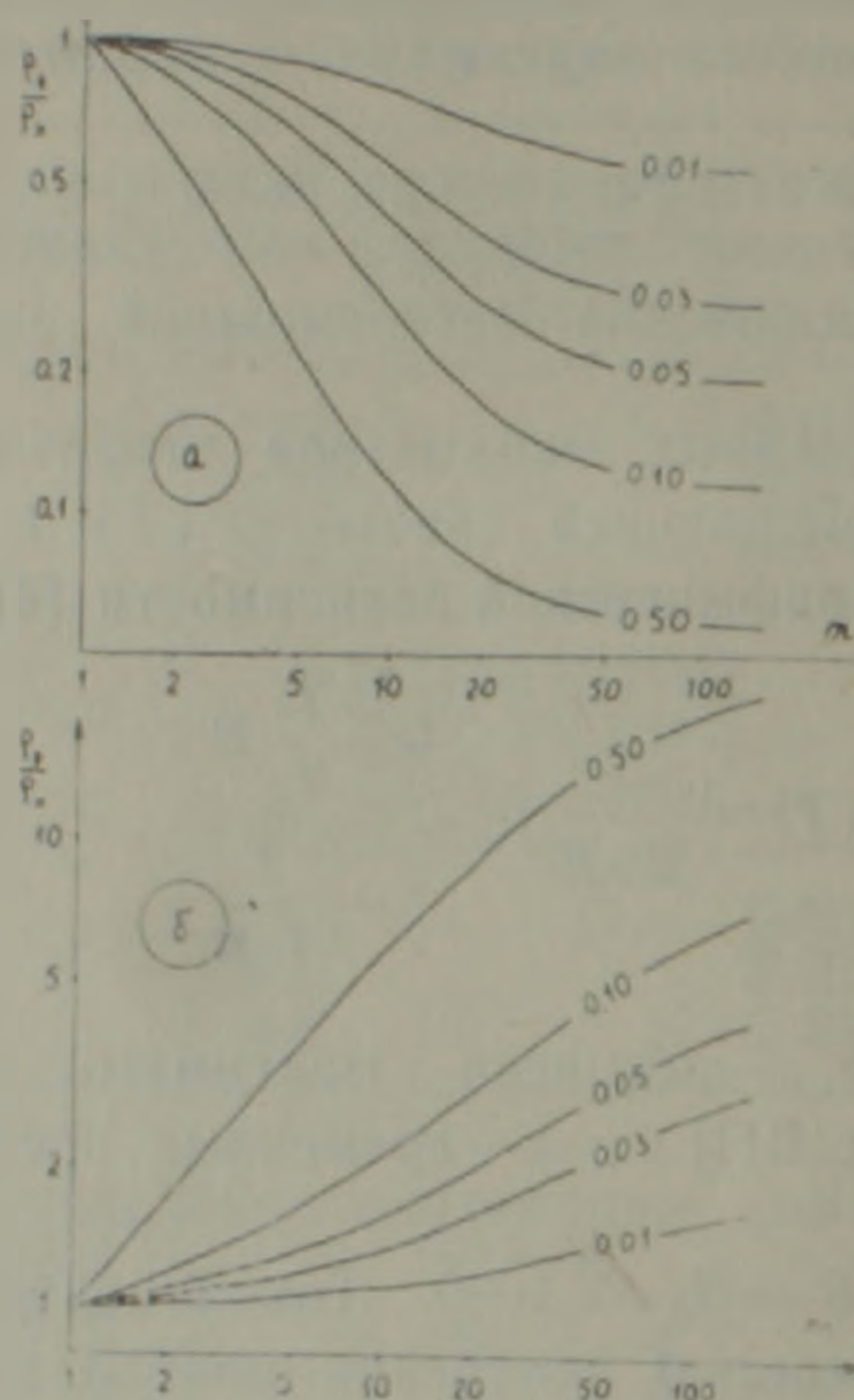


Рис. 2 Зависимость отношения средних удельных электрических сопротивлений вдоль и поперек оси вращения сфероидов от формы включений при $\rho = 0.01$. а — удлиненный сфероид, б — сжатый сфероид. Цифр кривых — ξ .

линейных и сжатых сфероидов ρ_x/ρ_z от величины соотношения осей сфероидов n . Отметим, что параметр $\sqrt{\rho_x/\rho_z}$ для гетерогенной среды, содержащей сжатые сфероидальные включения, является коэффициентом анизотропии по удельному электрическому сопротивлению λ [1, 9], характеризующим макроскопические особенности одноосно анизотропной геологической среды, представленной чередованием слоев с различными значениями удельного электрического сопротивления (поскольку ρ_x и ρ_z — величины удельного электрического сопротивления вдоль и поперек простирания плоскости анизотропии (причем $\rho_x < \rho_z$) при аппроксимировании макроанизотропной гетерогенной среды с одинаково ориентированными сжатыми сфероидальными включениями, которые соответствуют значениям ρ_x и ρ_z). В случае же макроанизотропной гетерогенной среды, представленной удлиненными сфероидальными включениями, имеет место соотношение $\rho_x > \rho_z$, и при использовании вышеупомянутых исследований анизотропных сред необходимо внести соответствующие корректировки (в частности, в этом случае $\lambda < 1$).

Несомненно, большой интерес представляет рассмотрение электрических свойств среды при различной ориентировке приложенного электрического поля, что возможно с применением вышепредставленных математических выражений. Для наглядного отображения таких зависимостей предлагается использовать круговые диаграммы соответствующих параметров гетерогенной среды от направления приложенного электрического поля. Некоторые результаты расчетов электрических параметров выполнены по соответствующим формулам и представлены в табл. 1.

На рис. 3 изображены диаграммы ρ (в единицах ρ_1) для сред, содержащих равномерно распределенные и одинаково ориентированные хорошо проводящие (рис. 3.1) и плохо проводящие (рис. 3.2)

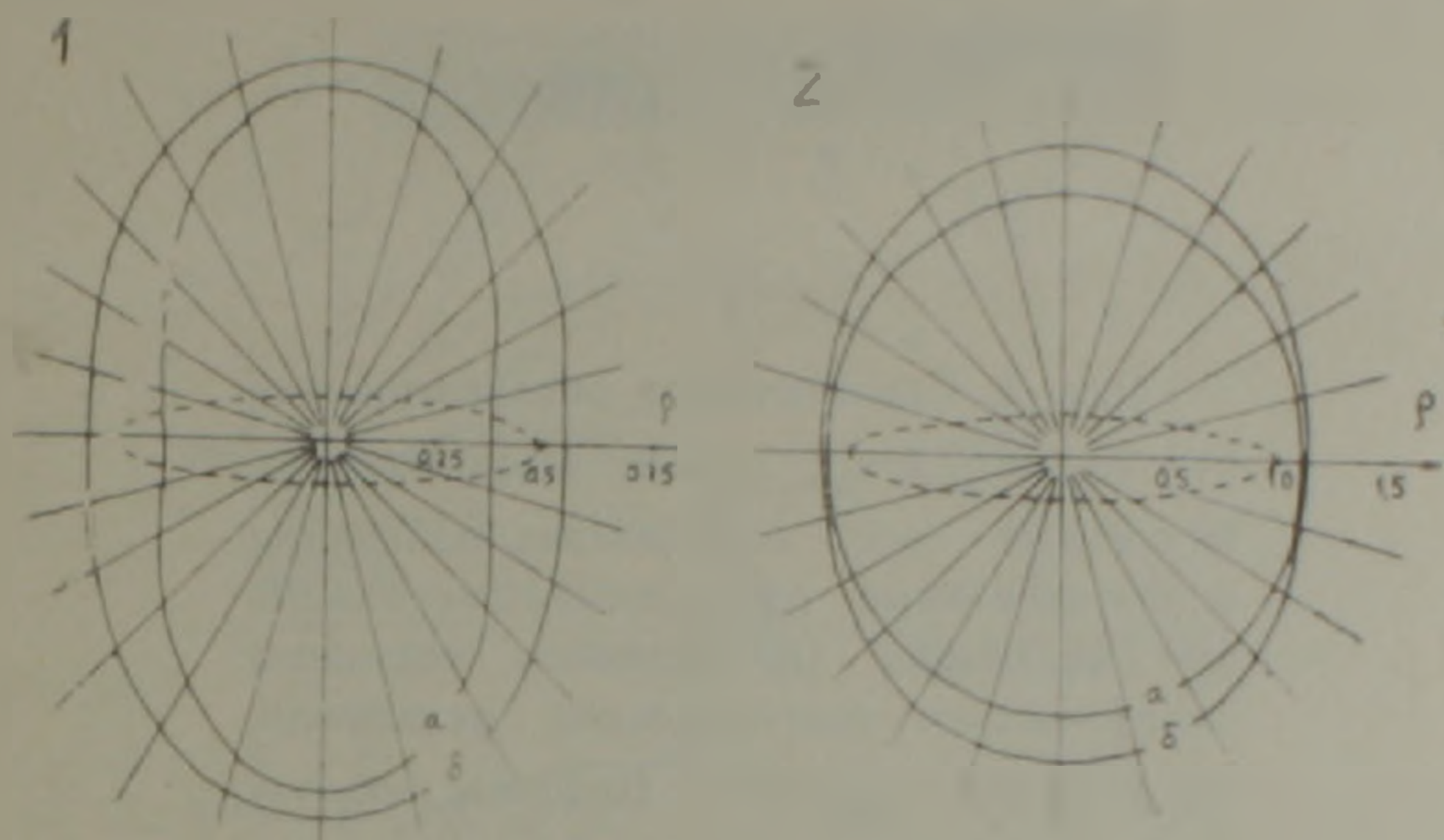


Рис. 3 Диаграммы изменения среднего удельного электрического сопротивления ρ (в единицах ρ_1) гетерогенных сред, содержащих одинаково ориентированные однотипные сфероидальные включения ($m=5$, $\xi=0,10$), в зависимости от направления приложенного электрического поля: 1—при $\rho=0,01$, 2—при $\rho=100$. Пунктиром показана ориентировка включений. a —удлиненный сфероид, b —сжатый сфероид.

сфероидальные включения, по которым можно проследить изменение среднего удельного электрического сопротивления гетерогенной среды с изменением направления приложенного электрического поля. Приведенные диаграммы ρ наглядно свидетельствуют о том, что среднее удельное электрическое сопротивление среды вдоль большой оси сфероидов меньше, чем поперек ей, независимо от формы сфероидов и величины соотношения удельных электрических сопротивлений вмещающей среды и включений. Наряду с этим, нетрудно заметить, что наличие в среде хорошо проводящих включений (рис. 3.1) вытянутой формы (удлиненные, игольчатые) больше сказывается на величине среднего удельного электрического сопротивления, чем сжатой формы (пластинчатые, дискообразные), независимо от ориентировки включений относительно приложенного поля. В случае же плохо проводящих включений (рис. 3.2) прослеживается обратная закономерность, а именно: при наличии в гетерогенной среде включений, имеющих дискообразную форму, среднее удельное электрическое сопротивление среды выше, чем для аналогичной (с одинаковыми удельным электрическим сопротивлением и объемной концентрацией включений) среды, содержащей включения вытянутой формы.

На основании приведенных выражений можно получить, что гетерогенная среда, содержащая одинаково ориентированные сжатые сфероидальные включения, с параметрами $\rho=0,01$, $m=5$; $\xi=0,39$, $\eta_1=0,005$ и $\eta_2=0,80$, обуславливает макроанизотропию среды по удельному электрическому сопротивлению ($\rho_n/\rho_t=3$) и поляризуе-

мости ($\eta_1 \approx 0,28$ $\eta_2 \approx 0,04$), изучение особенностей проявления параметров кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости, для которой, с использованием различных систем возбуждения электрического поля, представлено в [7].

На рис. 4 по оси отложены значения ρ_2 , от которой вверх и вниз заштрихованы интервалы, отличающиеся по характеру соотношения средней поляризуемости гетерогенной среды вдоль и поперек оси вращения сфероидов. Поясним рис. 4 на примере макроанизотроп-

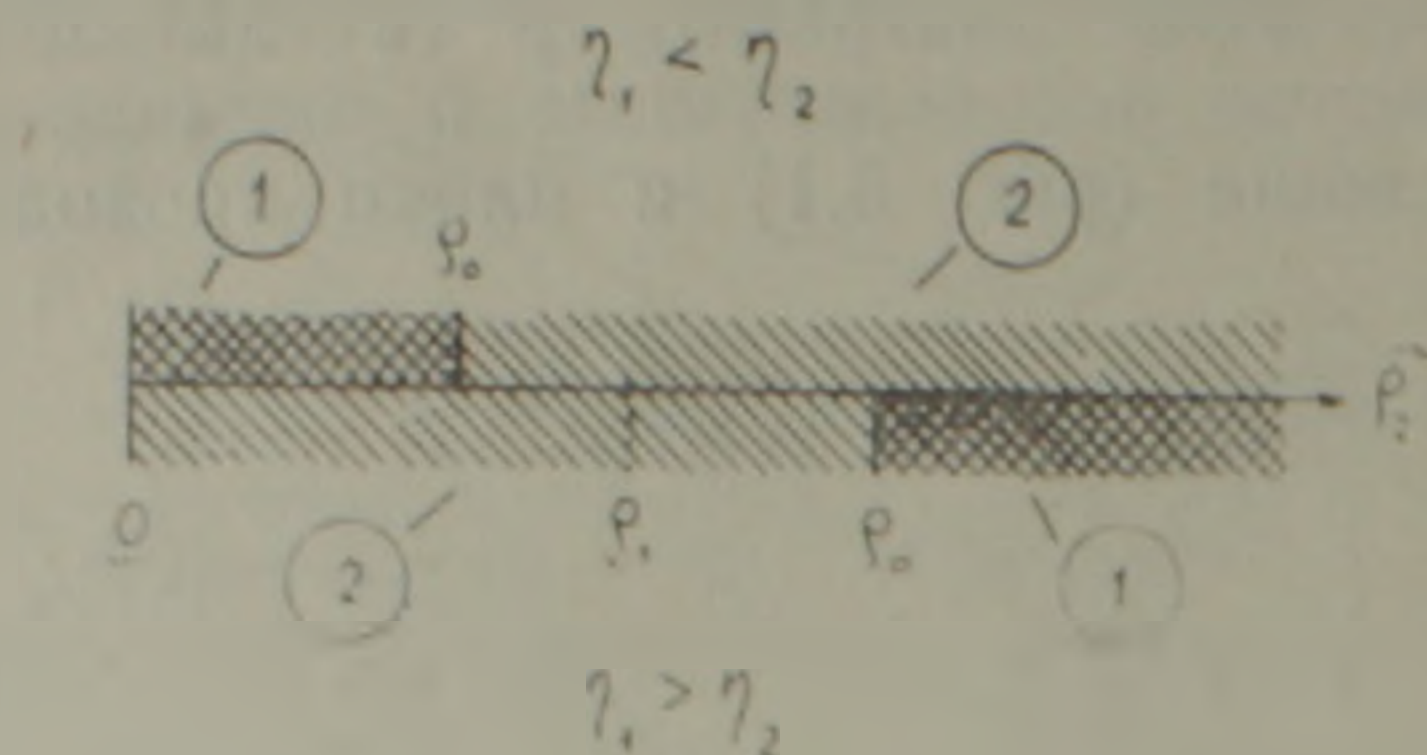


Рис. 4. Схематическое определение соотношения η_z и η_x при исследованиях гетерогенных сред, содержащих одинаково ориентированные одностипные сфероидальные включения (ρ_0 —величина удельного электрического сопротивления включений, при которой $\eta_z = \eta_x$). Цифрами обозначены интервалы ρ_2 , в которых: 1— $\eta_z > \eta_x$ (для удлиненных сфероидов) или $\eta_z < \eta_x$ (для сжатых сфероидов), 2— $\eta_z < \eta_x$ (для удлиненных сфероидов) или $\eta_z > \eta_x$ (для сжатых сфероидов).

ных гетерогенных сред, содержащих одинаково ориентированные сжатые сфероидальные включения. Так, для среды 2'б (где $\rho_2 = 0,01\rho_1$), средняя поляризуемость среды вдоль оси вращения одинаково ориентированных сжатых сфероидов меньше, чем поперек ей ($\eta_z/\eta_x = 0,298$). Для другой среды, полученной в результате только изменения ρ_2 , величина рассматриваемого соотношения подвергается значительному изменению: при $\rho_2 = \rho_1$ (т. е. отсутствует дифференциация вмещающей среды и включений по удельному электрическому сопротивлению)— $\eta_z/\eta_x = 2,541$, и тем самым характер распределения средней поляризуемости среды меняется на противоположный. В случае же, когда $\rho_2 = 0,154\rho_1$, что соответствует величине ρ_0 для рассматриваемой гетерогенной среды, несмотря на макроанизотропность среды по удельному электрическому сопротивлению ($\rho_z/\rho_x = 1,200$) и существенную вытянутость включений ($m=5$) при хорошей дифференциации вмещающей среды и включений по поляризуемости, рассматриваемая гетерогенная среда макроизотропна по поляризуемости и характеризуется величиной средней поляризуемости $\eta = 0,338$.

При $\eta_1 = \eta_2$, независимо от соотношения ρ_2/ρ_1 — $\eta_z = \eta_x$ и равно поляризуемости среды, т. е. при отсутствии дифференциации вмещающей среды и включений по поляризуемости, контрастность включений от вмещающей среды по удельному электрическому сопротивлению не может повлиять на величину поляризуемости среды.

На приведенном примере ярко отражается определяющее влияние соотношения удельных электрических сопротивлений вмещающей среды и включений на величину средней поляризуемости, пренебрежение которым, при истолковании результатов измерений вторичного электрического поля может привести к существенным погрешностям.

Теперь рассмотрим временные характеристики вызванной поляризации двухкомпонентных гетерогенных сред. На рис. 5 представлены зависимости (части диаграмм) средней поляризуемости $\eta(T)$ для сред 2'а и 2'б, отличающихся по форме включений в различные моменты времени от направления приложенного поля. На основании приведенных зависимостей можно заключить, что максимальные зна-

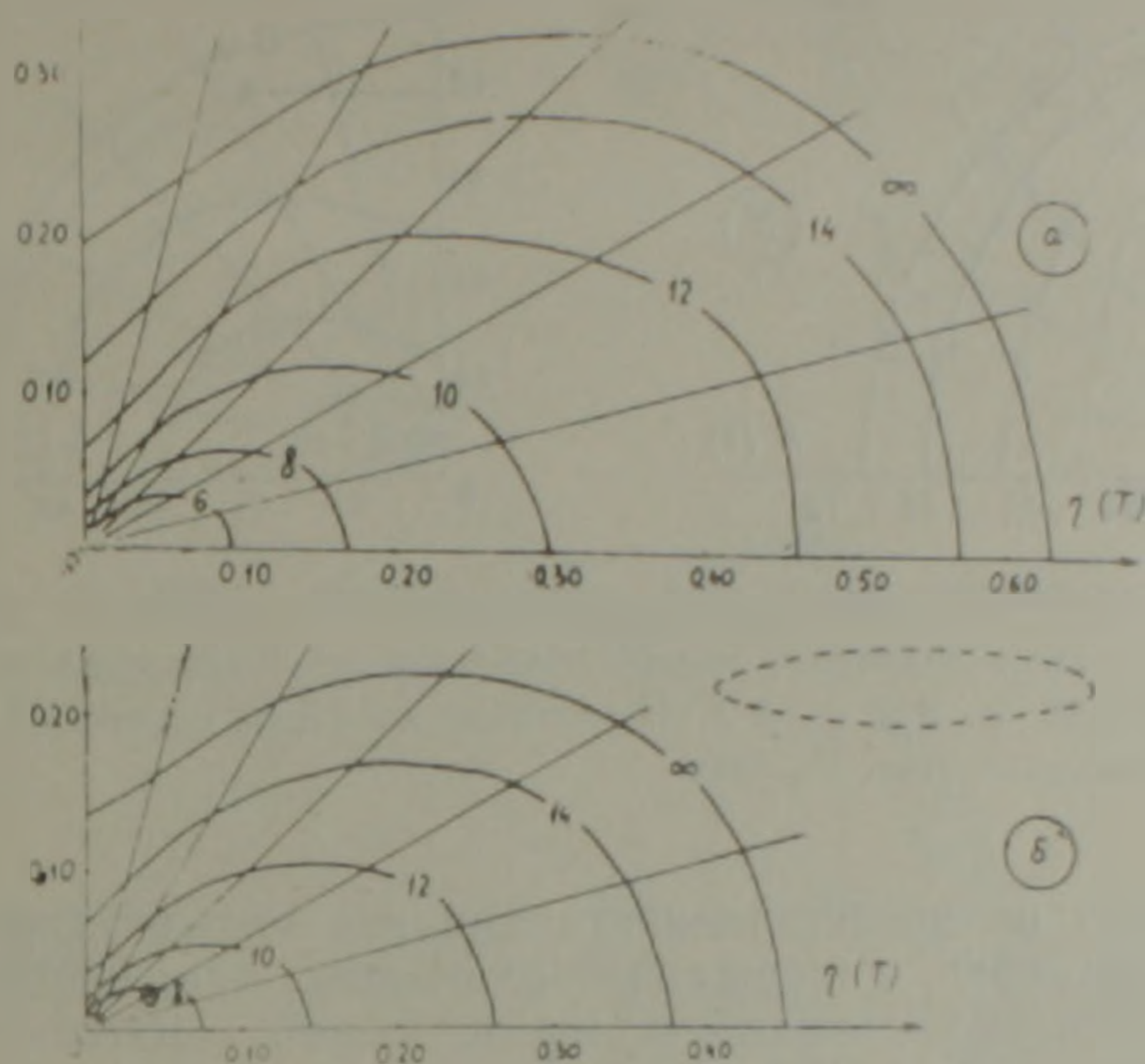


Рис. 5. Зависимости средней поляризуемости $\eta(T)$ от направления приложенного поля в различные моменты времени для гетерогенных сред 2'а (а) и 2'б (б). Пунктиром показана ориентировка включений. Шифр кривых— n (при $T = 2^n \tau$).

чения средней поляризуемости $\eta(T)$ рассматриваемых гетерогенных сред проявляются при ориентировке большой оси сфероидов вдоль приложенного поля, минимальные—поперек ему. Поляризуемость среды, содержащей удлиненные сфероиды, больше поляризуемости среды с теми же параметрами в случае сжатых сфероидов. Кроме этого, по приведенным зависимостям можно проследить изменение формы диаграмм с увеличением T .

Особый интерес представляет рассмотрение переходных характеристик вызванной поляризации макроанизотропных гетерогенных сред в зависимости от направления приложенного электрического поля. Переходные характеристики ВП, соответствующие рассматриваемым средам, существенно отличаются от заданных (исходных) $F_1(T)$ и $F_2(T)$ и представлены в виде зависимостей $\Gamma(T)$ от направления приложенного поля (рис. 6). Эти отличия более наглядно отображают кривые первой и второй производных ПХ ВП по десятичному логарифму времени (рис. 7). Так, при $\gamma = 45^\circ$ в среде 2б наблюдаются два максимума производной ПХ ВП, которые отчетливо отражаются на кривой второй производной ПХ ВП сменой знака.

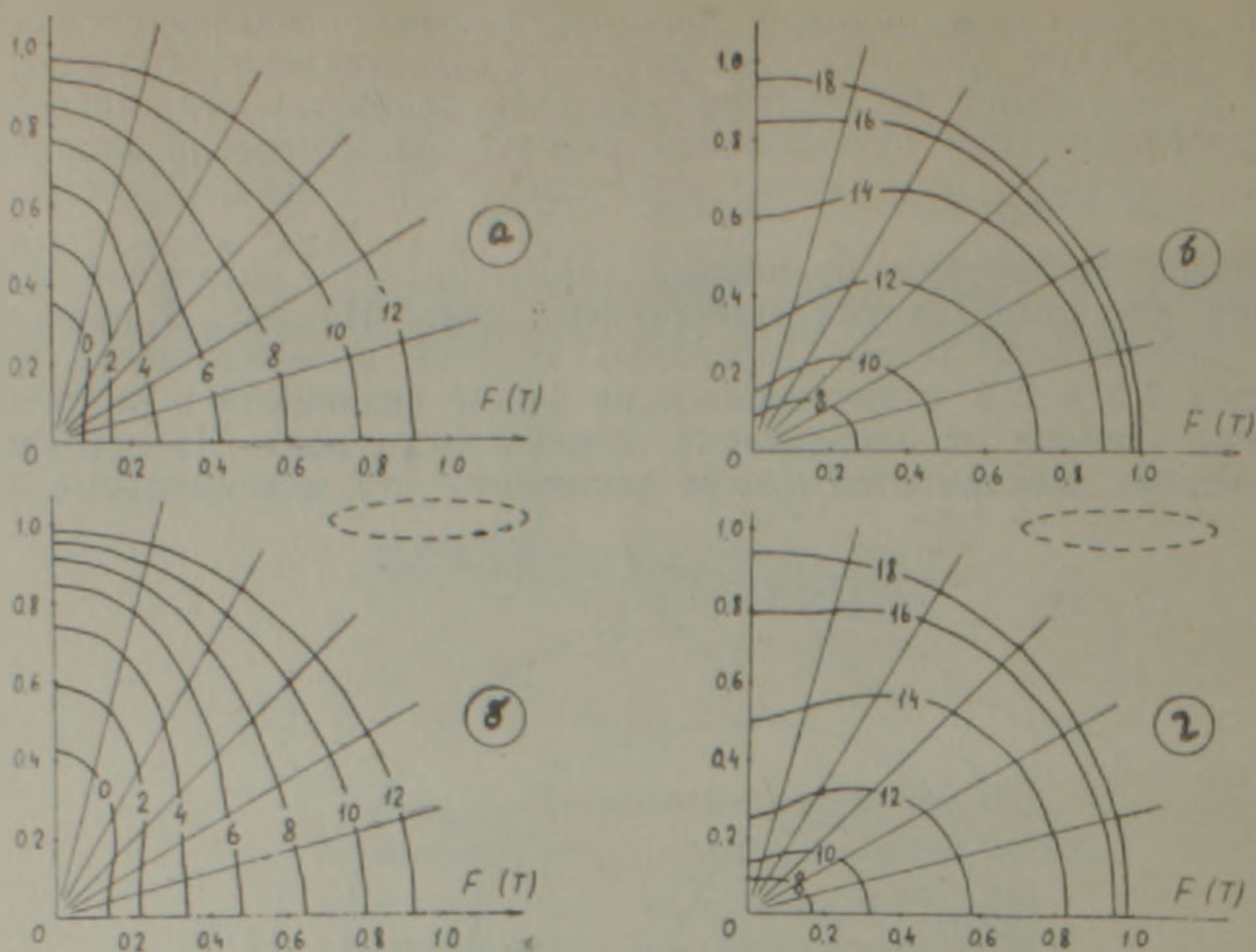


Рис. 6 Зависимости переходной характеристики $F(T)$ от направления приложенного поля в различные моменты времени для следующих гетерогенных сред: а—2а, б—2б, в—2'а, г—2'б. Пунктиром показана ориентировка включений. Шифр кривых— n (при $T=2^n\tau$).

Как следует из представленного анализа амплитудных и временных параметров сред, содержащих одинаково ориентированные сфероидальные включения, поляризуемость, форма, ориентировка включений, а также направление приложенного поля могут существенно повлиять на характер интерпретируемых параметров, и отсутствие учета этого фактора может привести к значительным погрешностям при истолковании результатов наблюдений.

Теперь рассмотрим электрические свойства гетерогенных сред, содержащих равномерно распределенные сфероидальные включения всевозможной ориентировки и обуславливающих макроиотропные свойства среды. Сопоставление результатов расчетов параметров сред 1, 1' с 3а, 3б, 3'а, 3'б (табл. 1) позволяет заметить, что наибольшему изменению величин среднего удельного электрического сопротивления и средней поляризуемости по сравнению с величинами удельного электрического сопротивления и поляризуемости вмещающей среды подвергается гетерогенная среда, содержащая хорошо проводящие и поляризующиеся удлиненные сфероидальные включения всевозможной ориентировки, наименьшему—при сферической форме включений.

В результате расчетов электрических параметров сред 1, 3а, 3б для различных T , получены временные характеристики ВП, представленные на рис. 8. Как следует из рисунка, максимумы производной ПХ ВП в случае сфероидальных (удлиненных и сжатых) включений наблюдаются на временах, значительно больших, чем в случае сферических включений. Так, абсцисса максимума производной ПХ ВП для сред 3а, 3б соответствует $T_{max} \approx 360\tau$, в то время как для среды 1— $T_{max} \approx 6\tau$.

Таким образом, при одинаковом объемном содержании поляризующихся включений всевозможной ориентировки наименьшими амплитудными и временными параметрами характеризуются среды с сферической формой включений.

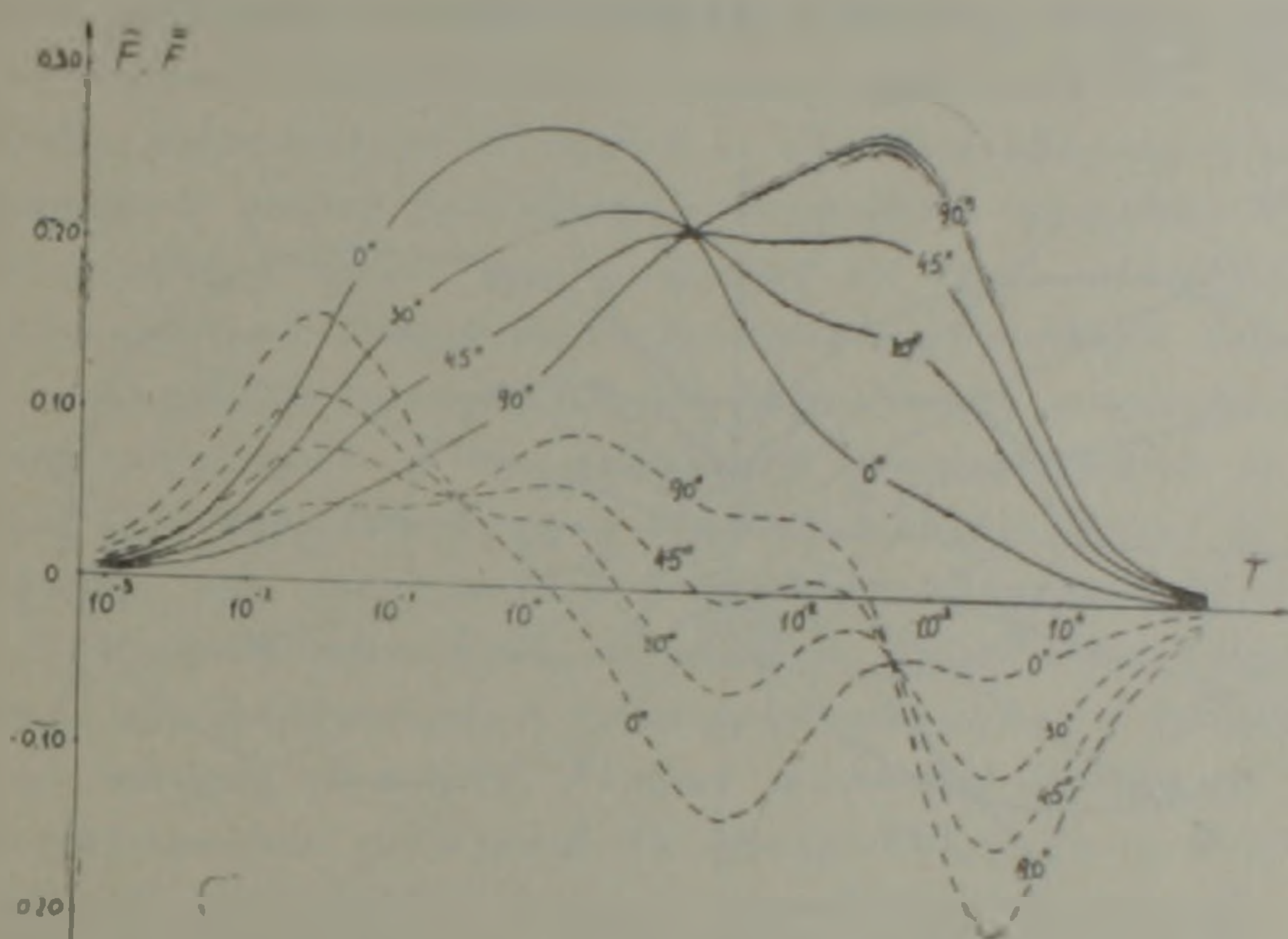
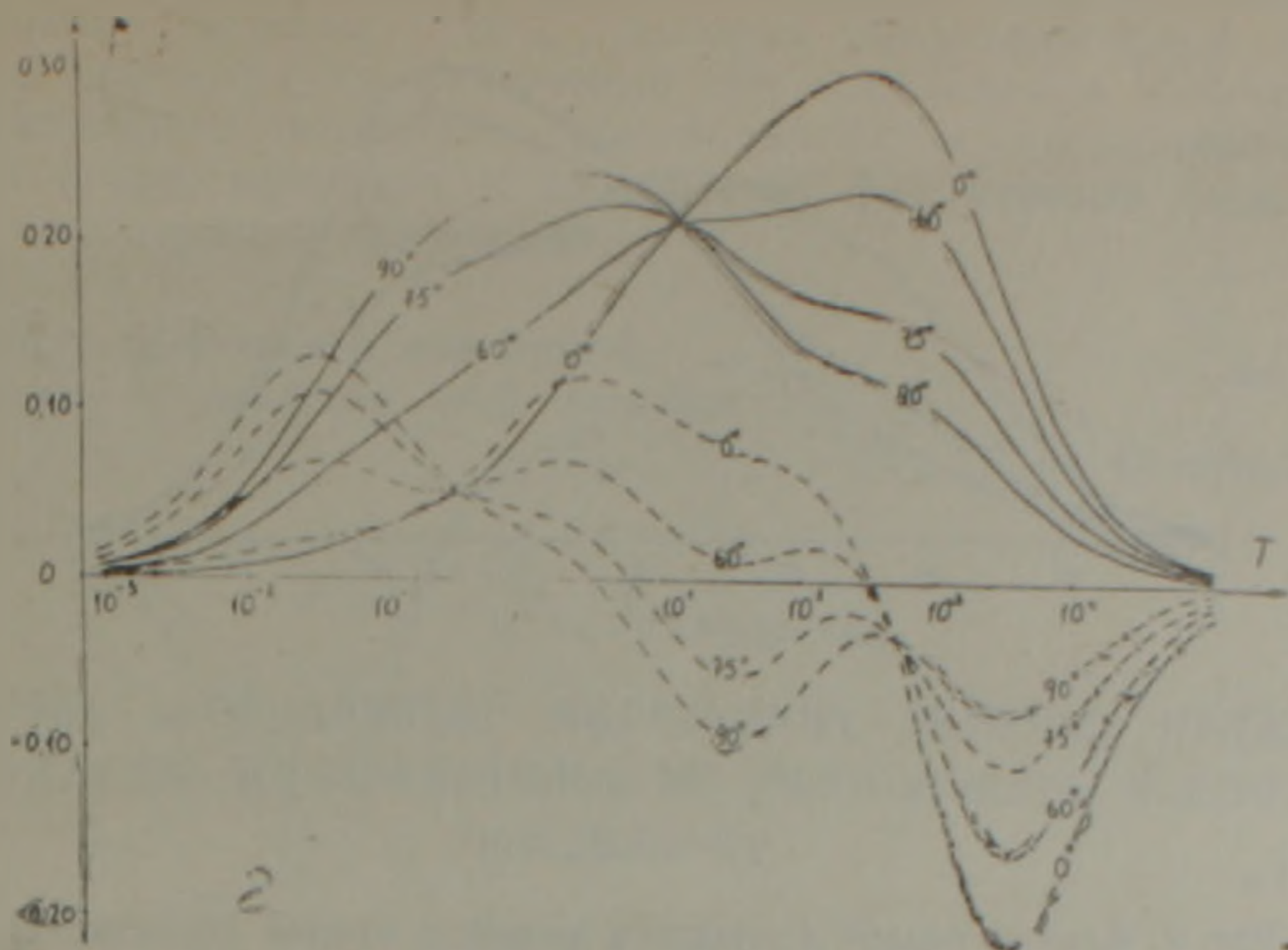


Рис. 7. Кривые первой (сплошная линия) и второй (пунктирная) производных переходной характеристики ВП по десятичному логарифму времени для различных направлений приложенного электрического поля макроанизотропных гетерогенных сред 2а (а) и 2б (б).

Шифр кривых — γ .

литудными и временными параметрами характеризуется та гетерогенная среда, форма включений в которой близка к сферической.

Значения коэффициента пропорциональности β , показывающего зависимость поляризуемости среды от объемного содержания включений, вычислены для рассматриваемых сред и представлены в таблице 1. Диаграммы β , построенные от направления приложенного электрического поля в гетерогенных средах 2а, 2б, 2'а, 2'б (рис. 9), имеют вытянутую форму и проявляются максимальными значениями при ориентировке электрического поля вдоль большой оси сферондов. В случае макроизотропных сред (1, 1', 3а, 3б, 3'а, 3'б) эти диаграммы имеют круглую форму и, в зависимости от характера гетерогенной среды, существенно меняются по величине β . Так, в случае макроизотропных сред, представленных сферондальными включениями всевозможной равномерной ориентировки, величина β значительно больше, чем в случае среды, содержащей сферические

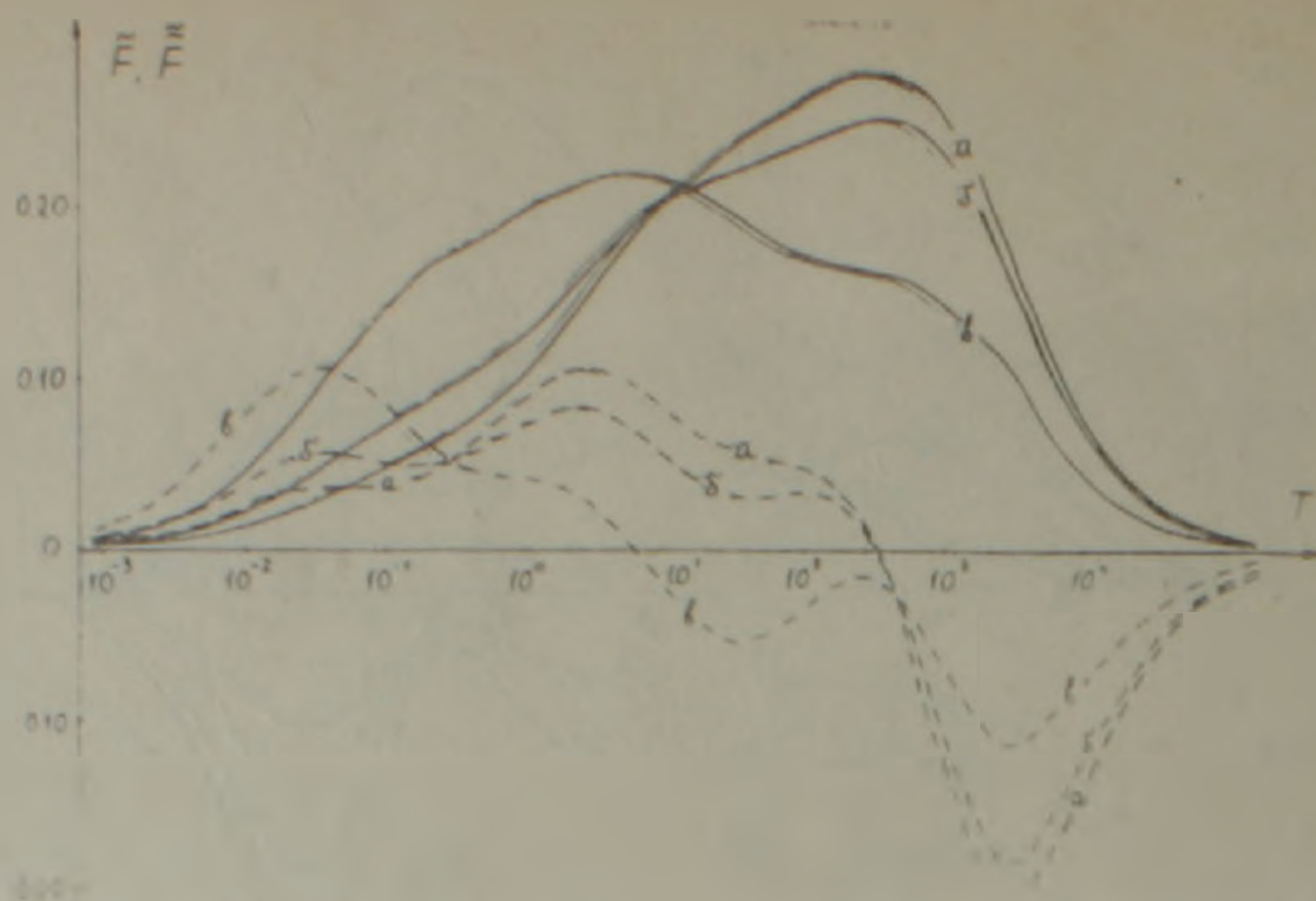


Рис. 8. Кривые первой (сплошная линия) и второй (пунктирная) производных переходной характеристики ВП по десятичному логарифму времени следующих макроиотропных гетерогенных сред: а—3а, б—3б, в—1.

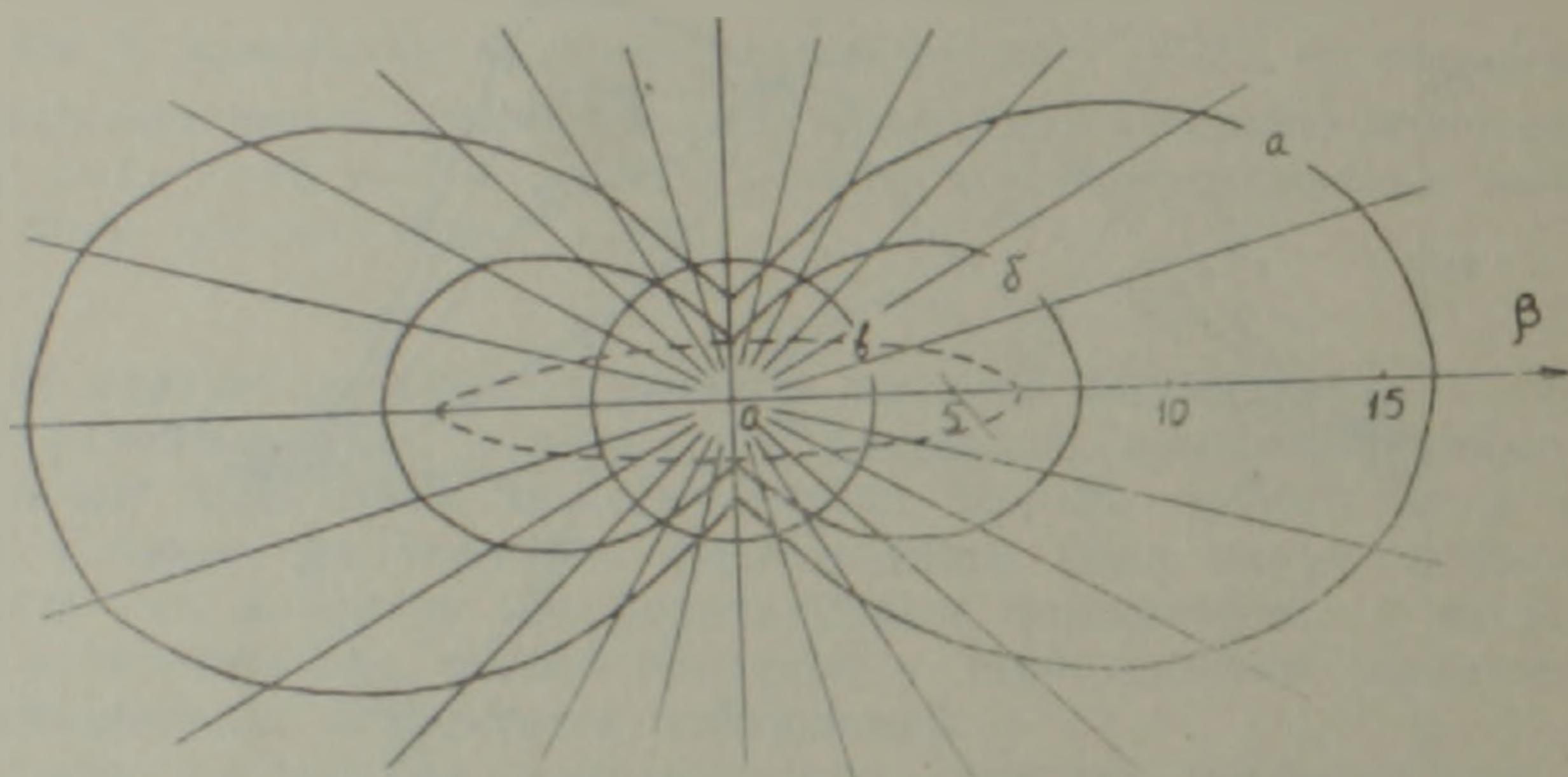


Рис. 9. Диаграмма коэффициента β в зависимости от направления приложенного поля в гетерогенных средах: а—2'а, б—2'б, в—1'. Пунктиром показана ориентировка включений.

включения. Для сред с менее поляризующимися включениями (при $n_2=0.50$) характер диаграмм не меняется, но существенным образом уменьшаются значения β .

Представленные значения β для гетерогенных сред, содержащих хорошо проводящие поляризующиеся включения (при $n_2=0.99$) и относящихся к средам с электропроводящими включениями, хорошо согласуются с множеством известных лабораторных исследований.

Приведенная методика расчета параметров гетерогенных сред, содержащих сфероидальные включения, позволяет оценить погрешность истолкования при определении объемной концентрации электропроводящих минералов, слагающих интересующий поляризующийся объект, в случае допущения, что форма включений—сферическая. Для этого воспользуемся обозначениями: ϵ_k —кажушаяся объемная концентрация, определяемая по величине среднего удельного электрического сопротивления ρ ; ϵ_k^* —то же по величине средней поляризуемости η . В таблице 1 приведены значения ϵ_k , ϵ_k^* , получен-

ные при аппроксимировании макроиетропных сред 3а, 3б и 3'а, 3'б соответственно средами 1 и 1', которые свидетельствуют о том, что отсутствие учета формы включений при определении количества электропроводящего минерала (компонента) в исследуемой поляризуемой среде, приводит к завышению фактической (истинной) величины концентрации включений.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии Академии наук Армении

Поступила 16.01.1990

Ա. Կ. ՄԱԽՆԱՎՈՍՅԱՆ

ՍՖԵՐՈՒԿԱԼ ՆԵՐՓԱԿՈՒՄՆԵՐ ՊԱՐՈՒՆԱԿՈՂ ՏԱՐԱՍԵՌ ՄԻՋԱՎԱՅՐԵՐԻ
ԲԵՎՆՈՒԱՏՄԱՆ ԱՄՊԼԻՏՈՒԿԱՅԻՆ ԵՎ ԺԱՄԱՆԱԿԱՅԻՆ ՊԱՐԱՄԵՏՐԵՐԻ
ԳՆԱՀԱՏՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Բերված են միջին տեսակարար էլեկտրական դիմադրության ու միջին բևեռացման արտահայտությունները երկբաղադրիչ տարասեռ միջավայրերի համար, որոնք պարունակում են ձգված ու սեղմված սֆերոիդալ ներփակումներ, էլեկտրական դաշտի կամայական ուղղության դեպքում: Մաթեմատիկական հաշվարկների հիման վրա ստացված են միջին տեսակարար էլեկտրական դիմադրության մեծությունների հարաբերությունների կախումը սֆերոիդների առանցքների հարաբերության մեծությունից տարասեռ միջավայրի համար, որը բաղկացած է հավասարաչափ տարաբաշխված ու միանման ուղղված լավ հաղորդիչ հանդիսացող ներփակումներից: Նշվում է, որ տարասեռ միջավայրը, որը պարունակում է սեղմված սֆերոիդալ ներփակումներ, կարելի է համապատասխանեցնել միառանցք անհամասեռ երկրաբանական միջավայրով, որը ներկայացված է տարբեր տեսակարար էլեկտրական դիմադրություն ունեցող շերտերով: Բերված տարասեռ միջավայրի միջին տեսակարար էլեկտրական դիմադրության դիագրամները վկայում են այն մասին, որ անկախ սֆերոիդների ձևից և պարունակող միջավայրի ու ներփակումների տեսակարար էլեկտրական դիմադրությունների հարաբերության մեծությունից, միջավայրի միջին տեսակարար էլեկտրական դիմադրությունը մեծ է այն դեպքում, երբ դաշտն ուղղված է սֆերոիդների մեծ առանցքով: Տարասեռ միջավայրերի բերված օրինակի վրա ցույց է տրված, որ պարունակող միջավայրի ու ներփակումների տեսակարար էլեկտրական դիմադրությունների հարաբերության մեծությունն իր որոշիչ ազդեցությունն է թողնում միջավայրի միջին բևեռացման վրա և այս հանգամանքի անտեսումը կարող է հանգեցնել զգալի սխալների երկրորդական էլեկտրական դաշտի չափման արդյունքները մեկնաբանելիս: Ներկայացված են տարբեր տարասեռ միջավայրերի միջին բևեռացման դիագրամները չափման որոշակի ժամանակամիջոցների համար, որոնք իրենց առավելագույն արժեքներն են ընդունում այն դեպքում, երբ էլեկտրական դաշտն ուղղված է սֆերոիդների մեծ առանցքի ուղղությամբ, իսկ նվազագույն՝ երբ այն ուղղահայաց է այդ առանցքին: Ձգված սֆերոիդներ պարունակող տարասեռ միջավայրի միջին բևեռացումն ընդունում է ավելի մեծ արժեքներ, քան սեղմված սֆերոիդներ պարունակող նույնպիսի միջավայրինը: Դրանից բացի, ցույց է տրված, թե ինչպես, կախված ժամանակից, փոխվում է նաև այս դիագրամների ձևը:

Տարասեռ միջավայրերի պարամետրերի որոշման առաջարկվող եղանակը թույլ է տալիս գնահատելու սխալի մեծությունը, որը տեղի է ունենում հան-

A. K. MATEVOSIAN

THE HETEROGENEOUS MEDIA WITH SPHEROIDAL
INCLUSIONS POLARIZABILITY AMPLITUDE
AND TEMPORAL PARAMETERS EVALUATION

A b s t r a c t

The expressions of mean specific electrical resistance and mean polarizability are brought for two-component heterogeneous media, which contain elongated and compressed spheroidal inclusions, when an electrical field is arbitrarily directed. Assuming the media and inclusions induced polarization transitional parameters, the temporal parameters of a secondary field are obtained for macroisotropic and macroanisotropic media. The heterogeneous medium polarizability amplitude and temporal parameters dependences on the inclusions polarizability, form and orientation are considered. There are also considered the correlations of both medium and inclusions specific electrical resistances as well as the directions of applied electrical field. The necessity of taking into account the inclusions form during their volume concentration determination in the macroisotropic heterogeneous medium is established.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бурсиан В. Р. Теория электромагнитных полей, применяемых в электроразведке. Л.: Недра, 1972, 368 с.
2. Геннадик Б. И. Поляризованные эллиптические цилиндры в однородном стационарном электрическом поле. — Изв. ВУЗ, Геология и разведка, 1981, № 10, с. 89—94.
3. Кормильцев В. В. Переходные процессы при вызванной поляризации. М.: Наука, 1980, 112 с.
4. Комаров В. А. Электроразведка методом вызванной поляризации. Л.: Недра, 1980, 391 с.
5. Комаров В. А., Сергеев С. П., Шубникова К. Г. О влиянии электрического сопротивления вмещающей среды на временные параметры вызванной поляризации электронных проводников. — В кн.: Методы разведочной геофизики. — Теория и практика интерпретации в рудной геофизике. Л.: НИО Рудгеофизика, 1981, с. 28—41.
6. Матевосян А. К. Способ измерения высших производных переходной характеристики вызванной поляризации. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, XL, № 1, с. 59—63.
7. Матевосян А. К. Изучение анизотропии электропроводности и поляризуемости пород с использованием различных систем возбуждения и регистрации электрических полей. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, XLI, № 2, с. 53—66.
8. Мезенцев А. Н. Становление и спад вызванной поляризации электропроводящих включений эллипсоидальной формы. — Изв. ВУЗ, Геология и разведка, 1980, № 1, с. 117—121.
9. Овчинников И. К. Теория поля. М.: Недра, 1979, 352 с. ;
10. Семенов А. С. Влияние структуры на удельное сопротивление агрегатов. — В кн.: Материалы ВСЕГЕИ Геофизика, 1948, № 12, с. 43—61.
11. Шаповалов О. М. Экспериментальное изучение переходных характеристик выз-

ванной поляризации. — В кн.: Методика и техника разведки, 1972, № 81, с. 15—21.

12. Шаповалов О. М., Черныш В. Ю., Кузьмичев В. В. Метод производной вызванной поляризации и его практическое применение. — В кн.: Методы разведочной геофизики, Л.: НПО «Геофизика», 1976, вып. 26, с. 86—95.

Известия АН Армении, Науки о Земле, XIV, № 1, 1992, 47—55

УДК: 550.347.097.23:552

Г. М. АВЧЯН

СКОРОСТЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН В АНИЗОТРОПНЫХ ПОРОДАХ

Согласно пространственно-направленной палеомагнитной анизотропии пород в них имеется структурная слоистость, которая и обуславливает анизотропию. Теоретически рассчитана зависимость скорости распространения упругих волн в произвольном направлении при наличии в породе «П» преград, представленных системой трещиноватости, слоями с отличными от матрицы характеристиками, зонами сжатия и растяжения и т. д.

Преграды могут быть ориентированы в пространстве произвольно, характеризующиеся коэффициентом интенсивности преграды, азимутом простирания и наклоном.

Экспериментально подтверждена справедливость рекомендуемого уравнения, которое может быть применено для расчета скорости в различных средах с различными дефектами.

В соответствии с пространственно-направленной палеомагнитной анизотропией пород [1, 2, 3] в последних существуют несколько видов структурной слоистости. Термин «слоистость» в данном случае не является синонимом термина, обозначающего сложение пород из масс, различающихся по составу (текстурная слоистость). Здесь и далее под термином «слоистость» подразумевается определенная ориентировка частиц, направленное распределение напряжений и деформации, определенное расположение плоскости трещин в пространстве и т. д. Эта слоистость свойственна как осадочным, так и магматическим породам и не имеет поверхности раздела по параллельным направлениям, а также не проявляется в текстуре пород. При этом, как было показано [2, 3], каждый вид структурной слоистости имеет определенную ориентировку относительно направления древнего геомагнитного поля эпохи формирования пород.

Следовательно, исходя из определения структурной палеомагнитной слоистости, каждая порода потенциально анизотропна, и для нахождения скорости распространения упругих волн в породах необходимо исходить из предположения, что в них уже имеются системы—преграды с определенной ориентировкой относительно направления распространения волны.

Предположим, что в изотропной, однородной среде время прохождения волны со скоростью v_0 в произвольном направлении в интервале l_0 равно $t_0 = \frac{l_0}{v_0}$.

Если по направлению распространения волны находится направленно-расположенная система-преграда (структурная слоистость), то время распространения волны из-за преграды должно увеличиться или уменьшиться относительно t_0 на величину Δt ,

$$t_1 = t_0 \pm \Delta t_1 = t_0 (1 \pm \Delta t_1 / t_0) \quad (1)$$

или

$$v_1 = v_0 (1 \pm \Delta t_1 / t_0) = v_0 / k, \quad (2)$$

ванной поляризации. — В кн.: Методика и техника разведки, 1972, № 81, с. 15—21.

12. Шаповалов О. М., Черныш В. Ю., Кузьмичев В. В. Метод производной вызванной поляризации и его практическое применение. — В кн.: Методы разведочной геофизики, Л.: НПО «Геофизика», 1976, вып. 26, с. 86—95.

Известия АН Армении, Науки о Земле, XIV, № 1, 1992, 47—55

УДК: 550.347.097.23:552

Г. М. АВЧЯН

СКОРОСТЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН В АНИЗОТРОПНЫХ ПОРОДАХ

Согласно пространственно-направленной палеомагнитной анизотропии пород в них имеется структурная слоистость, которая и обуславливает анизотропию. Теоретически рассчитана зависимость скорости распространения упругих волн в произвольном направлении при наличии в породе «П» преград, представленных системой трещиноватости, слоями с отличными от матрицы характеристиками, зонами сжатия и растяжения и т. д.

Преграды могут быть ориентированы в пространстве произвольно, характеризующиеся коэффициентом интенсивности преграды, азимутом простирания и наклоном.

Экспериментально подтверждена справедливость рекомендуемого уравнения, которое может быть применено для расчета скорости в различных средах с различными дефектами.

В соответствии с пространственно-направленной палеомагнитной анизотропией пород [1, 2, 3] в последних существуют несколько видов структурной слоистости. Термин «слоистость» в данном случае не является синонимом термина, обозначающего сложение пород из масс, различающихся по составу (текстурная слоистость). Здесь и далее под термином «слоистость» подразумевается определенная ориентировка частиц, направленное распределение напряжений и деформации, определенное расположение плоскости трещин в пространстве и т. д. Эта слоистость свойственна как осадочным, так и магматическим породам и не имеет поверхности раздела по параллельным направлениям, а также не проявляется в текстуре пород. При этом, как было показано [2, 3], каждый вид структурной слоистости имеет определенную ориентировку относительно направления древнего геомагнитного поля эпохи формирования пород.

Следовательно, исходя из определения структурной палеомагнитной слоистости, каждая порода потенциально анизотропна, и для нахождения скорости распространения упругих волн в породах необходимо исходить из предположения, что в них уже имеются системы—преграды с определенной ориентировкой относительно направления распространения волны.

Предположим, что в изотропной, однородной среде время прохождения волны со скоростью v_0 в произвольном направлении в интервале l_0 равно $t_0 = \frac{l_0}{v_0}$.

Если по направлению распространения волны находится направленно-расположенная система-преграда (структурная слоистость), то время распространения волны из-за преграды должно увеличиться или уменьшиться относительно t_0 на величину Δt ,

$$t_1 = t_0 \pm \Delta t_1 = t_0 (1 \pm \Delta t_1 / t_0) \quad (1)$$

или

$$v_1 = v_0 (1 \pm \Delta t_1 / t_0) = v_0 / k, \quad (2)$$

где k — коэффициент увеличения или уменьшения скорости из-за преграды на пути распространения волны. Если преграда задерживает распространение волны, как например, трещина, то знак — положительный. Если преграда представлена слоями с более высокими значениями скорости распространения волны, чем t_0 , то знак перед Δt должен быть отрицательным.

В дальнейших наших рассуждениях будем исходить из предположения, что структурная слоистость приводит к уменьшению скорости (к увеличению времени распространения волны), в связи с чем в уравнении (1) Δ будет принят со знаком плюс. В этом случае коэффициент k в уравнении (2) будет характеризовать уменьшение скорости в заданном направлении, обусловленное структурной слоистостью породы.

Если по пути распространения волны имеется вторая система преграды, но с другой пространственной ориентировкой относительно направления распространения волны, то эта система в свою очередь увеличивает время распространения волны на величину Δt_2 из предположения, что первая система трещиноватости отсутствует. Тогда суммарное время прохождения волны $t_{(2)}$ в заданном направлении при двух системах будет

$$t_{(2)} = t_0 + \Delta t_1 + \Delta t_2 = t_0 + (t_1 - t_0) + (t_2 - t_0), \quad (3)$$

где t_1 — время распространения волны в породе при отсутствии второй системы слоистости, а t_2 — то же при отсутствии первой системы.

Аналогично для пород с « n » системами слоистости $t_{(n)}$ можно написать

$$t_{(n)} = t_0 + \Delta t_1 + \dots + \Delta t_n. \quad (4)$$

Поскольку

$$\left. \begin{aligned} \Delta t_1 &= t_1 - t_0 \\ \Delta t_2 &= t_2 - t_0 \\ &\vdots \\ \Delta t_n &= t_n - t_0 \end{aligned} \right\}, \quad (5)$$

то

$$t_{(n)} = t_1 + t_2 + \dots + t_n - t_0(n-1) = \frac{1}{v_1} + \dots + \frac{1}{v_n} - \frac{n-1}{v_0}. \quad (6)$$

С учетом (2) получим

$$\begin{aligned} t_{(n)} &= \frac{1}{v_{(n)}} = \frac{k_1}{v_0} + \frac{k_2}{v_0} + \dots + \frac{k_n}{v_0} - \frac{n-1}{v_0}; \\ v_{(n)} &= v_0 / [k_1 + k_2 + \dots + k_n - (n-1)]. \end{aligned} \quad (7)$$

Таким образом, для определения $v_{(n)}$ в породах с « n » системами преград, в частности с « n » системами трещиноватости, необходимо определить v_0 — скорость в изотропной однородной среде с равномерно-распределенной пористостью k_n и коэффициенты уменьшения скорости $k_1, k_2, \dots, k_n$ для каждой системы с определенной ориентировкой и интенсивностью трещиноватости.

Согласно [4] скорость в однородной изотропной среде равна

$$v_0 = \left[3 \frac{1-\mu}{1+\mu} / (\beta_{тн} + k_n \beta_n) \right]^{1/2}, \quad (8)$$

где μ — коэффициент Пуассона; $\beta_{тн}, \beta_n$ — соответственно сжимаемость твердой фазы и порового пространства породы; σ — плотность.

При наличии в породе системы преград, представленной, в частности, системой трещиноватости или единичных слоев, уравнение (8) принимает вид

$$k_n \beta_n = k_{n, \text{тр}} \beta_{n, \text{тр}} + \sum_i \beta_{\text{тр}, i} k_{n, \text{тр}, i};$$

$$v_{(n)} = \left[3 \frac{1-\mu}{1+\mu} / \left(\beta_{\text{тр}} + k_{n, \text{тр}} \beta_{n, \text{тр}} + \sum_i \beta_{\text{тр}, i} k_{n, \text{тр}, i} \right) \sigma \right]^{1/2}. \quad (9)$$

Здесь

$$\beta_{\text{тр}, i} = \beta_{\text{тр}, i, \text{max}} \cdot \alpha_i,$$

где $\beta_{\text{тр}, i}$ — сжимаемость преграды в произвольном направлении; $\beta_{\text{тр}, i, \text{max}}$ — максимальная сжимаемость в направлении перпендикулярном плоскости преграды; $k_{n, \text{тр}}$ — коэффициент интенсивности преграды; α_i — коэффициент ориентировки преграды, относительно направления распространения волны; $k_{n, \text{гр}}$, $\beta_{n, \text{гр}}$ — соответственно пористость и сжимаемость межзерновых (гранулярных) пор. Индекс (тр) или (гр) относится к любой системе преград, представленных «палеомагнитной слоистостью» или системой трещиноватости, или системой распределения деформации и напряжения в среде и т. д.

Различаются два коэффициента интенсивности преграды $k_{\text{тр}}$ — линейный и объемный. При линейной интенсивности $k_{\text{тр}(l)} = \frac{N l_{\text{пр}}}{L}$, где $l_{\text{пр}}$ — ширина преграды, N — число преград на отрезке L в направлении, перпендикулярном плоскости простирания преграды. При объемной интенсивности $k_{\text{тр}(v)} = \frac{V_{\text{пр}}}{V}$, где $V_{\text{пр}}$ — объем преграды, V_0 — объем среды.

Если преграда представлена системой трещин, то в этих уравнениях $l_{\text{пр}}$ и $V_{\text{пр}}$ соответственно ширина единичной трещины и объем всех трещин.

Как известно, изменения плотности и функции $f(\mu) = \left[\frac{1-\mu}{1+\mu} \right]^{1/2}$, обусловленные трещиноватостью, незначительны [4, 6]. Одновременно эти изменения заметного влияния на значения v_p не оказывают, в связи с чем, составляя отношение двух уравнений (8) и (9) для одной системы трещиноватости, получим:

$$v_0/v_{(1)} = [1 + k_{\text{пр}} \beta_{\text{пр}, \text{max}} \sigma / (\beta_{\text{тр}} + k_{n, \text{гр}} \beta_{n, \text{гр}})]^{1/2}. \quad (10)$$

Поскольку в направлении, перпендикулярном плоскости преграды, сжимаемость максимальна, а скорость — минимальна ($\alpha=1$; $v_p = v_{\text{min}}$), а в направлении, параллельном плоскости преграды, сжимаемость преграды равна сжимаемости гранулярных пор ($\alpha=0$, $v_p = v_{\text{max}}$), то коэффициент анизотропии λ при одной системе преграды будет

$$\lambda = \frac{v_0}{v_{\text{min}}} = [1 + \beta_{\text{пр}, \text{max}} k_{\text{пр}} / (\beta_{\text{тр}} + k_{n, \text{гр}} \beta_{n, \text{гр}})]^{1/2}. \quad (11)$$

Для нахождения коэффициентов уменьшения $k_1, k_2 \dots k_n$ в уравнении (7) воспользуемся обозначениями рис. 1а и принципом эллиптической анизотропии скорости для слоистой среды [5, 7]. Плоскость АВДГ является плоскостью максимальной скорости, т. е. в направлении, параллельном этой плоскости, v_p максимальна. Если эта плоскость наклонена относительно горизонтальной оси АВ под углом β , и относительно оси ОО1 под углом γ , то из эллипсов, проходящих через $CNEC'$ и $OMNO'$, получим:

$$v_{\text{om}} = v_x = v_0 / \left\{ 1 + \left[\left(\frac{v_0}{v_{\text{min}}} \right)^2 - 1 \right] \cos^2 \beta / \cos^2 \gamma \right\}^{1/2}. \quad (12)$$

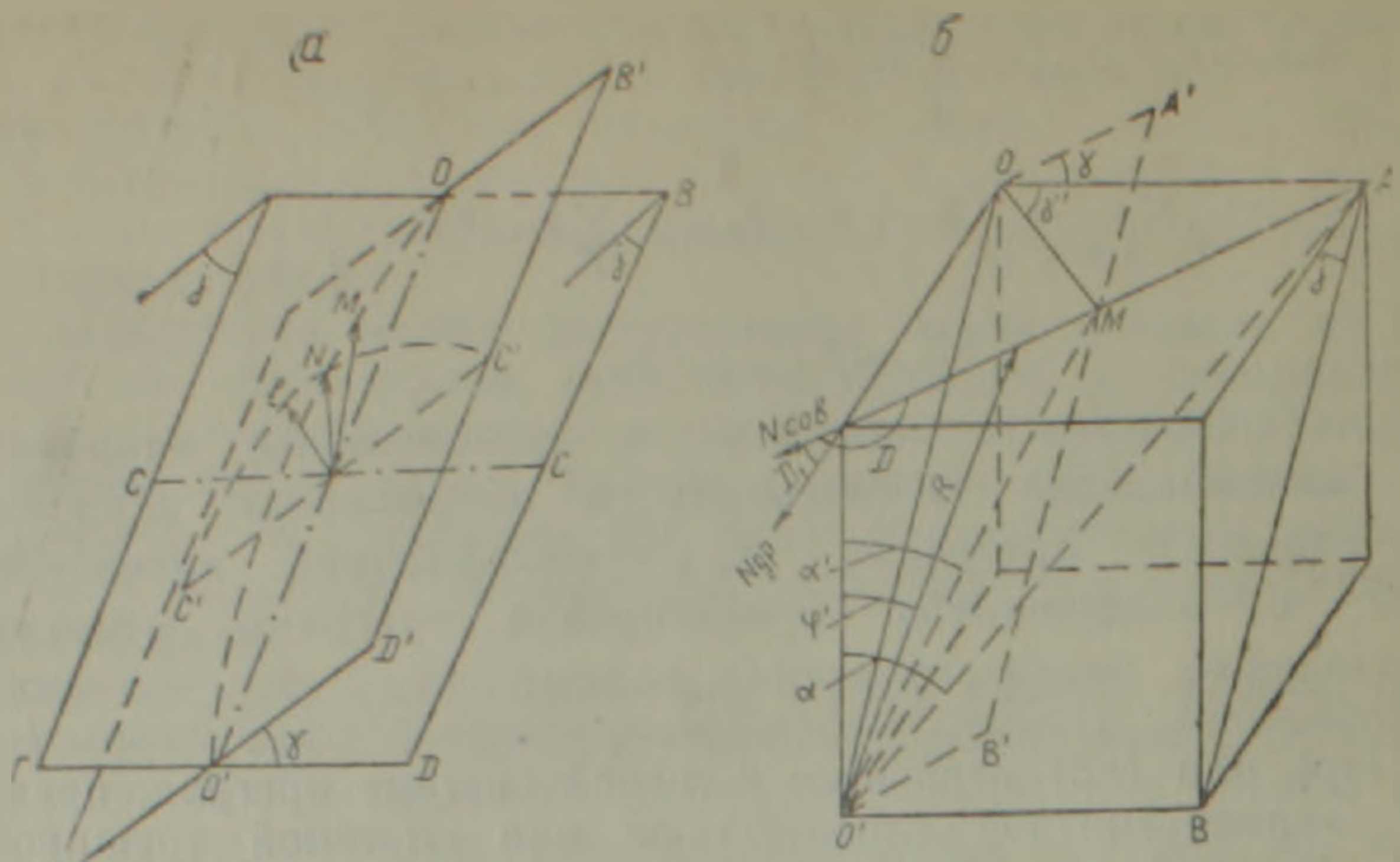


Рис. 1. Схема распространения волны в анизотропной среде (к выводу уравнения (20)).

где v_z — скорость по вертикальной оси z .

Для нахождения скорости в произвольном направлении OR с наклоном P и азимутом D воспользуемся обозначениями рис. 1б. Согласно эллипсу, проходящему через $MNO'M$,

$$v_{O'M} = v_z = v_0 \left\{ 1 + \left[\left(\frac{v_0}{v_m} \right)^2 - 1 \right] \sin^2 \alpha' \right\}^{1/2}. \quad (13)$$

Здесь v_m — значение минимальной скорости в эллипсе $MNO'M$, α' — угол между осью ON и проекцией направления OK на плоскость $OA'MB'O'$.

Совместное решение уравнений (10) и (11) относительно V_m дает

$$v_m^2 = v_0^2 \cos^2 \alpha' / [(\gamma^2 - 1) \cos^2 \gamma \cos^2 \gamma + \sin^2 \alpha'].$$

Зная v_m для данного эллипса, легко определить скорость по направлению OR , т. е. по направлению с азимутом D и наклоном φ' .

$$v_R = v_0 \left\{ 1 + \left[\left(\frac{v_0}{v_m} \right)^2 - 1 \right] \sin^2 (\alpha' - \varphi') \right\}^{1/2}. \quad (14)$$

С учетом (12) получим

$$v_R = v_0 \{ 1 + (\gamma^2 - 1) \cos^2 \gamma \cos^2 j / [\cos \varphi' - \sin \varphi' / \operatorname{tg} \alpha']^2 \}^{1/2}. \quad (15)$$

Таким образом, для определения v_R необходимо определить угол между ON и проекцией направления профиля OR на плоскость максимальной скорости $OA'B'O'$. Обозначим азимут падения плоскости $OABO'$ через D_1 . Угол α' можно выразить через α , т. е. через тот же угол при $\gamma=0$. Поскольку (рис. 1в)

$$NO = NA \cos(180 - D - D_1); \quad NO/NO' = 1/\operatorname{tg} j,$$

то

$$\operatorname{tg} \alpha = -1/\operatorname{tg} j \cos(D - D_1). \quad (16)$$

Из треугольника OMA , на основе закона синусов, следует

$$\frac{MA}{\sin \gamma'} = \frac{OA}{\sin \xi} = \frac{NA \sin(D - D_1)}{-\cos(\gamma' + D - D_1)},$$

$$\operatorname{tg} \alpha' = - \frac{\cos \gamma'}{\operatorname{tg} j \cos(\gamma' + D - D_1)} \quad (17)$$

Из треугольников $OA'D$ и OdM следует

$$\operatorname{tg} \gamma' = \operatorname{tg} \gamma / \sin j. \quad (18)$$

С учетом (16), (18) уравнение (15) примет вид

$$v_R = v_0 / \{ 1 + (\lambda^2 - 1) [\cos \gamma \cos j \cos \varphi' + \sin \varphi' \cos(D - D_1) \times \\ \times \sin j \cos \gamma - \sin \varphi' \sin \gamma \sin(D - D_1)]^2 \}^{1/2}. \quad (19)$$

Поскольку угол j отсчитывается от горизонтальной плоскости, то при переводе начала отсчета φ' также от горизонтальной плоскости ($\varphi' = \varphi + 90^\circ$) с учетом (17) получим

$$v_R = v_0 / [1 + (\lambda^2 - 1) a^2]^{1/2} = v_0 / k, \quad (20)$$

где

$$k = \sqrt{1 + (\lambda^2 - 1) a^2};$$

$$a = [\cos \varphi \sin j \cos(D - D_1) - \sin \varphi \cos j] \cos \gamma - \cos \varphi \sin(D - D_1) \sin \gamma. \quad (21)$$

Коэффициент a , характеризующий взаимную ориентацию направления распространения волны и данной системы трещиноватости, назван нами коэффициентом ориентировки. Если направление распространения волны находится в одной плоскости с системой трещиноватости, то $a = 0$. В направлении, перпендикулярном плоскости трещиноватости, $a = 1$.

Таким образом, коэффициент уменьшения скорости k зависит от двух параметров—коэффициента анизотропии λ и коэффициента ориентировки системы a .

На основе уравнения (20) можно определить скорость в любом направлении пространства при наличии в породе неограниченного количества слоев—преград произвольной ориентации.

С учетом (20) уравнения (2) и (7) принимают вид

$$v_{(n)} = v_0 / [\sqrt{1 + (\lambda_1^2 - 1) a_1^2} + \dots + \sqrt{1 + (\lambda_n^2 - 1) a_n^2} - (n - 1)] \quad (21)$$

или

$$v_{(n)} = v_0 / \left[(1 - n) + \sum_i^n \sqrt{1 + (\lambda_i^2 - 1) a_i^2} \right] = v_0 / \left[(1 - n) + \sum_i^n k_i \right], \quad (22)$$

где

$$k_i = \sqrt{1 + (\lambda_i^2 - 1) a_i^2};$$

$$a_i = [\cos \varphi \sin j_i \cos(D - D_i) - \sin \varphi \cos j_i] \cos \gamma_i - \cos \varphi \sin(D - D_i) \sin \gamma_i.$$

Выше отмечалось, что в породе имеется несколько палеомагнитных слоев. Плоскость магнитной слоистости I вида (MI) составляет угол j_{M1} с горизонтальной плоскостью, а азимут падения— D_{M1} . Принимая в уравнении (20) $j = j_{M1}$ получим

$$v_{M1} = v_0 / \{ 1 + (\lambda_{M1}^2 - 1) [\cos \varphi \sin j_{M1} \cos(D - D_{M1}) - \sin \varphi \cos j_{M1}]^2 \}^{1/2}. \quad (23)$$

Гравимагнитная слоистость перпендикулярна направлению полного вектора древнего геомагнитного поля и наклонена относительно горизонтальной плоскости под углом $j_{M1} + 90^\circ$. Азимут падения— $D_{ГМ}$. Следовательно, при гравимагнитной слоистости (ГМ)

$$v_{ГМ} = v_0 / \{ 1 + (\lambda_{ГМ}^2 - 1) [\sin \varphi \sin j_{M1} + \cos \varphi \cos j_{M1} \cos(D - D_{ГМ})]^2 \}^{1/2} \quad (24)$$

При магнитной слоистости II вида (MII) $\gamma = 90^\circ$.

$$v_{MII} = v_0 / [1 + (\lambda_{MII}^2 - 1) \cos^2 \varphi \sin^2(D - D_{MII})]^{1/2}. \quad (25)$$

При гравитационной слоистости (ГР) $j_{ГР} = 0$; $\gamma = 0$

$$v_{ГР} = v_0 / \sqrt{1 + (\lambda_{ГР}^2 - 1) \sin^2 \varphi} \quad (26)$$

Достоверность уравнения (22) была проверена путем сопоставления теоретических расчетов $v_{(2)}$ с результатами экспериментальных измерений на различных образцах туфов и базальтов. Измерение $v_{(2)}$ проводилось по трем плоскостям через 45° . На рис. 2 приведены значения $v_{(2)}$ по экспериментальным данным для 4-х образцов туфов, вырезанных из одного блока с одинаковой ориентировкой.

С учетом направления остаточной намагниченности $j_{\text{мин}}$ и $D_{\text{мин}}$ были подобраны значения λ_i и γ_i , при которых достигалось наилучшее совпадение экспериментальной кривой с теоретической в одной из плоскостей. Далее по этим значениям были рассчитаны величины по другим плоскостям, где имеются экспериментальные результаты. Сравнение этих данных показало их идентичность в пределах возможных экспериментальных ошибок.

А. К. Уруповым [7] эмпирически на основе моделирования, получено уравнение для скорости в среде с двумя системами трещиноватости

$$v_{(2)}/v_0 = -\frac{v_1 v_2}{v_0^2}, \quad (27)$$

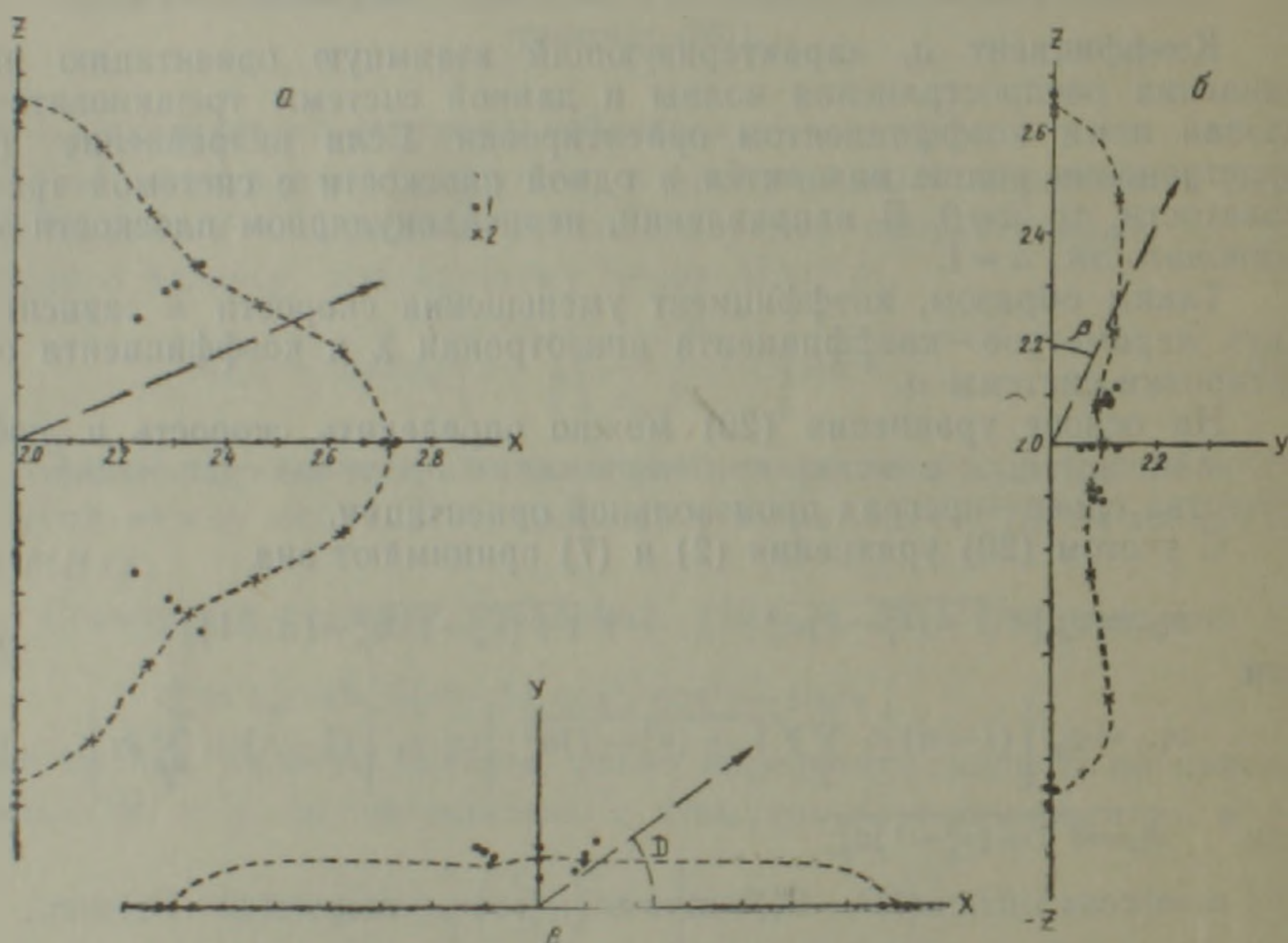


Рис. 2. Индикатрисы скорости для туфов по трем плоскостям: а—в плоскости XZ; б—в плоскости XY; в—в плоскости ZY. 1—экспериментальные значения; 2—расчетные значения при параметрах I слоя: $j_1=0$; $\lambda_1=2.07$, $\gamma_1=0$; II слоя: $j_2=90^\circ$, $\lambda_2=2.05$, $\gamma_2=0$. III слоя: $\lambda_3=2.62$, $\gamma_3=90^\circ$.

где v_1 —скорость в среде, когда отсутствует вторая система трещиноватости; v_2 —то же, при отсутствии первой системы трещиноватости.

Из уравнения (22) при двух системах трещиноватости получим

$$v_{(2)}/v_0 = 1/[-1 + \sqrt{1 + (\lambda_1^2 - 1)a_1^2} + \sqrt{1 + (\lambda_2^2 - 1)a_2^2}] - A \frac{v_1 v_2}{v_0^2}, \quad (28)$$

где

$$A = \frac{\sqrt{1 + (\lambda_1^2 - 1)a_1^2} \sqrt{1 + (\lambda_2^2 - 1)a_2^2}}{\sqrt{1 + (\lambda_1^2 - 1)a_1^2} + \sqrt{1 + (\lambda_2^2 - 1)a_2^2} - 1}. \quad (29)$$

Сравнение (27) и (28) показывает, что эти уравнения отличаются коэффициентом А. Оценим пределы изменения А. Поскольку

значения a_i в соответствии с (21) могут изменяться от 0 до 1, то при экстремальных значениях получим:

$$a_i \rightarrow 0 \quad A_0 \rightarrow 1$$

$$a_i \rightarrow 1 \quad A_1 \rightarrow \frac{\lambda_1 \lambda_2}{\lambda_1 + \lambda_2 - 1}$$

Нетрудно заметить, что при малых значениях λ_1 и λ_2 величина A при $a \rightarrow 1$ также близка к единице.

При моделировании [7] была использована среда с коэффициентом анизотропии $\lambda_{1,2} = \frac{5.5}{4.9} = 1.12$. В этом случае согласно (29) $A = 1.012$, т. е. A весьма близка к 1. Этим объясняется соответствие эмпирического уравнения (27) уравнению (28). Аналогично тождественно уравнению (20) эмпирическое уравнение из работы [7] для среды с «п» системами трещиноватости.

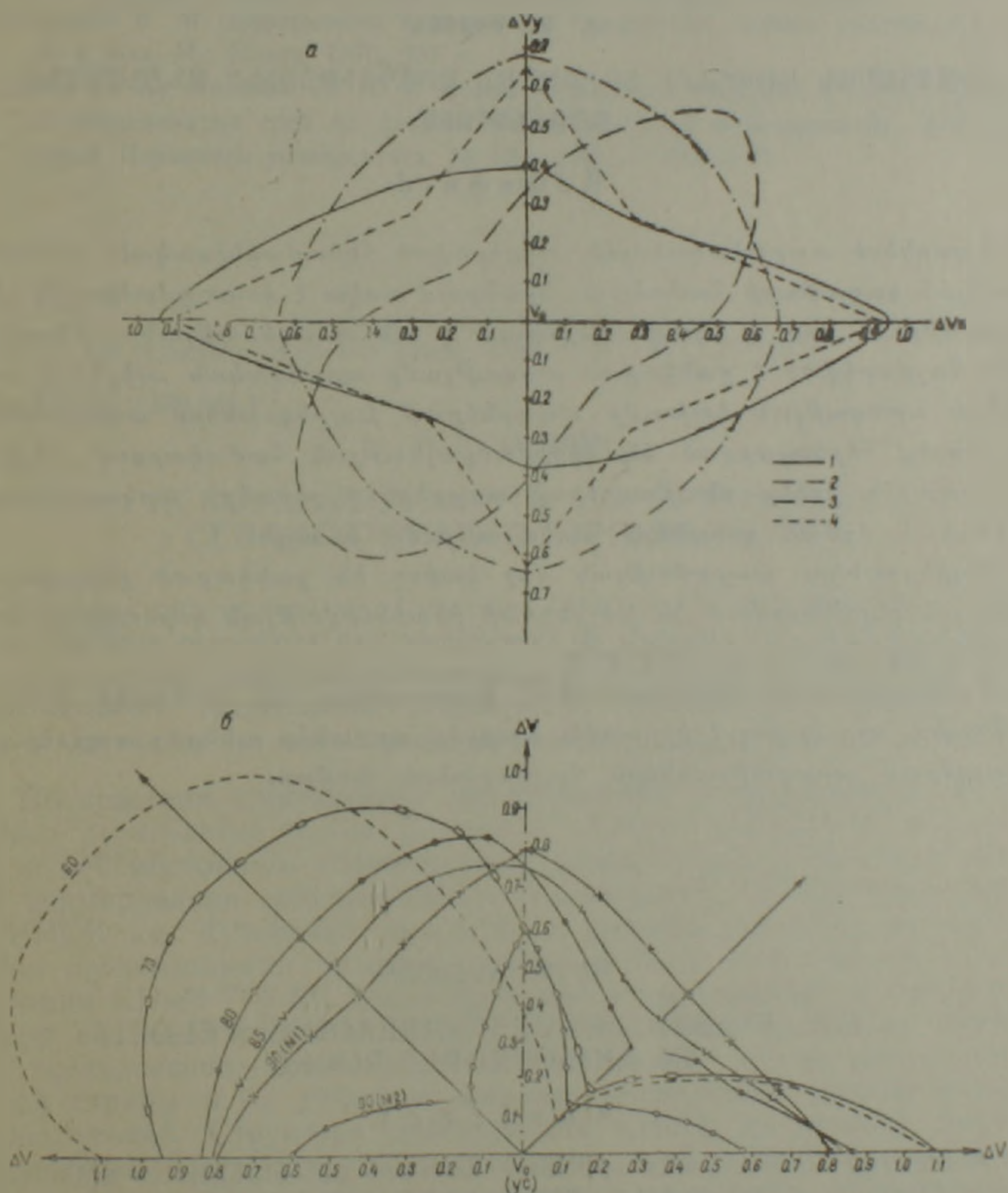


Рис. 3. а—индикатрисы скорости для различных пород (экспериментальные данные); б—то же, рассчитанные по уравнению (20). Шифр кривых—угол между двумя слоями. М1 и М2—разные масштабы.

$$v(n)/v_0 = \prod_{i=1}^{i=n} \left(\frac{v_i}{v_0} \right)_i. \quad (30)$$

Здесь также при малых λ различие между теоретическим и эмпирическим уравнениями (коэффициент А) близко к 1.

На рис. 3 приведены индикатрисы скорости v_n , полученные экспериментально для различных пород в различных плоскостях. Любые из этих индикатрис можно получить и путем теоретического расчета по уравнению (20) при подборе значений λ_i при заданных I_i и D_i и направления измерения φ и D . Задача дальнейших исследований сводится к разработке аналитического или палеточного метода для оценки значений λ_i путем измерения v_n по различным направлениям с учетом I_{M_i} и D_{M_i} , т. е. палеомагнитных направлений пород.

Ереванский государственный
университет

Поступила 27.XI.1989.

2. Մ. ԱՎՉԻԱՆ

ԱՌԱՋԿԱԿԱՆ ԱՆԻՏԻՍՏՐԻ ՏԱՐԱԾՄԱՆ ԱՐԱԴՈՒԹՅՈՒՆԸ ԱՆՀԱՄԱՍԻՌ ԱՊԱՐԵՆՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Ապարների տարածակիւնորեն ուղղորդված հնեամագնիսական անհամասեռության գաղափարի համաձայն, նրանցում առկա է կառուցվածքային շերտավորություն, որն էլ պայմանավորում է անհամասեռությունը: Տեսականորեն հաշվարկված է ցանկացած ուղղությամբ առաձգական ալիքների տարածման արագության կախումը ապարներում խոչընդոտների առկայությունից, որոնք ներկայացված են ճեղքվածքայնությամբ համակարգով, ընդհանուր ապարից իրենց բնութագրերով տարբերվող շերտերի առկայությամբ, սեղմման և ձգման զոնաների առկայությամբ և այլն:

Խոչընդոտները տարածության մեջ կարող են ցանկացած դիրքորոշում ունենալ և բնութագրվում են խոչընդոտի ինտենսիվության գործակցով, տարածման ազիմուտով և հակմամբ:

Փորձնականորեն հաստատված է առաջարկվող մի բանաձևի իրավացիությունը, որը կարող է կիրառվել տարբեր արատներ ունեցող տարբեր միջավայրերում արագությունների հաշվարկման համար:

H. M. AVCHIAN

THE ELASTIC WAVES SPREADING VELOCITY IN ANISOTROPIC ROCKS

A b s t r a c t

According to the rocks spatially directed paleomagnetic anisotropy, in rocks there is a structural bedding, which stipulates the anisotropy. It is theoretically calculated the dependence of the elastic waves spreading velocity in an arbitrary direction, when in rocks there are «n» obstacles, presented by a fracture system, by beds with different from matrix characteristics, by compression and extention zones e. t. c. Obstacles can be ar-

bitrary spatially oriented and are characterized by the obstacle intensity coefficient, by the strike azimuth and the inclination.

The justice of the recommended equation is experimentally corroborated, which can be applied for the velocity calculation in various media with various defects.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аюбян Г. М., Маркосян Г. В. Прогноз направления разрушения пород — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, № 1, с. 63—66.
2. Аюбян 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.
3. Аюбян Г. М., Маркосян Г. Г., Назаретян С. Н. Связь между направлением геомагнитного поля и геоструктурами Армении в период их заложения — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1985, № 6, с. 49—54.
4. Аюбян Г. М., Матвеевко А. А., Стефанкевич Э. Б. Петрофизика осадочных пород в глубинных условиях. М.: Недра, 1979, 224 с.
5. Берзон И. С. Об индикатрисах средних сейсмических скоростей в случае слоистости среды. — Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., № 2, 1949.
6. Добрынин В. М. Деформация и изменение физических свойств коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1970, 237 с.
7. Урупов А. К., Неволин Л. П. О форме индикатрис скорости в случае слоистых и трещиноватых сред по данным ультразвукового моделирования. Ученые записки Пермского университета, № 127. 1965, с. 100—106.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1992. XLV. № 1, 55—64

УДК 699.841+550.343.4

Э. Е. ХАЧИЯН

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ НОРМИРОВАНИЯ СЕЙСМОСТОЙКОГО СТРОИТЕЛЬСТВА

В связи с составлением новой редакции СНиП П-7-81 «Строительство в сейсмических районах» приводится ряд предложений по основным положениям сейсмостойкого строительства, принципам составления карт сейсмического районирования и микрорайонирования, корректировке коэффициентов динамичности и повреждаемости, уровней крутильных и вертикальных составляющих сейсмического воздействия.

Последствия Спитакского землетрясения и накопленные за последнее десятилетие новые данные в области инженерной сейсмологии и сейсмостойкого строительства выявили ряд пробелов в вопросах нормирования сейсмостойкого строительства. В настоящее время ЦНИИСК им. Кучеренко совместно с другими научно-исследовательскими организациями развернул такую работу по составлению новой редакции СНиП П-7-81. Ниже приводятся предложения и дополнения автора по новой редакции СНиП, разработанные на основе обобщения исследований, проведенных в АрмНИИИСА, других организациях нашей страны и за рубежом, анализа последствий разрушительных землетрясений. Структура действующих СНиП, по нашему мнению, в основном, соответствует современным требованиям нормативных документов, поэтому наши предложения и замечания относятся к содержанию их отдельных частей.

1. Во всех странах мира и в нашей стране сейсмостойкое строительство ведется по картам сейсмического районирования, на которых указаны возможные максимальные количественные показатели сейсмического воздействия. Спитакское землетрясение 1988 г., а еще

bitrary spatially oriented and are characterized by the obstacle intensity coefficient, by the strike azimuth and the inclination.

The justice of the recommended equation is experimentally corroborated, which can be applied for the velocity calculation in various media with various defects.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аюбян Г. М., Маркосян Г. В. Прогноз направления разрушения пород — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, № 1, с. 63—66.
2. Аюбян 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.
3. Аюбян Г. М., Маркосян Г. Г., Назаретян С. Н. Связь между направлением геомагнитного поля и геоструктурами Армении в период их заложения — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1985, № 6, с. 49—54.
4. Аюбян Г. М., Матвеевко А. А., Стефанкевич Э. Б. Петрофизика осадочных пород в глубинных условиях. М.: Недра, 1979, 224 с.
5. Берзон И. С. Об индикатрисах средних сейсмических скоростей в случае слоистости среды. — Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., № 2, 1949.
6. Добрынин В. М. Деформация и изменение физических свойств коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1970, 237 с.
7. Урупов А. К., Неволин Л. П. О форме индикатрис скорости в случае слоистых и трещиноватых сред по данным ультразвукового моделирования. Ученые записки Пермского университета, № 127. 1965, с. 100—106.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1992. XLV. № 1, 55—64

УДК 699.841+550.343.4

Э. Е. ХАЧИЯН

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ НОРМИРОВАНИЯ СЕЙСМОСТОЙКОГО СТРОИТЕЛЬСТВА

В связи с составлением новой редакции СНиП П-7-81 «Строительство в сейсмических районах» приводится ряд предложений по основным положениям сейсмостойкого строительства, принципам составления карт сейсмического районирования и микрорайонирования, корректировке коэффициентов динамичности и повреждаемости, уровней крутильных и вертикальных составляющих сейсмического воздействия.

Последствия Спитакского землетрясения и накопленные за последнее десятилетие новые данные в области инженерной сейсмологии и сейсмостойкого строительства выявили ряд пробелов в вопросах нормирования сейсмостойкого строительства. В настоящее время ЦНИИСК им. Кучеренко совместно с другими научно-исследовательскими организациями развернул такую работу по составлению новой редакции СНиП П-7-81. Ниже приводятся предложения и дополнения автора по новой редакции СНиП, разработанные на основе обобщения исследований, проведенных в АрмНИИИСА, других организациях нашей страны и за рубежом, анализа последствий разрушительных землетрясений. Структура действующих СНиП, по нашему мнению, в основном, соответствует современным требованиям нормативных документов, поэтому наши предложения и замечания относятся к содержанию их отдельных частей.

1. Во всех странах мира и в нашей стране сейсмостойкое строительство ведется по картам сейсмического районирования, на которых указаны возможные максимальные количественные показатели сейсмического воздействия. Спитакское землетрясение 1988 г., а еще

раньше и Газлийское землетрясения убедительно говорят о необходимости пересмотра действующей карты сейсмического районирования СССР. Наряду с другими новыми элементами, которые, возможно, будут введены авторами новой карты, нам кажется целесообразным на новых картах районирования вместо трех сейсмоопасных зон (7, 8, 9 баллов) выделить пять зон, показатели воздействия которых отличались не в два раза, как это принято в настоящее время, а в меньших отношениях. Принципы такого сейсмического районирования уже действуют во многих сейсмоактивных странах, в том числе США, Японии, Португалии (табл. 1). Они дают возможность более рационально осуществить сейсмостойкое строительство, т. к. приводят к более равномерной сейсмovoоруженности зданий и сооружений по различным районам. Один из возможных вариантов такого районирования на основе действующей карты районирования территории СССР (СНиП II-7-81) приводится в таблице 2. Предложенное районирование имеет те преимущества, что, во-первых, сохраняет уже традиционно сложившийся термин балльности и, во-вторых, исключает из СНиП пока еще мало обоснованные, по нашему мнению, количественные параметры повторяемости, входящие в «Примечание 1» таблицы 7 и не имеющие органического отношения к этой таблице.

Естественное стремление учета влияния местных геологических условий при сейсмических воздействиях приводит к составлению локальных карт сейсмического микрорайонирования. По действующим

Таблица 1

Количественные показатели воздействия карт
сейсмического районирования

Страна	Отношения интенсивностей по зонам				
	I	II	III	IV	V
США	1	0.75	0.5	0.375	0.187
Япония	1	0.9	0.8		
Португалия	1	0.7	0.5	0.3	
Мексика	1	0.7	0.4		
Индия	1	0.625	0.5	0.25	0.125
СССР, действующие	1	0.5	0.25		
СССР, предлагаемые	1	0.75	0.5	0.375	0.25

Таблица 2

Действующие интенсивности в баллах	7 ₂ , 7 ₃	7 ₁ , 8 ₁	8 ₁ , 8 ₂	9 ₁	9 ₁ , 9 ₂
Предлагаемые новые интенсивности в баллах	7	7.5	8	8.5	9
Значения коэффициента А (максимальное ускорение грунта в долях g) или I _г	0.1	0.15	0.2	0.3	0.4

нормам предполагается увеличение или уменьшение интенсивности в пределах одного балла. К этому вопросу необходимо сделать следующие замечания. Во-первых, увеличение или уменьшение на постоянную величину предполагает линейную работу грунта, что вряд ли может иметь место при сильных землетрясениях. Во-вторых, характеристики грунта приводят к изменению преобладающих периодов колебаний и изменению их длительности. В-третьих, отличие максимальных ускорений на разных грунтах не такое значительное, какое имеет место для перемещений, обычно считающихся исходными при микрорайонировании. Отношение ускорений на разных грунтах при одном и том же землетрясении, как показывают инструменталь-

ные измерения, обычно находится в пределах 1,3 и очень редко достигает 2, т. е. одного балла, тогда как отношения перемещений разных грунтов достигают 10. В-четвертых, по некоторым японским данным для Токио и по нашим для Еревана, при местных землетрясениях с эпицентральной дистанцией менее 50 км, амплитуды ускорений на плотных грунтах даже больше, чем на рыхлых грунтах, что противоречит рекомендациям наших норм по учету грунтовых условий. Все это свидетельствует о необходимости дальнейшего ускоренного накопления всеобъемлющей инструментальной информации для различных сейсмических регионов и выработки для них соответствующих региональных нормативных положений по сейсмостойкому строительству. А пока, на данном этапе, нам кажется целесообразным учет влияния грунтовых условий принимать по таблице 3. При этом, в описательной части, классифицирующей категории грунтов, целесообразно вводить дополнительную количественную характеристику, связанную с величиной скорости распространения волн сдвига v_s , для первой категории $v_s > 800$ м/с., для второй — $200 < v_s < 800$, третьей — $v_s < 200$ м/с.

Таблица 3

Категория грунта по сейсмическим свойствам	Г р у н т ы	Сейсмичность площадки строительства при сейсмичности района, балл				
		7	7.5	8	8.5	9
I	Описание по СНиП П—7—81 дополнить: скорость распространения волн сдвига $v_s > 800$ м/с	7	7	7.5	8	8.5
II	Описание по СНиП П—7—81 дополнить: $200 < v_s < 800$ м/с	7	7.5	8	8.5	9
III	Описание по СНиП П—7—81 дополнить: $v_s < 200$ м/с	7.5	8	8.5	9	>9

2. Расчет зданий и сооружений на сейсмические воздействия является одним из основных этапов обеспечения их сейсмостойкости. Обычные сооружения во всех сейсмоактивных странах рассчитываются по определенным нормативным документам. Несмотря на всю привлекательность расчета сооружений на сейсмические воздействия по реальной или синтетической акселерограмме, их внедрение в массовое проектирование обычных зданий и сооружений нам кажется нереальным и нецелесообразным. Поэтому, надежность и экономичность сейсмостойкого строительства в основном обусловлены уровнем соответствия норм действительному поведению сооружения и реальному характеру сейсмического воздействия. Одним из основных разделов всех норм является определение величин сейсмических сил. Нам кажется целесообразным вернуться к выражению для определения сейсмической нагрузки S_{H1} , принятой в предыдущих редакциях норм:

$$S_{H1} = Q K_{cp}^3(T) T_{H1} \quad (1)$$

так как она более адекватно отражает физическую сущность сейсмической инерционной нагрузки: масса умножается на величину уско-

рения на соответствующем уровне высоты сооружения. Наиболее уязвимым в формуле (1) является характер кривой $\beta(T)$. В принятой СНиП П-7-81 зависимости $\beta(T)$, по нашему мнению, имеются следующие несоответствия с действительностью: она приводит к завышению значения динамического коэффициента для очень жестких сооружений и, наоборот, к занижению для сравнительно гибких сооружений, к неодинаковым максимальным значениям коэффициента динамичности $\beta(T)$ для грунтов различных категорий, несоблюдению физического условия при $T \rightarrow 0 \beta \rightarrow 1$ и, наконец, к завышенным значениям β_{max} для реальных уровней диссипативных способностей зданий и сооружений (декремент колебаний 0,4—0,5). Анализ спектров реакций, полученных различными авторами для большого числа землетрясений позволяет предложить зависимость в виде трех отрезков восходящей прямой, горизонтальной прямой и нисходящей более пологой кривой. Количественные параметры предлагаемой зависимости $\beta(T)$ (рис. 1):

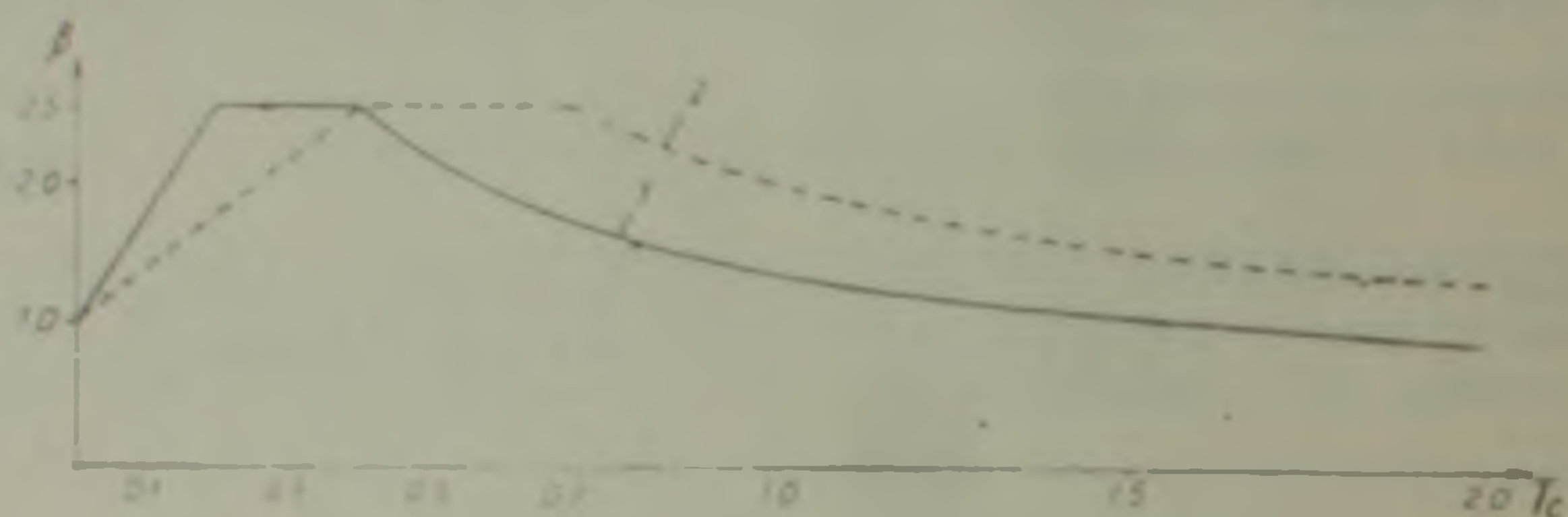


Рис. 1. График коэффициента динамичности.

для грунтов I и II категории

$$\beta(T) = 1 + 7,5T \quad \text{при } 0 < T < 0,2$$

$$\beta(T) = 2,5 \quad \text{при } 0,2 < T < 0,4$$

$$\beta(T) = 1,25T^{-2/3} \quad \text{при } T > 0,4$$

для грунтов III категории

$$\beta(T) = 1 + 3,75T \quad \text{при } 0 < T < 0,4$$

$$\beta(T) = 2,5 \quad \text{при } 0,4 < T < 0,7$$

$$\beta(T) = 2,0T^{-2/3} \quad \text{при } T > 0,7$$

Аналогичной точки зрения в отношении $\beta(T)$ придерживаются также Я. М. Айзенберг, Ф. Ф. Аптекаев, Т. Ж. Жунусов, И. Л. Нерсесов, В. В. Штейнберг и многие советские и иностранные специалисты.

Из расчетной формулы по определению значений сейсмических сил необходимо исключить коэффициент K_b , так как влияние затухания при расчете гибких сооружений типа высоких труб, башен, мачт существенно мало. Что касается каркасных зданий, то никакими теоретическими или экспериментальными исследованиями не доказана зависимость их диссипативных способностей от отношения высот стоек h к их поперечному размеру b .

В существенной корректировке нуждаются значения коэффициента K_b , учитывающего допускаемые повреждения зданий и сооружений. Разрушительное землетрясение—сравнительно редкое явление.

ние, и требование полной сохранности и целостности сооружения во время землетрясения экономически не выгодно, не говоря уже о том, что в некоторых случаях оно почти технически неосуществимо. С другой стороны, допущение повреждений сооружений при землетрясениях связано с определенным риском. Поэтому назначение возможного уровня повреждения следует производить в разумных пределах, обеспечивающих сохранность жизни людей и дальнейшую надежную эксплуатацию здания после определенных затрат на его восстановление. Четырехкратное уменьшение расчетного ускорения и, следовательно, запаса прочности здания, предусмотренное действующими СНиП, слишком рискованно, и, как показали инженерный анализ последствий землетрясений и экспериментальные исследования, не может обеспечить безопасности людей, сохранности оборудования и самих зданий. Результаты экспериментальных исследований, проведенных нами с М. Г. Мелкумян, других советских и зарубежных авторов, а также анализа последствий землетрясений позволяют предложить значения коэффициента повреждаемости K_1 , приведенные в таблице 4.

По нашему убеждению, не имеются достаточные экспериментальные и теоретические исследования, подтверждающие необходимость введения коэффициента конструктивного решения K_2 действующих норм. Влияние конструктивного решения здания или сооружения выражается через их динамические характеристики T и сосредоточенные массы Q , которое в формуле (1) полностью учитывается, поэтому считаем целесообразным исключить из СНиП коэффициент K_2 . Многочисленные теоретические и экспериментальные исследования последних лет свидетельствуют о существенной роли взаимодействия между основанием и сооружением, а также протяженности на величины сейсмических нагрузок, особенно для сравнительно неплотных грунтов. Их систематизация и анализ позволили автору предложить следующие, корректирующие основную формулу (1), коэффициенты: K_2 —для учета протяженности сооружения, значения которого в зависимости от длины (ширины) сооружения и категории грунта рекомендуется определять формулами:

$$K_2 = 1 - 0,003l \quad \text{для грунтов II категории}$$

$$K_2 = 1 - 0,004l \quad \text{для грунтов III категории}$$

и K_3 —для учета взаимодействия между сооружением и грунтом в зависимости от периода основной формы колебания сооружения T ($0,1 < T < 0,6$ с.) и категории грунта:

$$K_3 = 1,2 - 0,20T^{-1/2} \quad \text{для грунтов II категории,}$$

$$K_3 = 1,2 - 0,25T^{-1/2} \quad \text{для грунтов III категории.}$$

Для зданий и сооружений с периодом основной формы колебания $T > 0,6$ с, значения $K_3 = 1$ для всех грунтовых условий.

Таким образом вычисленные согласно основной формуле (1) значения сейсмических сил рекомендуется умножать на смягчающий сейсмический эффект коэффициент поведения K_n следующим образом:

$$K_n = K_1 K_2 K_3. \quad (2)$$

Для грунтов I категории значения коэффициентов K_2 и K_3 принимаются равными 1. Анализ спектров крутильных реакций и последствий землетрясений и особенно Спитакского, указывает на необходимость существенной корректировки также пункта 2.15 СНиП П-7-81, касающегося крутильных воздействий землетрясений. Здесь также уровень крутильных воздействий существенно зависит как от

Значения коэффициента повреждаемости конструкции

Конструктивные особенности зданий и сооружений	Значения коэффициента повреждаемости
1. Особо ответственные здания и сооружения	1
2. Здания и сооружения, в конструкциях которых во время землетрясений допускаются повреждения, не опасные для жизни людей, не опасные для жизни людей, не приводящие к выходу из строя оборудования; конструкции этих зданий подлежат восстановлению для дальнейшей эксплуатации:	
а Металлические конструкции	
— рамный каркас	0.35
— рамно-связевой каркас	0.45
б Железобетонные конструкции	
— рамный каркас	0.40
— рамно-связевой каркас	0.50
— с несущими стенами монолитными	0.65
— с несущими стенами крупнопанельными	0.60
в Каменные и кирпичные конструкции	0.75
— комплексные	0.70
— крупноблочные	0.70

грунтовых условий, так и от жесткости сооружения. Для грунтов I категории значения расчетного эксцентриситета между центром жесткости и массой здания и сооружения следует принимать как рекомендует СНиП П-7-81, т. е. равной 0.02 : для грунтов II и III категории для зданий с периодом $T < 0.5$, равно 0.05 β , а для зданий с периодом $T > 0.5$ равно 0.03 β , где β — размер здания в плане в направлении, перпендикулярном действию силы S_n .

В настоящее время среди специалистов часто дискутируется вопрос о значении вертикального составляющего сейсмического воздействия и его отражения в нормативных документах по сейсмостойкому строительству. Анализ большого числа записей трехкомпонентных акселерограмм сильных землетрясений показывает, что отношения максимальных ускорений в вертикальном и горизонтальном направлениях изменяется в большом диапазоне в зависимости от эпицентрального расстояния и глубины очага, а иногда даже превышает единицу. Но для большинства землетрясений в эпицентральной зоне это отношение можно принимать равным 0.75, т. е. принимать $K_v = 0.75 K_h$. Что касается характера динамического коэффициента $\beta(T)$ для вертикальной составляющей, то он отличается от аналогичной горизонтальной только небольшим смещением максимальных значений β_{max} в сторону малых T , которым можно пренебречь. Теперь о влиянии вертикальной составляющей на сейсмостойкость сооружения. Так как здания и сооружения в большинстве случаев обладают большей жесткостью в вертикальном направлении, чем в горизонтальном, то их разрушение во время землетрясения в основном наступает из-за недостаточной их сопротивляемости горизонтальным инерционным нагрузкам. Поэтому, обычно считается, что влиянием вертикальной составляющей для зданий и сооружений простой геометрической формы можно пренебречь. Однако это положение нуждается в дополнительном разъяснении. Дело в том, что учет вертикального составляющего приводит к незначительному увеличению до 5—10% изгибающих моментов в элементах каркасных конструкций

(ρ —дельта эффект), вызванному только горизонтальной составляющей. Что касается дополнительных сжимающих (растягивающих) усилий от вертикальной составляющей, то их значение, в зависимости от интенсивности землетрясения, доходит до 1,5% при 7 баллах и 30% при 9 баллах от соответствующих статических усилий, независимо от этажности и конструктивного решения. Более того эти пропорции могут быть увеличены, если периоды свободных колебаний зданий в вертикальном направлении окажутся в диапазоне $0,15 < T < 0,25$. Поэтому проверка несущей способности с учетом таких дополнительных сжимающих (растягивающих) усилий необходимо провести не только для каменных зданий, как это предусмотрено СНиП П-7-81, но и для остальных, в частности, крупнопанельных и каркасных зданий. При этом, учитывая вышесказанное, целесообразно значение вертикальной сейсмической нагрузки при 8 баллах принимать 30%, а при 9 баллах—50% соответствующей вертикальной статической нагрузки. Что касается мостов, большепролетных сооружений, горизонтальных и наклонных консольных конструкций, то их расчет на вертикальную сейсмическую нагрузку необходимо вести аналогично расчету на горизонтальную нагрузку. Вполне обоснованным нам кажется увеличение величин сейсмических нагрузок для особо ответственных сооружений и других зданий и сооружений, повреждение которых связано с особенно тяжелыми последствиями, предусмотренными действующими СНиП. Более того, учитывая большую социальную ответственность зданий школ, детских садов, больниц, торговых центров, считаем целесообразным их добавление к пункту 3 таблицы 5, СНиП П-7-81, где предусмотрено повышение расчетной сейсмичности аналогичных зданий.

При проектировании особо ответственных сооружений и высоких зданий нормы вполне обоснованно предусматривают также их расчет с использованием акселерограмм. Вопрос о выборе расчетной акселерограммы, который необходимо решить для каждого региона и строительной площадки, требует наличия большого объема инструментальной информации, что пока у нас отсутствует и, по-видимому, еще долго будет отсутствовать в основном из-за низкого качества отечественной регистрирующей аппаратуры. Поэтому, в настоящее время целесообразно расчет таких сооружений вести на основе синтезированных акселерограмм. Но для их формирования необходимо располагать достоверной информацией о зонах возможного возникновения очагов землетрясений и иметь более подробные инженерно-геологические данные предполагаемой площадки строительства, включая информацию о напластовании грунта до 40—50 метров, глубины и количественных параметров самих подстилающих слоев, их мощностей, плотностей и скоростей распространения поперечных и продольных волн. Анализ инструментальных записей ряда сильных землетрясений позволяет считать, что в первом приближении в качестве частотной характеристики синтезированной акселерограммы можно принимать спектр частот свободных колебаний грунтовой толщи. Следует согласиться с рекомендациями действующих СНиП, что при расчете по акселерограмме землетрясения необходимо учитывать возможность развития неупругих деформаций конструкций. Не вникая в сложности такого расчета и учитывая необходимость наличия определенных количественных параметров, связанных с предельными состояниями различных конструкций, ниже приводятся значения предельных перекосов этажей Δ (упругие+пластические), которые рекомендуются в качестве количественных параметров наступления предельного состояния (они соответствуют такому же физическому состоянию сооружения, какому значения коэффициента повреждаемости K_1 , согласно табл. 4).

— для металлических каркасов $h/120$

— для железобетонных рамных каркасов $h/150$

- для железобетонных рамно-связевых каркасов $h/280$
- для крупнопанельных зданий $h/300$.

где h — высота этажа здания. Автор склонен считать, что вышеприведенные количественные параметры подлежат дальнейшей корректировке, однако, он одновременно убежден, что в настоящее время их достоверность не вызывает сомнения.

3. После каждого землетрясения стоит ребром вечно спорный вопрос—какие здания более сейсмостойкие: малоэтажные или высотные многоэтажные. В принципе, при наличии достаточной сейсмологической информации об ожидаемом землетрясении и адекватных инженерно-геологических данных о площадке будущего строительства можно обеспечить одинаковую достаточную надежность обоих типов зданий. Но дело в том, что при одних землетрясениях на одних грунтах больше страдают многоэтажные здания, а при других—малоэтажные. Типичный пример, подтверждающий сказанное, массовое обрушение 9-этажных каркасно-панельных зданий серии III в Ленинакане и незначительные их повреждения в Кировакане, несмотря на то, что Кировакан даже чуть-чуть ближе к эпицентру землетрясения 7 декабря 1988 г., чем Ленинакан. Анализ последствий большого числа разрушительных землетрясений показывает, что сейсмостойкость многоэтажных гибких высотных зданий лучше обеспечивается при их возведении на плотных грунтах, а малоэтажных жестких каменных и кирпичных зданий—при их возведении на сравнительно рыхлом основании. Поэтому считаем целесообразным это обстоятельство отразить в основных положениях новой редакции СНиП следующим образом: «Многоэтажные высотные здания и сооружения следует возводить на самых плотных грунтах (I категории), а малоэтажные и жесткие здания и сооружения—на сравнительно мягких грунтах (II, III категории). Если бы Ленинакан застраивался исходя из такого принципа, не получил бы таких пагубных последствий от землетрясения в декабре 1988 года. При всех сочетаниях общий принцип проектирования, с которым, по моему убеждению, согласны многие специалисты, заключается в следующем: здание в плане должно быть жестким, а по высоте гибким. И все же, на наш взгляд, предпочтительнее малоэтажные застройки. Кроме возможности быстрой эвакуации людей, меньших капитальных и затрат на ремонтно-восстановительные работы, они лучше приспособлены для жизни, гармонируют с окружающим ландшафтом. Однако, деловые и производственные учреждения можно размещать в многоэтажных зданиях с повышенной сейсмостойкостью, в частности, с применением металлических каркасов, железобетонных конструкций с жесткой арматурой. Следует подчеркнуть, что железобетонные конструкции, и особенно сборные, не только по сейсмостойкости уступают металлическим конструкциям, но и по ряду других технико-экономических показателей. Достаточно безопасны при землетрясениях и, следовательно, экономически выгодны подземные сооружения, где можно размещать объекты торговли, общественного питания, зрелищных мероприятий, бытовых услуг. В настоящее время получили большое распространение активные и адаптивные системы сейсмозащиты, осуществляемые специальными мероприятиями на уровне фундамента. Главным препятствием массового строительства таких зданий, по нашему мнению, является сложность создания изолирующих устройств, неуверенность в их надежности на весь период эксплуатации здания. Более рациональным нам кажется такой прием уменьшения сейсмического воздействия, осуществление которого не было бы связано с изменением конструктивного решения в более ответственной фундаментной части здания, а было обусловлено его верхней, менее ответственной (с точки зрения надежности всего здания) частью, т. е. необходимо в здании создать такие условия, чтобы значительная часть энер-

гия, передаваемой через грунт зданию во время землетрясения, поглощалась в его верхней части. Одним из вариантов такой сейсмозащиты является проектирование зданий с гибким верхним нежилым этажом, играющим роль динамического гасителя во время землетрясения. Как показали теоретические и экспериментальные исследования, при определенном выборе параметров жесткости верхнего гибкого этажа и его массы можно добиться существенного уменьшения сейсмического воздействия на нижние этажи. Во время землетрясения в верхнем гибком этаже произойдет значительная концентрация энергии, которая будет рассеиваться вследствие его больших перемещений или в худшем случае приведет к его разрушению и тем самым, как бы «пожертвовав» собой, обеспечит сохранность нижних жилых этажей. Такой прием сейсмозащиты будет иметь также неоспоримые преимущества при повышении сейсмостойкости зданий существующей застройки.

Уроки разрушительных землетрясений еще раз подтверждают, что следует строго придерживаться общеизвестных принципов сейсмостойкости—симметричные конструктивные схемы, равномерное распределение жесткости и масс, монолитное соединение перекрытия со стенами, частое расположение колонн, поперечных и продольных стен и их непрерывности во всей высоте здания, ограниченность количества и размеров проемов. Многие конструктивные повреждения при Спитакском землетрясении были вызваны именно нарушением этих принципов.

АрмНИИСА

Тел. 26-10-00

Поступило 5 VI 1990

Է. Ն. ԿԱԶԻՅԱՆ

ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԱԴԻՄԱՑԿՈՒՆ, ՇԻՆԱՐԱՐՈՒԹՅԱՆ ՆՈՐՄԱՎՈՐՄԱՆ ՄԻ ՔԱՆԻ ՏԵՍԱԿԵՏՆԵՐ

Ա Վ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Հերքին տարիներին երկրաշարժագիտության և երկրաշարժակայուն շինարարության բնագավառներում կատարած հետազոտությունները և նպիտակի աղբյուրը երկրաշարժի հետևանքները բացահայտելին երկրաշարժակայուն շինարարության նորմավորման բնագավառում մի շարք լուրջ թերությունները ներկայումս Միության մի շարք առաջատար գիտահետազոտության ինստիտուտների կողմից վերանայվում և երկրաշարժակայուն շինարարության իրադրության վերաբերյալ նորատիպ փաստաթուղթերի հոգովածուս թերվում են առաջ փաստաթղթի մի շարք դրույթների փոփոխման և կատարելագործման մեջ ընդգրկել հեղինակի առաջարկությունները:

1. Առաջարկվում է նորմաների սեյսմիկ շրջանցման քարտեզը վերակազմել այնպես, որ առաջ ածված լինի ոչ թե 3 գոտիներ (7, 8, 9 բալանոց), ինչպես այժմ էլ կատարվում, այլ 5 գոտիներ (պայմանագանորեն աւելանելով դրանք 7, 7.5, 8, 8.5, 9 բալ ուժգնություն). այնպես որ բոլոր տեղերի, շենքերի վրա սեյսմիկ ազդեցությունները մեծ մասով լինեն իրարից տարբերվեն ոչ թե երկու անգամ, այլ առնվազն փոքր հարաբերությամբ Այսպիսի սկզբունքով կազմված քարտեզներ, որոնց հիման վրա իրականացվող շինարարությունը հանգեցնում է շենքերի և կառույցների ազնիվ հավասարաչափ հագեցված երկրաշարժային դինամիկության, արդեն գործում են աշխարհի մի շարք երկրներում: Այս սկզբունքի իրականացումը կրնի նաև այն իրական փաստին:

որ մեկ գետնահողային պայմաններից մեկ այլի անցնելիս երկրաշարժի ուժի մեծությունը կավելանա կամ կպակասի ոչ թե երկու անգամ, այլ ավելի փոքր հարարերությամբ:

2. Երկրաշարժակայուն շինարարություն իրագործելու համար գոյություն ունեցող նորմատիվ փաստաթղթերի հիմնական տարրերից մեկը երկրաշարժի ժամանակ կառուցվածքներում առաջացող իներցիոն ուժի մեծության որոշումն է: Առաջարկվում է զգալի փոփոխության ենթարկել (1) բանաձևի մեջ մտնող դինամիկ գործակցի մեծությունը և բանաձևի տեսքը, այնպես որ վերացվի դորմող նորմաների իրականությանը չհամապատասխանող հսկասությունը: Առաջարկվող նոր կորը հանգեցնում է ցածրահարկ շենքերի վրա սեյսմիկ ազդեցության որոշ նվազեցման, իսկ բարձրահարկ շենքերի վրա՝ նրա զգալի բարձրացման:

Առաջարկվում է ավելի ճշգրիտ հաշվի առնել նաև պոտական և ուղղաձիգ իներցիոն ուժերի մեծությունները: Նոր գործակիցներ մտցնելով, առաջարկվում է հակաերկրաշարժային շինարարություն կատարելիս հաշվի առնել կառուցվածքի ձգվածության աստիճանը և նրա ու գետնահողի փոխազդեցության երաժշտը, որոնք բերում են սեյսմիկ ազդեցության նվազեցման: Ելնելով դրայրացների, մանկապարտեզների, հիվանդանոցների և առևտրի կենտրոնների սոցիալական պատասխանատվության աստիճանից, առաջարկվում է այդ օբյեկտների շենքերի նախագծման ժամանակ կատարել նաև ամրությունը բարձրացնող լրացուցիչ միջոցառումներ:

3. Նշանակվում է տարրեր հսրկայնության շենքերի երկրաշարժադիմացկունության հարցը և առաջարկվում, որ նորմատիվ փաստաթղթում մտցվի հետևյալ սկզբունքը: Բարձրաբերձ և բազմահարկ շենքերը և կառուցվածքները պետք է տեղադրվեն միայն ամենաամուր գետնահողերի 1-ին տեսակի վրա, իսկ կոշտ և ցածրահարկ կառուցվածքները և շենքերը՝ համեմատաբար փափուկ (2-րդ և 3-րդ տեսակի) գետնահողերի վրա: Բարձրահարկ շենքերը առաջարկվում է հրականացնել մետաղական և կոշտ երկաթբետոնյա կոնստրուկցիաներով, որոնք օժտված են բարձր երկրաշարժադիմացկունությամբ: Երկրաշարժակայուն են նաև ստորգետնյա կառուցվածքները, որտեղ կարող են տեղավորվել առևտրի, հասարակական սննդի և կենդանային ծառայությունների օբյեկտները:

Երկրաշարժի ազդեցության նվազեցման նպատակով կատարվող միջոցառումները կատարելիս խորհուրդ է տրվում դրանք իրականացնել ոչ թե կառուցվածքի և գետնահողի միջև, ինչպես ընդունված է անել սովորաբար, այլ կառուցվածքի տանիքային մասում, մասնավորապես, այսպես կոչված «զոնավող» կամ վերջին ճկուն հարկի օգնությամբ, որը, ինչպես ցույց են տվել տեսական և փորձարարական հետազոտությունները, կարող է հանգեցնել սեյսմիկ ազդեցության զգալի թուլացման:

E. E. KHACHIYAN

SOME ASPECTS OF ANTISEISMIC CONSTRUCTION

A b s t r a c t

Some suggestions are brought, concerning the general principles of the antiseismic construction, the seismic zoning and microzoning, the correction of dynamicity and damage coefficients, the levels of seismic action torsion and vertical constituents.

С. Г. КАЗАРЯН

О НАХОДКАХ АММОНИТОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ КЕЛЛОВЕЯ И ОКСФОРДА ИДЖЕВАНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ АРМЕНИИ)

В 1986 г. автор проводил полевые работы в Иджеванском районе Армении с целью изучения стратиграфии юрских отложений. Во время этих работ были обнаружены два аммонита, определенные как *Choffatia neumayri* (Siem), и *Dichotomoceras* sp.

Поскольку представители упомянутых родов в пределах Армении обнаружены впервые, ниже дается точная привязка этих находок к стратиграфическим разрезам и их описание.

Стратиграфическая привязка

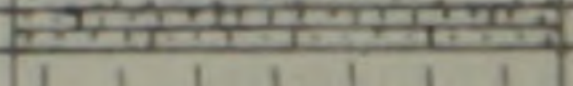
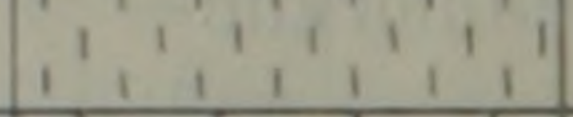
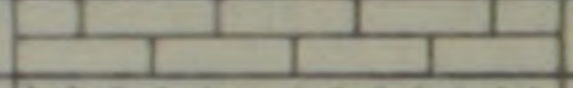
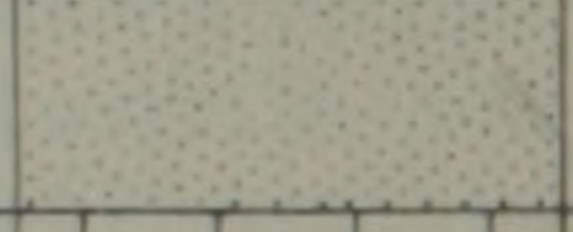
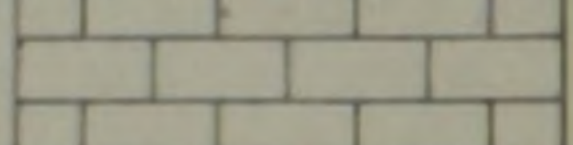
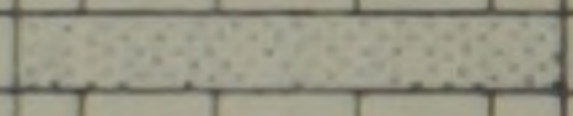
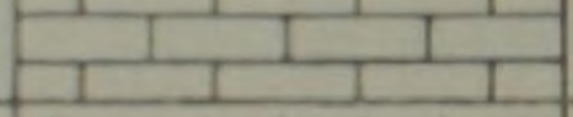
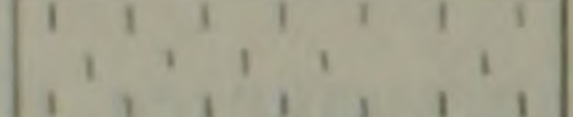
Вид *Choffatia neumayri* (Siemiradski) найден в 6 км западнее сел. Енокаван, у зимовки Карнут. На этом участке Н. Р. Азаряном составлен разрез келловейских отложений, в котором из пачки № 2 собрана фауна двустворчатых моллюсков— *Trigonia*, *Pholadomya*, *Lima*, *Pecten*, *Pinna*, а из пачки № 8 найдены: *Astarte* (*Ceolostarte*) *incerta* Pcel, *Pleuromya tellina* Agass, *Pseudotrapezium typicum* (Loriot), из кораллов—*Epismilia* sp. ind, *Macgeopris turbinate* All и др. В этой же пачке нами был найден один экземпляр вида *Choffatia neumayri* (Siem).

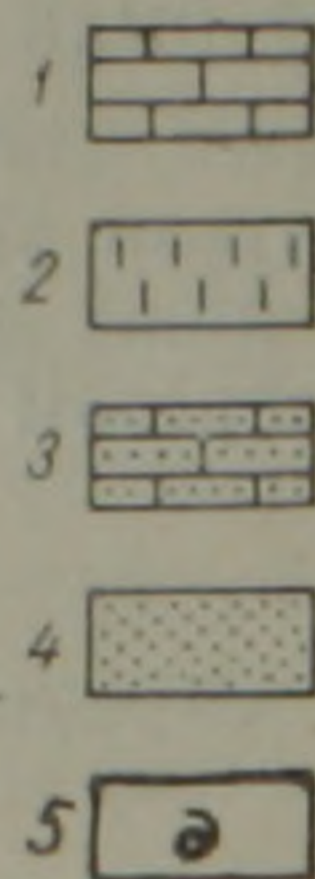
Род *Dichotomoceras* sp. найден в 2 км к востоку от сел. Енокаван в оксфорд-кимериджских отложениях, представленных в основном карбонатными породами.

Разрез данного участка представляется в следующем виде (снизу-вверх):

На плотных бурых пелитоморфных известняках с азимутом падения 140° и под углом 11° последовательно залегают:

1. Мелкозернистые, обохренные известковистые песчаники.
Мощность—5 м.
2. Серые, обломочные и комковатые известняки.
Мощность—4 м.
3. Серо-бурые, мелкозернистые песчаники.
Мощность—2,15 м.
4. Темно-серые, плотные тонкозернистые известняки, участками трещиноватые. Трещины заполнены кальцитом.
Мощность—5,5 м.
5. Серые, мелкозернистые песчаники с шаровой отдельностью.
Мощность—7 м.
6. Темно-серые, плотные известняки.
Мощность—2,5 м.
7. Серые мелкозернистые песчаники с шаровой отдельностью.
Мощность—5 м.
8. Бурые, комковатые известняки, содержащие фауну плохой сохранности (пелециподы и гастроподы).

Ярус	№ пачек	Литологическая колонка	Мощность в м
О к с ф о р д - к и м е р и д ж	12		40
	11		8
	10		16
	9		20
	8		0.9
	7		5
	6		2.5
	5		7
	4		5.5
	3		2.15
	2		4
	1		5



9. Серые, мелкозернистые песчаники с шаровой отдельностью. Мощность—0,9 м.
10. Серо-коричневатые, плотные известняки с *Dichotomoceras* sp. Мощность—20 м.
11. Серо-бурые, мелкозернистые песчаники. Мощность 15—17 м.
12. Бурые, комковатые известняки, обломки до 5—10 мм. Состав глинисто-известковистый. Мощность—8 м.
- Мощность—более 40 м.
- Ниже приводится описание аммонитов.

Надсемейство *Perisphinctaceae*

Семейство *Perisphinctadae*

Choffatia neumayri (Siemiradski, 1898)

1898—*Perisphinctes neumayri* Siemiradski c. 298, табл. XII, фиг. 23 (лектотип), табл. XXIII, фиг. 32.

- поп 1911—*Perisphinctes* sp indet ex aff *neumayri* (Siemiradski) Till
с. 36 (58) табл. IV (VIII) фиг. 10.
- 1915—*Perisphinctes recuperoi* Gemmellaro-Loczy, с. 166, табл. XIII,
фиг. 8.
- поп 1918 *Perisphinctes neumayri* Siemiradski Petitelerc, с. 22, табл.
XVII (III), фиг. 7, табл. XIX(y), фиг. 12.
- поп 1930—*Perisphinctes recuperoi* Gemmellaro—Roman, с. 181, табл.
XVI, фиг. 5.
- 1938—*Choffatia waageni* (Telssere) var. *neumayri* (Siemiradski) Pfa-
ehler-Erath, табл. IV, фиг. 1a-б, поп табл. III, фиг. 2a.
- 1966—*Choffatia neumayri* (Siemiradski) Ch. Mangold et S. Elmi, стр.
199, табл. XI, фиг. 3, 5, 6.
- Материал. Один экземпляр. Внутреннее ядро с фрагментами ра-
ковины (см. табл. 1, обр. № 2/86).

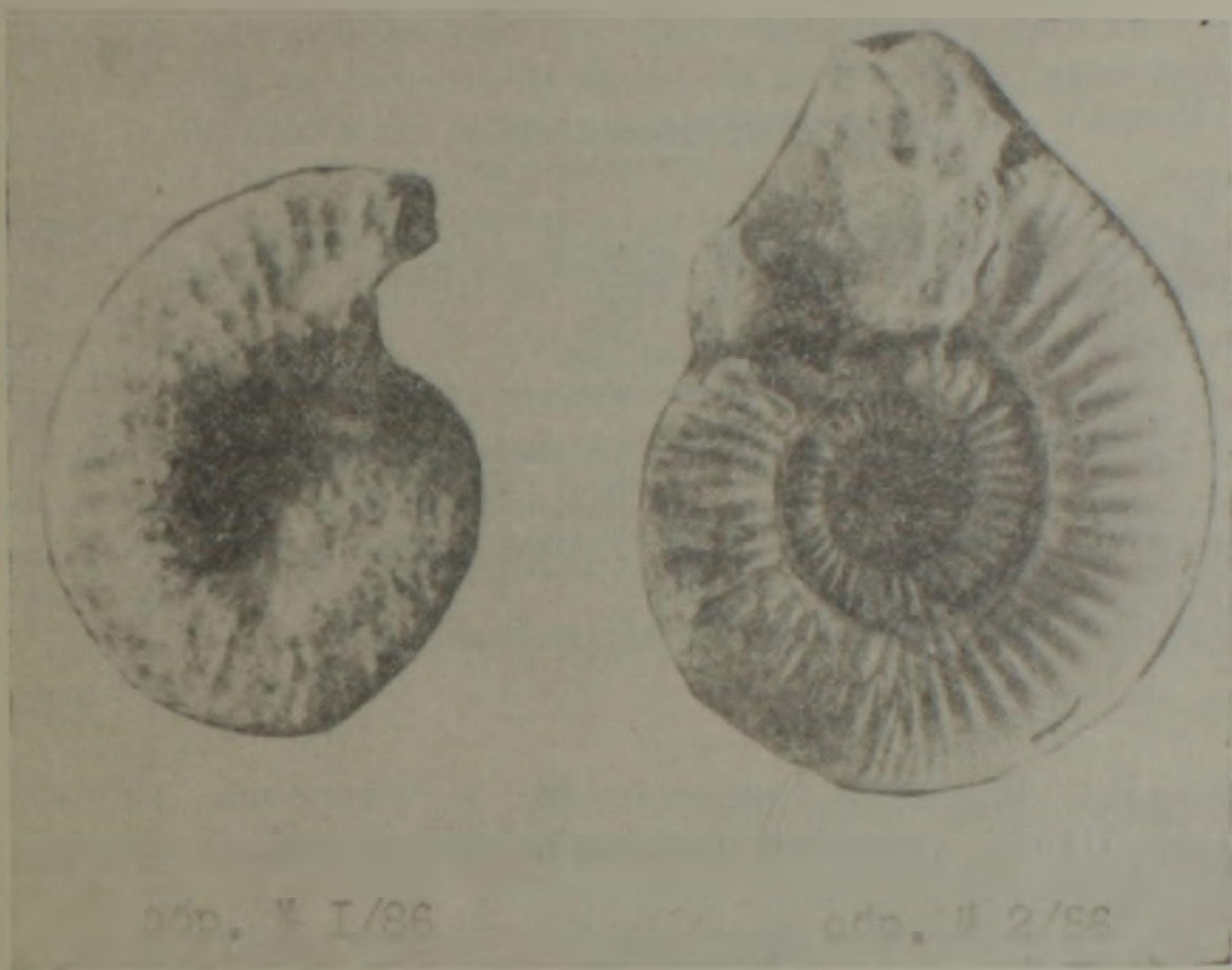


Таблица 1

Размеры

№ обр.	Д	Т	В	В ₁	П	Т/Д	В/В ₁	П/Д	В/Д	Т/В
2 86	52	15	16.5	12	23.5	28.8	1.4	45	32	99

Описание. Раковина уплощенная, с умеренно нарастающими обо-
ротами. Пупок широкий, неглубокий, чашеобразный. Стенки пупка
круто закругленные. Сечение оборота высокоовальное. Брюшная сто-
рона округленная. Внутренние ребра прямые, радиальные или слег-
ка наклоненные назад. Иногда ребра появляются до половины пос-
леднего оборота. На брюшном перегибе они образуют отчетливые
параболические бугорки. Параболические ребра чередуются через
4—5 простых ребер.

Ребра возникают у пупкового перегиба и примерно выше сере-
дины боковой стороны разветвляются на 2—3 внешних ребра, кото-

рые прямолинейно или со слабым изгибом пересекают брюшную сторону. На брюшной стороне насчитывается около 86 вторичных ребер.

Жилая камера занимает $3/4$ части последнего оборота. Устье жилой камеры не сохранилось.

Сравнение. Наиболее близкий вид *Choffatia waageni* (Teiss) Mangola et Elmi, (1966, с. 192, табл. XI, фиг. 1.2). Отличается от описанного вида более редкими и мощными первичными ребрами, разветвляющимися на более высоком уровне.

Распространение и возраст. Встречается в среднекелловейских отложениях Польши и Венгрии.

Во Франции приурочен к зоне *Erymnoceras coronatum*.

Местонахождение—Иджеванский район, Армения, в 6 км западнее с. Енокаван, у зимовки Карнут карбонатные песчаники нижнего келловей.

РОД *Dichotomoceras* Buchman

Материал. Один экземпляр плохой сохранности с деформированной скульптурой (см. табл. 2, обр. № 1/86).

Таблица 2

№ обр.	Д	Т	В	В ₁	П	Т Д	В В ₁	П/Д	В Д	Т В
1/86	46	13	18	13	15	28.3	1.38	32.6	39.1	72.2

Описание. Раковина уплощенная, с умеренно нарастающими оборотами. Пупок умеренно широкий, неглубокий. Сечение оборота округлое. Брюшная сторона округленная. Описываемый образец обладает всеми признаками рода: соотношениями размеров и характерной скульптурой—простыми прямыми ребрами, радиально направленными от пупка и разветвляющимися на 2 внешних ребра у края брюшного перегиба. Брюшная сторона неширокая, выпуклая. Вторичные ребра пересекают брюшную сторону зигзагообразно, несимметрично, изгибаясь, что заставляет предполагать о наличии прижизненного повреждения раковины данного образца.

Распространение и возраст. Род распространен в верхнеоксфордских отложениях Европы, Юга СССР, Африки, Индии, Японии.

Местонахождение. Иджеванский район Армении, в 2 км к востоку от с. Енокаван, известняки оксфорда.

Автор выражает свою глубокую признательность работникам геофизической экспедиции Чубаряну Г. А. и с. н. с. ГИН АН Грузинской ССР Пайчадзе Т. А. за оказанную помощь при полевых работах и монографической обработке.

Институт геологических наук
АН Армении

Поступила 24. VI. 1987.

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 la faune Callovien dans le departement des Deux-Sèvres (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 Sèvres) L. Bon Impr. Vesoul, 40 p.
14. Petitclerc P. 1921 Description de quelques formes nouvelles d'Ammonites du Callovien du Follet L. Bon Impr. Vesoul.
15. Pfaehler--Erath J. 1938 Sur quelques Grossovria et Choffatia du Callovien de Chezery Mém. Soc. Pal. Suisse v. LX.
16. Roman F. 1930 Etudes sur le callovien de la vallee du Rhone. Trav. Lab. Géol. Science Lyon f. XIV mem 2.
17. Steniradski 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. Акопяна [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 келловей.

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

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

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Азарян Н. Р. Юрские аммониты Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1982, 191 с.
2. Акопян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Занге-зура. 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 вне-сення 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

создаются путем размыва емкостей (полостей) в гипсоносно-соленосных отложениях.

В начале 1970 г. было намечено создание пяти емкостей общим объемом 600 тыс. м³, где можно хранить более 70 млн. м³ природного газа.

В 1977 г. специальным геологическим отрядом Комплексной геолого-геофизической экспедиции Управления геологии Армянской ССР проводились поиски благоприятных структур для создания ПХГ на территории республики, однако были пробурены очень малочисленные структурные скважины.

В мае 1984 г. Совет Министров Армянской ССР вынес решение «О мерах по дальнейшему развитию газового хозяйства Армянской ССР». В связи с этим распоряжением Институтом геологических наук АН Армянской ССР для решения вышеуказанного важного вопроса о возможности создания подземных хранилищ природного газа принят ряд мер. На территории Армянской ССР была изучена вся геолого-геофизическая информация с привлечением ранее имевшихся данных и некоторых выдвинутых соображений Управлением геологии Армянской ССР о геологических и технических возможностях создания ПХГ в республике.

Необходимо отметить следующие обязательные требования для создания или выбора участка ПХГ:

- глубина залегания пластов-коллекторов—400—1000 метров, при мощности не менее 50 м и соответствующие литологический состав, пористость и проницаемость пород;

- надежность экранирующих пород (глина, каменная соль, карбонатные породы), их мощность;

- выдержанность пластов-коллекторов в пространстве;

- гидродинамические свойства и герметичность пластов-коллекторов, покровных пород и разрывных нарушений.

Ниже рассматривается комплексный геолого-геофизический материал с позиции создания ПХГ в свите каменной соли и в пористых коллекторах на территории Армении.

1. Хранилища в отложениях каменной соли.

По сумме благоприятных геолого-экономических факторов в настоящее время можно выделить два района, где возможно строительство газовых камер в соленосной свите на глубинах до 1000—1200 м.

Приереванский район, где в настоящее время осуществляется строительство газохранилищ в соленосных отложениях. Общая площадь возможного применения достигает 100 кв. км. Здесь толщина соленосных отложений колеблется от 400 до 900 м. Глубина залегания кровли солей—180—700 м. Соленосная свита перекрыта глинами сарматского возраста и покровными базальтами.

Масисский район, где на площади около 110 кв. км залегает наиболее мощная (из всех изученных районов) залежь каменной соли. Мощность соленосных отложений колеблется от 500 до 1400 м. Кровля соленосных отложений простирается на глубинах от 300 до 600 м. Выше залегает глинистая свита мощностью 100—200 м.

2. Хранилища в пористых коллекторах.

Специальных работ по созданию газохранилищ в пористых коллекторах в Армянской ССР не проводилось, за исключением бурения одной скважины на Кармрашенской площади для выявления благоприятных коллекторов под строительство газохранилища.

С целью выбора объектов для строительства газохранилищ на территории Армянской ССР были изучены 20 структур, всестороннее исследование которых позволило разделить их на три группы: 1) структуры, получившие отрицательную оценку; 2) структуры с невыясненными параметрами; 3) структуры благоприятные, но недоизученные.

К первой группе отнесены 14 обнаженных структур, картированных при геологической съемке в бассейнах рек Дебед и Агстев. Они

сложены мраморизованными известняками верхнего мела, или участками с плотными туфогенными образованиями эоцена в осевых частях прорванными интрузиями различных составов. В связи с этим в настоящее время, по имеющейся геологической информации, в северных районах республики для создания ПХГ нет благоприятных площадей.

Ко второй группе отнесены четыре следующие структуры:

Карабахларская антиклиналь, картирована при геологической съемке различных масштабов и изучена одной глубокой скважиной 1-Карабахлар. Расположена она южнее горы Котуц, в 4—5 км к СВ от райцентра Веди и простирается вдоль руин с. Карабахлар на протяжении более 6 км при ширине 2,5 км. В ядре структуры обнажается карбонатная толща верхнего сенона и палеоцена, которая перекрывает проницаемый горизонт сантонского яруса. В 4—7 км севернее Карабахларской антиклинали картированы еще несколько брахиантиклинальных структур, которые, вероятно, окажутся благоприятными, поскольку они погребены гораздо глубже, нежели сама Карабахларская антиклиналь.

Звартноцкое погребенное поднятие в рельефе вырисовывается в 3—5 км к востоку от гор. Эчмиадзина. Оно сложено плиоценовыми озерными образованиями Араратской впадины.

По данным структурно-геоморфологического наблюдения и морфометрии, в рельефе образует вытянутый в СЗ направлении холмообразный выступ, протягивающийся вдоль шоссейной дороги Ереван-Октемберян на расстоянии более 5 км. Ширина поднятия порядка 2 км. Здесь пробурена структурная скважина 115-Звартноц, которая ниже озерных и лавовых образований и гипсоносно-соленосной свиты вскрыла пестроцветные молассовые отложения (470—980 м), обладающие благоприятными коллекторскими свойствами.

Сардарпатское погребенное поднятие, расположенное в СВ краевой части Октемберянского прогиба, представляет собой значительный выступ озерных отложений, прослеженный между совхозом № 6—сел. Шаварут и Бамбакашат Октемберянского района. Выступ протягивается в СЗ направлении на 7 км при ширине 4,5 км. Структура бурением не изучена.

Мараликское погребенное поднятие, обнаруженное геофизическими методами исследования, расположено на месте сочленения Ширакской, Сабунчинской и Арагацской депрессий к востоку от райцентра Маралик. Оно представляет собой овальное поднятие, отраженное в местности в виде огромной выпуклости. Структура бурением не изучена. Но геолого-геофизические предпосылки свидетельствуют о том, что вскрытые пласты пористых песчаников эоценового возраста параметрической скважиной 35-Ленинакан могут проследиваться на данную структуру.

К третьей группе были отнесены только две структуры, расположенные в пределах Октемберянского прогиба.

Кармрашенское сводовое поднятие выявлено структурным и глубоким бурением и представляет собой субширотную антиклиналь, размерами 13×15 км. Оно четко отражается в погребенном под лавами рельефе.

Для создания газовых хранилищ на Кармрашенском поднятии могут быть рассмотрены два песчаных горизонта, расположенных в верхней и подошвенной части сарматских отложений. Первый залегает на глубинах 270—700 м, второй—600—1000 м.

Данные лабораторных исследований образцов керна показывают, что пористость песчаников в среднем составляет 16%, иногда достигая 29%, проницаемость—236 м/дарси, в отдельных случаях превышая 2 дарси.

Центрально-Октемберянская структура расположена в 7 км западнее с. Герань-Совхоз и представляет собой брахiantiклиналь раз-

мерами 7×3 км. Структура выявлена бурением 10 глубоких и структурных скважин. На этой площади благоприятным объектом для создания ПХГ являются породы октемберянской свиты, особенно ее нижняя песчано-глинистая подсвита, в разрезе которой выделяются шесть песчаных горизонтов, средняя пористость которых составляет 20%, а проницаемость—не менее 25—30 м/дарси. Нижняя подсвита перекрывается глинистой свитой (700—800 м), являющейся надежным флюидоупором. Три верхних горизонта подсвиты залегают на глубинах от 800 до 1300 м.

При опробовании первого горизонта, расположенного в кровле нижней подсвиты октемберянской свиты, из скважин 13-Октемберян (738—754 м) и 7-Октемберян (777—762 м) был получен газ, соответственно 45 и 7 тыс. м³/сут. По результатам интерпретации промыслово-геофизических исследований второй и третий горизонты данной структуры также рассматриваются как газонасыщенные.

По предварительной оценке, запасы газа в трех горизонтах составляют не менее 1760 млн м³, из них в первом—680 млн м³, во втором—640 млн м³, а в третьем—440 млн м³.

Из рассмотренных структур, благоприятных для создания газохранилищ, предпочтение следует отдать Центрально-Октемберянской, так как здесь предполагаемые газовые залежи после их разработки могут быть использованы как газовые хранилища. С этой целью в свое время предполагалось в пределах данной структуры пробурить одну оценочную скважину глубиной 1400 м.

В целях дальнейшего развития газового хозяйства республики, улучшения газоснабжения населения и предприятий республики, повышения его надежности и обеспечения безопасности газовых сетей, а также приема природного газа в объеме 7—9 млрд м³ в год уже сейчас необходимо срочно начать работы по доизучению ряда структур для сдачи под строительство газохранилища.

Всю основную работу по созданию в республике газохранилищ следует возложить на одну из территориальных организаций Министерства газовой промышленности СССР, располагающей достаточными возможностями для проведения буровых и геофизических разведочных работ, решения технических задач, связанных с испытанием скважин и однозначного решения вопроса об устойчивом удержании закачиваемого в недра газа на длительное время.

По нашему мнению, на данном этапе необходимо:

а) составить общую программу работ по всей республике, провести анализ и обобщение имеющихся геологических материалов по литологии, стратиграфии, тектонике; выделить в предварительном порядке площади, структуры и формации пород, благоприятные по региональным признакам для создания газового хранилища;

б) составить проект детального изучения нескольких наиболее благоприятных объектов, выделенных на предыдущем этапе исследований (бурение скважин, сейсморазведочные работы, электропрофилирование, испытание скважин и др.);

в) провести специальные исследования по вопросу хранения или утилизации рассолов, получаемых в процессе создания камер в соленосной свите.

В данных геологических условиях октемберянской песчано-глинистой свиты представляется вполне возможным создать крупное хранилище природного газа, искусственная газовая залежь которого будет вытянута вдоль западного борта Апаратской впадины.

Таким образом, общий объем ПХГ в районе центральной части Апаратской впадины может быть доведен до 9—11 млрд м³. Создание такого мощного ПХГ будет иметь огромное значение при решении проблемы неравномерности газопотребления в Армянской ССР.

1. Габриелянц Г. А., Кузнецов В. Г., Танащян М. Е. Гипсоносно-соленосная толща Армении и ее роль в формировании и сохранении возможных месторождений нефти и газа — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1969, т. XXII, № 5.
2. Каграманов Ю. Р., Танащян М. Е. и др. Нефтегазопоявления на Аванском месторождении соли — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, т. XXVIII, № 3.
3. Карапетов А. М., Танащян М. Е. Геолого-экономические перспективы решения проблемы газоносности Армянской ССР. — Нар. хоз-во Армении, 1971, № 6, (на арм. яз.).
4. Кузнецов В. Г., Танащян М. Е. Коллекторские свойства третичных отложений юго-западной части Армянской ССР. Нефтегазовая геология и геофизика. Науч.-техн. сб., М., 1970, № 4.
5. Сидоренко М. В., Халатин В. И. Подземное хранение газа для Москвы — Газовая промышленность, 1965, № 3.
6. Танащян М. Е. Некоторые особенности геологического строения, стратиграфического положения и условий образования гипсоносно-соленосной формации Араратской впадины Армянской ССР. Тезисы III Солевого совещания, т. II, Новосибирск, 1979.

Известия, АН Армении, Науки о Земле, 1992, XLV, № 1, 77—80

УДК:528.41

ՀԱՄԱՌՈՑ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Լ. Ռ. ՄԿՐՏՉՅԱՆ, Լ. Ն. ԶՈՂՐԱԲՅԱՆ, Յ. Վ. ԱՍՐՅԱՆ, Օ. Վ. ԱՆԱԽԱԹՈՒՆՅԱՆ

ՋՐԱՀԱՎԱՔ ԶԱԴԱՐՆԵՐ

Լեռնային ու հարթավայրային տարածքները բնորոշվում են ուղիղ քաղ-
մաթիվ տարբերակիչ ձևերով: Դրանց թվում են միայն լեռնային ուղիղ ձևերի
հատուկ ջրահավաք ձաղարները, որոնք ունեն լայն տարածում, ընդգծված
տարրեր, հողմնահարման համեմատաբար մեծ արագություն և ցայտուն սահ-
մաններ: Ջրահավաք ձաղարների հանդիպել ենք Հայկական լեռնաշխարհի,
Կարպատների, Ղրիմի, Կովկասի, Ուրալի, Պամիրի ու Կամչատկայի երկրա-
բանական ամենատարբեր կազմություն ու կառուցվածք ունեցող վայրերում:
Այնպես որ առանց դրանց ուսումնասիրման արդյունքների օգտագործման
լեռնային ցանկացած տեղանքի շրջանացման և տնտեսական յուրացման յու-
րաքանչյուր մոդելի մշակման հիմնավորվածությունը չի կարող չլինել թերի,
իսկ տեսական ընդհանրացումները՝ ուրվագծային: Չնայած շարադրվածին
ջրահավաք ձաղարների վերաբեռնող շխտ. ոչ միայն հրատարակված գիտա-
կան հոդվածներ, այլև նախատեսված հաշվետվությունները նշված բացը լրաց-
նելու, մասնավորապես կիրառական հարցեր լուծելու համար մեր կողմից
մանրամասն ուսումնասիրվել են Արարատյան գոգավորության ու նրա կից
տարածքների, Հրազդան, Արփա, Ողջի, Փամբակ և Աղստև գետերի ստազան-
ների համարյա բոլոր ջրահավաք ձաղարները, որոնց թիվն անցնում է երեք
հազարից:

Համարված տվյալների մշակման ու վերլուծման արդյունքների մի մասը
կշարադրվի ստորև:

Բոլոր ջրահավաք ձաղարներն ըստ քարտեզների վրա ստանձնացման
իրենց երկրաչափական մոտավոր ձևերի բաժանվում են չորս խմբերի՝ շրջա-
նաձև, էլիպսաձև, կիսաբաց և սձև:

Շրջանաձևերի պարագծերի մեծությունները ստատանվում են 0.4-ից 5.5 կմ
սահմաններում, շառավիղները՝ 0.1-ից 1.5 կմ, մակերեսները՝ 0.02-ից 3.2 կմ²
սահմաններում:

Էլիպսաձևերի պարագծերի մեծությունները տատանվում են 0.4-ից 6.5 կմ

1. Габриелянц Г. А., Кузнецов В. Г., Танащян М. Е. Гипсоносно-соленосная толща Армении и ее роль в формировании и сохранении возможных месторождений нефти и газа — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле 1969, т. XXII, № 5.
2. Каграманов Ю. Р., Танащян М. Е. и др. Нефтегазопоявления на Аванском месторождении соли — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, т. XXVIII, № 3.
3. Карапетов А. М., Танащян М. Е. Геолого-экономические перспективы решения проблемы газоносности Армянской ССР. — Нар. хоз-во Армении 1971, № 6, (на арм. яз.).
4. Кузнецов В. Г., Танащян М. Е. Коллекторские свойства третичных отложений юго-западной части Армянской ССР. Нефтегазовая геология и геофизика. Науч.-техн. сб., М., 1970, № 4.
5. Сидоренко М. В., Халатин В. И. Подземное хранение газа для Москвы — Газовая промышленность, 1965, № 3.
6. Танащян М. Е. Некоторые особенности геологического строения, стратиграфического положения и условий образования гипсоносно-соленосной формации Араратской впадины Армянской ССР. Тезисы III Солевого совещания, ч. II, Новосибирск, 1979.

Известия, АН Армении, Науки о Земле, 1992, XLV, № 1, 77—80

УДК:528.41

ՀԱՄԱՌՈՑ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Լ. Ռ. ՄԿՐՏՉՅԱՆ, Լ. Ն. ԶՈՂՐԱԲՅԱՆ, Յ. Վ. ԱՍՐՅԱՆ, Օ. Վ. ԱՆԱԽԱԹՈՒՆՅԱՆ

ՋՐԱՀԱՎԱՔ ԶԱԴԱՐՆԵՐ

Լեռնային ու հարթավայրային տարածքները բնորոշվում են ուղիների բազմաթիվ տարբերակիչ ձևերով: Դրանց թվում են միայն լեռնային ուղիների հատուկ ջրահավաք ձաղարները, որոնք ունեն լայն տարածում, ընդգծված տարրեր, հողմնահարման համեմատաբար մեծ արագություն և ցայտուն սահմաններ: Ջրահավաք ձաղարների հանդիպել ենք Հայկական լեռնաշխարհի, Կարպատների, Ղրիմի, Կովկասի, Ուրալի, Պամիրի ու Կամչատկայի երկրաբանական ամենատարբեր կազմություն ու կառուցվածք ունեցող վայրերում: Այնպես որ առանց դրանց ուսումնասիրման արդյունքների օգտագործման լեռնային ցանկացած տեղանքի շրջանացման և տնտեսական յուրացման յուրաքանչյուր մոդելի մշակման հիմնավորվածությունը չի կարող չլինել թերի, իսկ տեսական ընդհանրացումները՝ ուրվագծային: Չնայած շարադրվածին ջրահավաք ձաղարների վերաբեռնող չկան ոչ միայն հրատարակված գիտական հոդվածներ, այլև նախատեսված հաշվետվություններ: Նշված բացը լրացնելու, մասնավորապես կիրառական հարցեր լուծելու համար մեր կողմից մանրամասն ուսումնասիրվել են Արարատյան գոգավորության ու նրա կից տարածքների, Հրազդան, Արփա, Ողջի, Փամբակ և Աղստև գետերի ստազանների համարյա բոլոր ջրահավաք ձաղարները, որոնց թիվն անցնում է երեք հազարից:

Համարված տվյալների մշակման ու վերլուծման արդյունքների մի մասը կշարադրվի ստորև:

Բոլոր ջրահավաք ձաղարներն ըստ քարտեզների վրա ստանձնացման իրենց երկրաչափական մոտավոր ձևերի բաժանվում են չորս խմբերի՝ շրջանաձև, էլիպսաձև, կիսաբաց և սձև:

Շրջանաձևերի պարագծերի մեծությունները ստատանվում են 0.4-ից 5.5 կմ սահմաններում, շառավիղները՝ 0.1-ից 1.5 կմ, մակերեսները՝ 0.02-ից 3.2 կմ² սահմաններում:

Էլիպսաձևերի պարագծերի մեծությունները տատանվում են 0.4-ից 6.5 կմ

սահմաններում, շառավիղները՝ 0.1-ից 2.5 կմ, մակերեսները՝ 0.02-ից 3.0 կմ² սահմաններում:

Կիսաբացների պարագծերի մեծությունները տատանվում են 0.4-ից 2.5 կմ սահմաններում, շառավիղները՝ 0.1-ից 1.0 կմ, մակերեսները՝ 0.02-ից 0.7 կմ² սահմաններում:

Տձևների պարագծերի մեծությունները տատանվում են 0.5-ից 9.0 կմ սահմաններում, շառավիղները՝ 0.1-ից 2.0 կմ, մակերեսները՝ 0.08-ից 4.5 կմ² սահմաններում:

Իհարկե, այս դասակարգումը, ինչպես և ցանկացած այլ, իրականությանը մոտավոր համապատասխանություն ունի: Բնության մեջ ձևերն ավելի բազմազան են և ձևից-ձև անցումների շարքն անխզելի է: Սակայն տրված դասակարգումը նպատակահարմար է այնքանով, որ թույլ է տալիս որոշ հարցեր պարզաբանել, ինչպես կտեսնենք և մերժել քննարկվող ուղիեֆաձևին միայն կանոնավոր կիսակոնաձևություն վերագրվող արմատացած կարծիքը:

Ջրահավաք ձագարի խորությունը կամ ամենամեծ բարձրությունը ֆունկցիա է բազմաթիվ գործոններից, այդ թվում և հիմնականում հասակից ու հողմնահարված նյութի տեղատարման արագությունից: Մոտավոր հաշվումների համար կարելի է օգտագործել միայն վերջին երկուսը ($H = f(l, V)$, ուր l -ն հասակն է, V -ն՝ արագությունը): l -ը մեծամասամբ չի գերազանցում ամենամեծ շառավղի մեծությանը: Նշված ֆունկցիոնալ կապը հնարավորություն է ստեղծում լուծել թե ուղիղ, թե հակադարձ խնդիրներ, քանի որ այդ մեծությունների նվազագույն և առավելագույն արժեքները հայտնի են:

Բնության մեջ ջրահավաք ձագարների մի մասն ունի ամֆիթատրոնի տեսք, մյուս մասը՝ լանջն ի վար տարածված կանոնավոր ու անկանոն կիսակոնային հատույթի, երրորդը՝ տերևանման թեքահիմք գոգավորություն... Դրանց լանջերը մի դեպքում կտրտված են խանդակներով, երկրորդ դեպքում՝ ճառագայթաձև ափսոսանքով և ափսոսանքով, երրորդ՝ դիլերով, չորրորդ՝ համարյա ողորկ են, հինգերորդ՝ մորֆոաստիճաններով, վեցերորդ՝ ձորակներով ու ձորերով, մյուս դեպքում՝ նշվածների ցանկացած զուգորդությամբ, սակայն բոլոր դեպքերում էլ այդ վերամշակված ձևերն ունեն (միջին արժեքով) ուղղորդված կենտրոնամետություն:

Բոլոր ջրահավաք ձագարներին բնորոշ է հողմնահարված ու տեղատարված նյութի ժամանակավոր կուտակման բազմաթիվ օջախների գոյությունը: Կուտակումների հզորությունը ծայրամասերից դեպի թևքության կենտրոններ միջին արժեքով հզորանում է: Կենտրոնամետ բաշխվածության են ենթարկվում նաև գրավիտացիոն ֆլյուվյալ, ֆլյուվյալ գրավիտացիոն երևույթները: Բայց կան ջրահավաք ձագարներ, ուր գերիշխում են այդ երևույթներից մեկը, կան և այնպիսիներ, որոնց հատուկ են այդ երևույթների ցանկացած զուգորդությունը... Բոլոր դեպքերում էլ ցանկացած ջրահավաք ձագար լեռնալանջի որևէ տեղամասի հողմնահարման, նյութի ժամանակավոր կուտակման ու տեղատարման երևույթների օջախային արտահայտություններից մեկն է:

Նվ եթե նկատի ունենանք լեռնալանջերի գոգավորությունները ձևավորող երևույթների իրողությունը, քանզման ու փլզման հանգույցների առկայությունը ցանկացած լանջի վրա, ինքնբերական առաջ է բաշխվում օջախային երևույթախմբի առանձնացման հարցը: Նշված օջախների գոյությունը և ջրահավաք ձագարների մեծությունները մի կողմից ստիպում են որոնել դրանց նախակառույցները ու վերջիվերջո հողմնահարման գործուն հանգույցները և լանջի «թույլ կետերը», որոնց թվում են բնական աղբյուրների մեծ մասն, իսկ

մյուս կողմից՝ թե ի՞նչ ռելիեֆաձևեր են հաջորդում դրանց, ինչպես է ընթա-
նում քննարկվող ռելիեֆաձևի էվոլյուցիան...

Որպես օրինաչափություն ջրահավաք ձագարները տարածվում են գետի ու
նրա վտակների վերին, մինչ ջրբաժան ընկած տարածքներում, գտնվում են
մշտական կամ ժամանակավոր ջրհոսք ունեցող ձորակի (ձորի) զլխամասերում
կամ ընդգրկում են հենց վերջինիս ավազանը նույնպես:

Թե տարածական բաշխվածության, թե այս կամ այն խոշոր ռելիեֆաձևին
պատկանելիության տեսակետից քննարկվող ձևաքանդակները հիմնականում
ընդգրկվում են երկրաձևաբանական մեկ համալիրի կամ վերին ենթահամա-
լիրի մեջ, այն էլ հթն առկա է ռելիեֆի երկհարկանի կառուցվածքը, պայմա-
նավորված վերադիր երևույթախմբով, օրինակ՝ հրաբխականությամբ, նկատելի
է նաև, որ երկրաձևաբանական մակարդակից մակարդակ (հնից նոր) ջրահա-
վաք ձագարների քանակությունը ավելանում է մեկ կարգից ոչ պակաս:

Տրամաբանական էր թվում, թե ջրահավաք ձագարների քանակական ու
տարածական բաշխվածության, շափերի ու ձևերի և ապարների տեսակի ու հա-
սակի միջև պետք է գոյություն ունենան ֆունկցիոնալ կախվածություններ կամ
անմիջական կապեր: Սակայն իրականում, դրանում կարող է համոզվել ցան-
կացած համադրող, հիմնական դեր են կատարում ապարների ճեղքավորվա-
ծությունը և հողմնահարվածության աստիճանը:

Նշված օրինաչափությունները և հատկանիշներն օգնում են համոզված
նշելու, որ ջրահավաք ձագարները մեծ մասամբ երկրաձևաբանական աստի-
ճանի ձևավորման, մեկ մակարդակից մյուսին անցման ընթացքում վերափոխ-
վում են կամ գիտային ավազանի, կամ կողքային էրոզիայի և դենուդացիայի
շնորհիվ կորցնելով ցայտունությունը վերամիավորվում են լեռնալանջին, գուցե
և սովորական ավազանալանջին: Երկրաձևաբանական և նեոտեկտոնական
բարտեզների պարզ համադրումը ցույց է տալիս, որ վերջին դեպքը բնորոշ է
հիմնականում այնպիսի տեղանքի ջրահավաք ձագարներին, ուր բարձրացումը
դադարել, վերափոխվել է իջեցման, իսկ առաջին դեպքը՝ բարձրացող տեղան-
քին, անկախ շարժումներ պայմանավորող տեկտոնական երևույթների տեսա-
կից ու բնույթից: Տարակարծիքայնությունից խուսափելու համար, տեղին է
նշել, որ ջրահավաք ձագարների մեծք հանդիպել ենք բոլոր կարգերի գետային
ավազաններում, համարյա բոլոր տեսակի տեկտոնական կառույցների վրա,
բոլոր կլիմայական գոտիներում և հնթագոտիներում, ցանկացած դիրքայնու-
թյուն ունեցող լանջերի վրա:

Փաստորեն, ջրահավաք ձագարների առաջացման ու էվոլյուցիայի անհրա-
ժեշտ ու բավարար պայմանները կապված են ջրի մոլորակային շրջապտույտի
առկայությամբ տեղանքի տեկտոնական ռեժիմի ու ակտիվության դիֆերեն-
ցիալ դրսևորման, դարձվանդավորման և կայունության անհամասեռ ու կենտ-
րոնամետ բաշխվածության, ինչպես և օջախային երևույթախմբի գոյության
հետ:

Քանի որ այդ իրողություն է, ապա այդ ձևաքանդակների ուսումնասիրու-
թյան արդյունքների օգտագործմամբ կարող ենք լուծել և տեկտոնական որոշ
հարցեր, առանձնապես ինտենսիվության ու ակտիվության, վերջինների դի-
ֆերենցիալ բաշխվածության, գծայնության ու օջախայնության հետ առնչվող:
Պարզ է նաև, որ այդ արդյունքները օգտագործելի են նաև երկրաշարժերի ու
հեղեղների ձևավորման ու կանխագուշակման հետ առնչվող մի շարք հարցերի
լուծման համար:

Որոշակի հետաքրքրություն ունեն ջրահավաք ձագարների գոյատևման,
ձևավորման ու էվոլյուցիայի փուլերի տևողության հետ կապված հարցերը:

Գոյատևման հասակը հիմնականում սահմանափակվում է երկրաձևաբա-

նական մակարդակի ու համալիրի տեղումը: Հինգ տոկոսից ավելի չեն այն ջրահավաք ձագարները, որոնք անցնում են մեկ համալիրից մյուսը և զարգանում են երկու դեռադարավանդների ձևավորմանը համապատասխանող ժամանակաընթացքում: Նշված հինգ տոկոսի մոտ տասն տոկոս են կազմում այն ջրահավաք ձագարները, որոնք ունեն մեկ համալիրի հասակ և ընդգրկում են դարավանդների և վերամշակված հարթակների մնացորդներ, այսինքն, 40 հազար տարուց ավել տարիք ունեն ջրահավաք ձագարների մոտ մեկ տոկոսը:

Քանի որ սկզբունքավորման փուլը համընկնում է լեռնալանջի թույլ հանգույցների՝ սկզբնաօջախների ընդլայնման և կենտրոնամետության դրսևորող գծային մորֆոտարրերի ձևավորման հետ, ապա եթե հաշվի առնենք և տեղատարման երևույթների, այդ թվում հեղեղների միջին արագությունները, ապա փուլի տեղումը չի կարող մեծ լինել հազար տարուց, իսկ ձևավորման փուլի տեղումը՝ մինչև հաջորդ դարավանդի կազմավորման ժամանակահատվածից: Չպետք է մոռանալ, որ դարավանդային հարթակի ձևավորման համար անհրաժեշտ է տեղանքի բարձրացման ընթացքում գոնե հարաբերական դադար: Այս դադարի ընթացքում կազմավորվում է ջրահավաք ձագարի ընդլայնման ու խորացման փուլը: Այդ հարթակի ձևավորման տեղումը չի կարող մեծ լինել մոտ տասն հազար տարուց, որ հենց այս փուլի առավելագույն տեղումը է: Վերափոխման փուլի տեղումը կախված է հաջորդ դարավանդի ձևավորման ժամանակաընթացքից: Եթե այն երկարատև է, խորքային դենուդացիան դանդաղանքաց ու թույլ է, կողքայինը՝ գործուն, հզոր ու տարածական, ապա ջրահավաք ձագարը միավորվում է դարավանդալանջին կամ լեռնալանջին, իսկ եթե խորքայինը նույնպես հզոր է, ապա ջրահավաք ձագարը վերափոխվում է գետային ավազանի: Այս դեպքում փոքր չէ մշտական ու եղանակային ջրահոսքերի դերը: Քանի որ բացառությունները վերաբերվում են ջրահավաք ձագարների մոտ մեկ տոկոսին, ապա կարող ենք որոշակի հավանականությամբ պնդել, որ վերափոխման փուլի տեղումը նույնպես չի գերազանցում մոտ տասն հազար տարուց: Տեղին է նշել, որ վերին շորրորդականից հին ոչ մի ջրահավաք ձագար չենք կարողացել գտնել:

Վերը շարադրվածը հնարավորություն է տալիս նորոգի ներկայացնել նաև հավաք ձագարի սահմանումը:

Ջրահավաք ձագարը լանջի գործուն ձևափոխմամբ ու օջախային երևույթախմբով պայմանավորված լեռնալանջի ուղիղ լինելից այն թեք դոգանման ձևափոխվում է, ուր էկզոգեննեզը ունի կենտրոնամետ դրսևորում և, ուր հավաքվում ու ընդհանուր հոսքի են վերածվում լանջային ջրերը:

ՀԳԼ ԵՐԿՐԱՐԱՆԱԿԱՆ

ԳԻՏՈՒՐՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՄ