

УДК 550.34

Л. А. АХВЕРДЯН, А. Х. БАГРАМЯН, Т. А. СИРУНЯН

ИЗУЧЕНИЕ ДИНАМИКИ ОСТАТОЧНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЕ ЗАНГЕЗУРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1968 ГОДА

По имеющимся геологическим данным, в эпицентральной зоне Зангезурских землетрясений 1968 г. происходят резко контрастные тектонические движения, порождающие формирование крупных разломов, сопровождающиеся процессами обваливания крупных массивов.

Особое опасение вызывает уже наметившееся обваливание юго-восточного отрога горы Агдаш, движущееся на село Гярд. В геологическом отношении село Гярд расположено на участке пересечения меридионального Гярдского и широтного Чайкендского тектонических нарушений, где интрузивные породы Гярдского массива превращены в раздробленные, разрыхленные, перетертые и перемятые породы.

Резкоконтрастные тектонические движения, происходящие на территории села Гярд, приводят к «встряхиванию участка» и образованию остаточных деформаций, сопровождающиеся крупными обвалами. На обрывистом склоне г. Агдаш возникли очень крупные трещины, разграничивающие участок обваливания [1].

Имеющиеся геологические данные дают основание утверждать, что процесс обваливания в районе села Гярд—это поверхностное отражение глубинных процессов, а не результат изменения гидрогеологических условий.

Поэтому исследование характеристик временного хода сдвиговых напряжений, а также их критических величин в очаговых зонах составляет одну из главных задач физики землетрясения и, в частности, весьма важно, для проблемы прогноза землетрясений.

Исходя из вышесказанного, на территории Гярдского обвального участка проводили исследование магнитного поля ΔT , с помощью протонных магнитометров (ПМ-5). Группа магнитометров была установлена в Гярдской временной магнитной станции (на расстоянии от обвала 1,5 км), а двумя магнитометрами производили исследование обвала.

Протонным магнитометром был отработан профиль на обвале в направлении северо-запада. Профиль был задан в южной части обвала, а именно на участке, где ярко отражается смещение почвы с амплитудой 50—70—120—190 см. Были установлены репера.

Каждый репер был закреплен вблизи границ отдельных блоков на южном склоне хребта над поселком. Переменное магнитное поле соответственно исключалось по формуле:

$$\Delta T = T_{ст} - T_1,$$

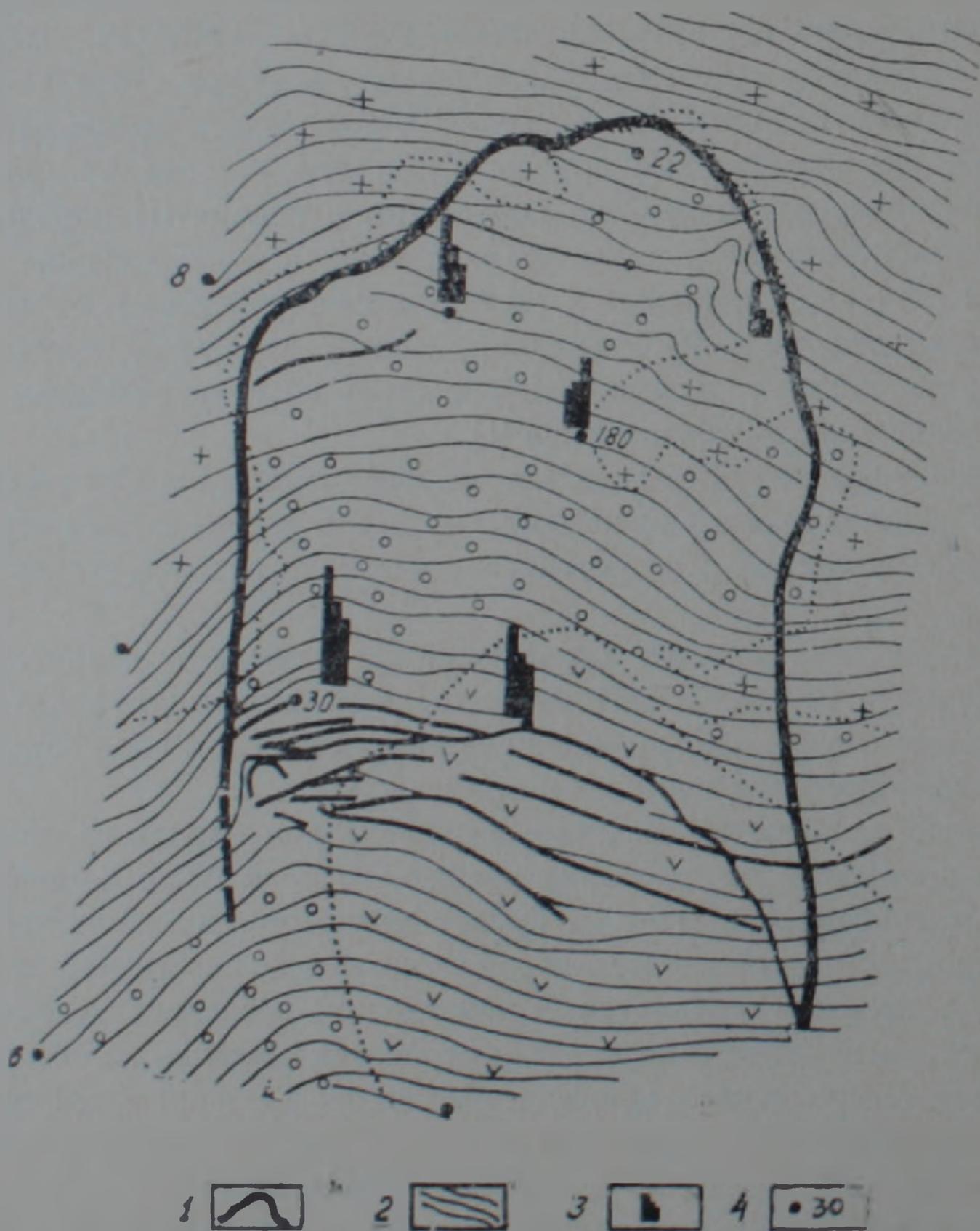
где: $T_{ст}$ — напряженность полного вектора геомагнитного поля на точках профиля.

T_v — напряженность полного вектора переменного магнитного поля, измеренная T -вариометром на станции Гярд.

Погрешность протонного магнитометра составляет ± 2 гаммы.

Согласно полученным данным, во время измерений в период декабря 1969 г. величина магнитного поля ΔT уменьшается от 4 до 14 гамм. Причем уменьшение 14 гамм происходит на участке густой концентрации системы трещин (внутри контура обвала), а на 4 гамм — в пределах контурной полосы, разграничивающей обвальную часть.

На фиг. 1 представлены контурные полосы и контур обвала. Одновременно указаны места реперов и величина поля, при повторных замерах, проведенных в июле и сентябре 1970, 1971 гг. Повторные на-



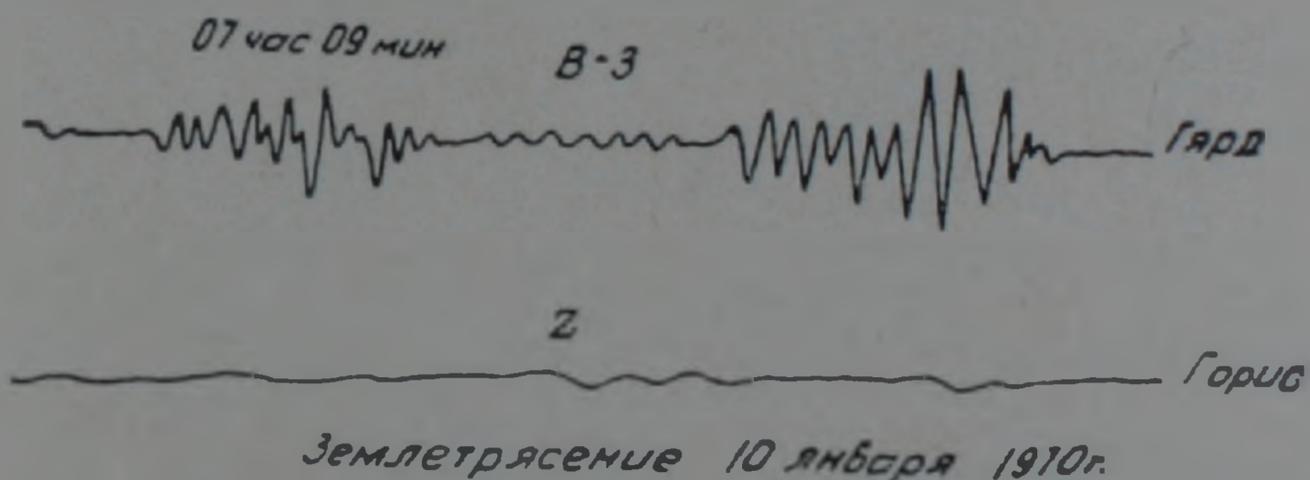
Фиг. 1. Структурная схема обвального участка. Условные обозначения: 1. Участок проявления остаточных деформаций; 2. Трещины вертикального смещения; 3. Замеры ΔT в период 1969/ХІІ—1971/Х; 4. Расположение точек на профилях.

блюдения отметили уменьшение величины геомагнитного поля на 10—16 гамм.

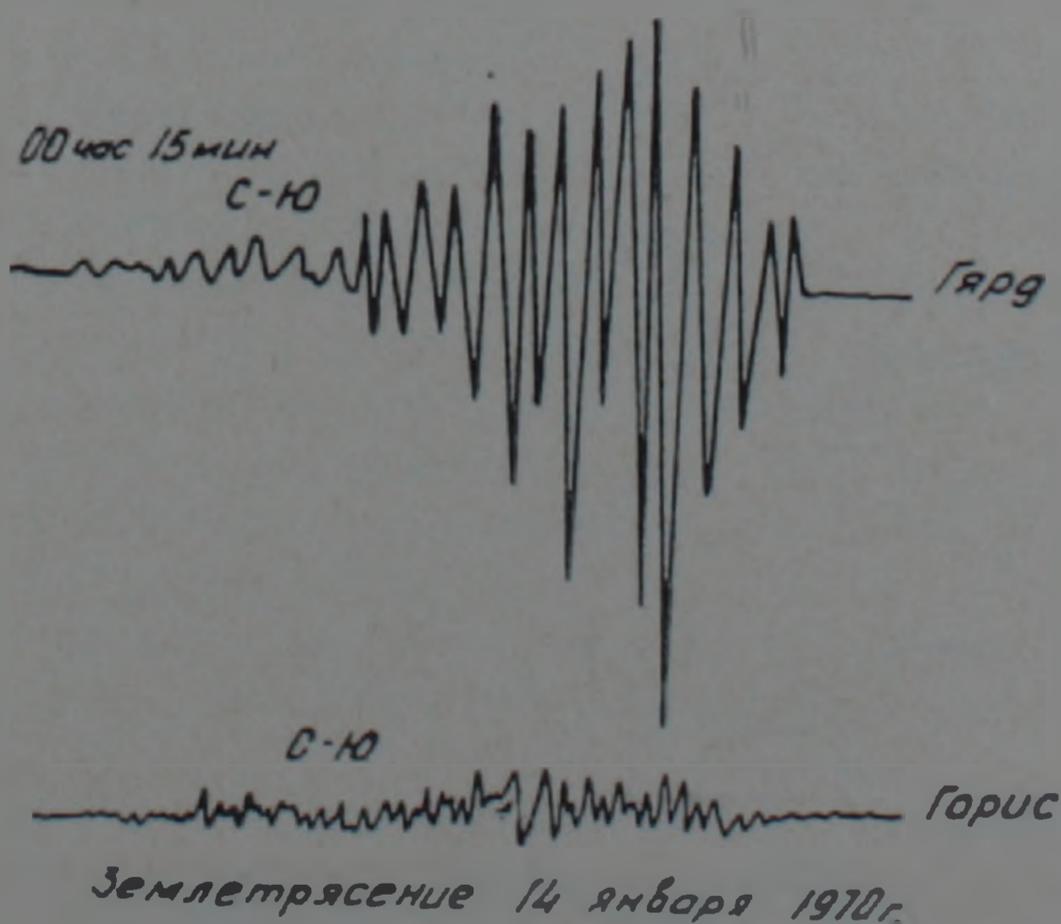
Кроме замеров протонным магнитометром ПМ-5, на обвальном участке во второй половине января 1970 г. проводились измерения Δg_a , H_a , ΔZ_a , с помощью комбинированного магнитометра Фанзелау и гравиметром ГАК-7М (№ 161). Повторные измерения ΔH_a , ΔZ_a указывали на изменение поля величиной 20—25 γ , причем изменение поля, в основном, происходит в центральной части обваливания, которые, на наш взгляд, были связаны с глубинными процессами.

Для убеждения в наших предположениях мы обратили внимание на сейсмограммы, зарегистрированные во время измерения ΔT_a , Δg_a , ΔH_a , ΔZ_a , временной сейсмической станции «Гярд», которые были сопоставлены с сейсмограммами ст. Горис (ИФЗ АН СССР, 40 км от ст. Гярд).

На фиг. 2, 3, приведены копии сейсмограмм, полученных на сейсмической станции Гярд, на которых четко видны микроземлетрясения. Как видно, на наших записях продолжительность колебаний составляет все-



Фиг. 2. Копия сейсмограмм землетрясения 10 января 1970 года.

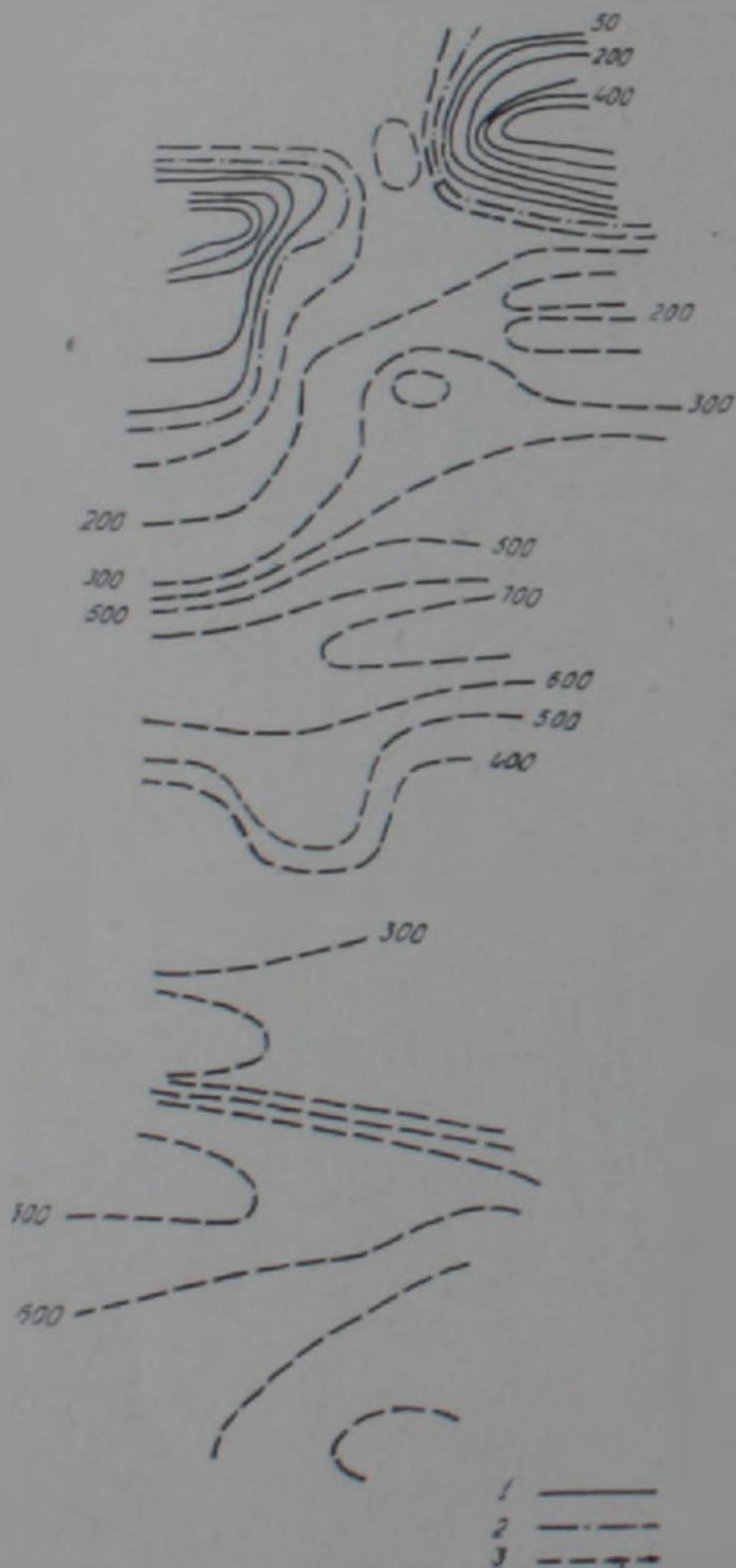


Фиг. 3. Копия сейсмограмм землетрясения 14 января 1970 года.

го 15—17 сек., где выделяются крохотные вступления Р и S волны. Средний период волны S равен 0,2—0,3 сек.

При исследовании затухания амплитуды сейсмической волны от расстояния выяснилось, что не все микротолчки записываются Горисскими станциями, сравнительно слабые микротолчки на пути распространения затухают, а амплитуды записанных землетрясений очень маленькие (фиг. 2—3). Когда амплитуда (в микронах), записанная на с/ст. «Гярд» $A_{\mu} \gg 1,3$, то на с/ст. «Горис», где увеличение прибора соизмеримо с увеличением прибора в «Гярде», данная амплитуда регистрируется. При амплитуде, меньшей указанного числа, в Горисе регистрация не происходит, ввиду затухания от расстояния.

Указанное распределение зависит от путей распространения волны и от упругих свойств среды. Но главным образом амплитуды и направления сейсмических колебаний зависят от характера смещений, происшедших в очаге, т. е. от механизма очага землетрясения.



Фиг. 4 Карта Z_a (пос. Гярд) обвального участка. Условные обозначения: 1) положительные изолинии; 2) нулевые изолинии; 3) отрицательные изолинии.

Анализ данных, полученных в Гярде, показывает, что микроземлетрясения этой территории, в основном, связаны с сильными толчками,

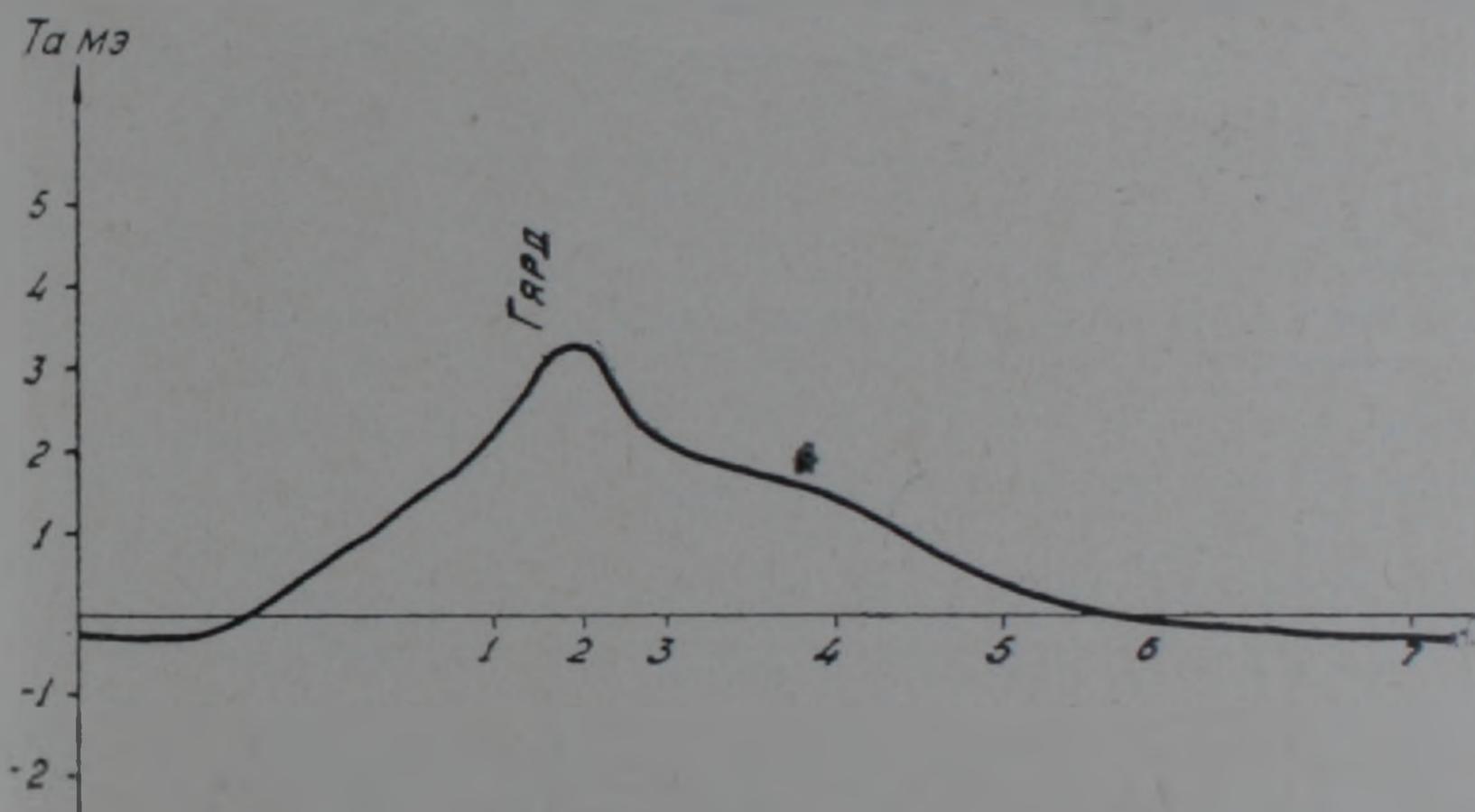
происшедшими 9 июня 1968 г. и что физический процесс в очаге еще продолжается. В этом случае, нижележащие горные породы должны испытывать колебание внутренних напряжений, что и приведет к изменению магнитного поля на поверхности.

Попытаемся дать приближенную теоретическую оценку ожидаемого эффекта магнитного поля на обвальном участке.

На основе съемки по профилям ΔZ_a составили карту аномального поля обвального участка. Величина аномального поля вычислялась по формуле:

$$Z_a = Z_{абс} - Z_n.$$

Величина нормального поля была взята с карты нормального поля за эпоху 1965 г.



Фиг. 5. Кривая T_a по профилю 1—1 (Гярд) ($h=4200$ м), абсолютная высота съемки.

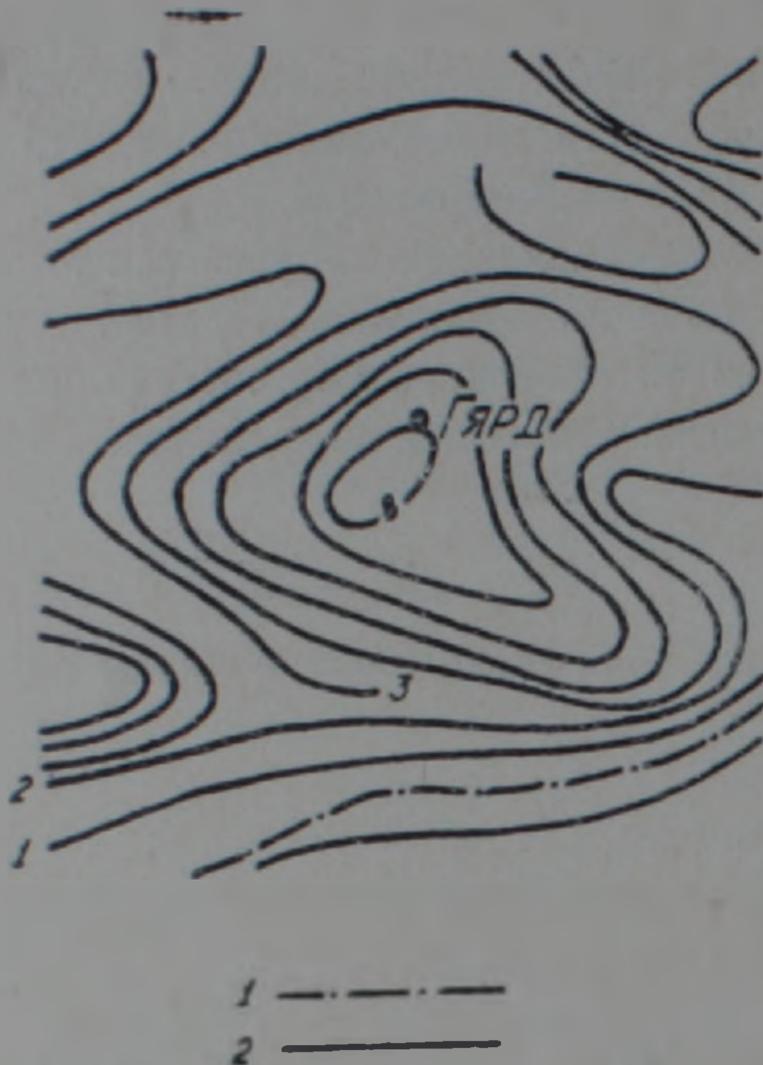
На фиг. 6 приведена Z_a — поля на обвале. Как видно из фиг. 6, аномальное поле в основном имеет отрицательное значение — сред. 700 га.м.м, а на северном участке переходит до ± 400 га.м.м.

На фиг. 5, на основе аэромагнитной карты с высоты полета $h=4200$ м (Т. А. Милай), приведен профиль, проходящий через пос. Гярд.

Эпицентральной зона Зангезурского землетрясения 1968 г. совпадает с осью линейной магнитной аномалии, судя по тому, что указанная аномалия отмечается при аэромагнитной съемке на значительной высоте (4 км над уровнем моря) [3].

На фиг. 6 представлена аэромагнитная карта T_a пос. Гярда с высоты полета 1200 м (залегание аномального тела в данном случае $h=800$ м).

На основе карт ΔT_a ($h=4200$ м) и согласно [4] при [2] условии, что на глубине 3500 м породы обладают $J_r = 1000 \cdot 10^{-6}$ CGSM, получим



Фиг. 6. Схематическая аэромагнитная карта пос. Гярд, абсолютная высота полета 1200 м. Условные обозначения: 1) нулевые изолинии; 2) положительные изолинии через 1 мГ.

$$\frac{\partial T}{\partial J} dJ = 8 \gamma,$$

а при случае $T_a (h=1200 \text{ м})$ и на основе карт Z_a ожидаемый эффект в магнитном поле соответственно получим

$$\frac{\partial T}{\partial J} dJ = 16 \gamma, \quad \frac{\partial z}{\partial J} dJ = 14 \gamma.$$

Исходя из вышесказанного материала, можно сделать следующие выводы:

1. Резко дифференцированные движения являются причиной возникновения пульсационных напряжений и вместе с тем образования остаточных деформаций.

2. Сейсмические данные подтверждают о продолжающейся пульсации очага, в виде микроземлетрясения, что появление остаточных деформаций тектонического характера является прямым следствием происходящих пульсаций и указывает на то, что напряжение в очаге в данный момент постепенно разгружается.

3. Внутренние процессы приводят к изменению магнитного поля на поверхности на величину, примерно, 15 γ .

4. Теоретическая оценка с учетом аномального T_a , Z_a поля указывает изменение поля—10—16 γ .

Լ. Ա. ՀԱԽՎԵՐԴՅԱՆ, Ա. Խ. ԲԱՎՐԱՄՅԱՆ, Ի. Ա. ՍԻՐՈՒՆՅԱՆ

ՄՆԱՅՈՐԴԱՅԻՆ ԳԵՅՈՐԴԱՑԻՈՆՆԵՐԻ ԳԻՆԱՄԻԿԱՅԻ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒՄԸ
1968 Թ. ԶԱՆԳԵՂՈՒՐԻ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԻ ԷՊԻԿԵՆՏՐՈՆԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

1968 թ. Զանգեղուրի երկրաշարժի էպիկենտրոնային շրջանում՝ Գյարդում առաջացած մնացորդային դեֆորմացիաների և նրանց հետևանքը հանդիսացող լարվածությունների ուսումնասիրումը, մասնավորապես երկրաշարժեր կանխագուշակելու գործում, իրենից ներկայացնում է գործնական հետաքրքրություն: Այդ հարցի հետ կապված մենք աշխատել ենք հողվածում ներկայացնել միացյալ երկրաբանա-երկրաֆիզիկական ուսումնասիրությունների մի քանի նախնական արդյունքներ:

1969 թ. դեկտեմբերից սկսած, պրոտոնային մագնիտոմետրերի օգնությամբ կատարված չափումները ցույց տվեցին, որ այդ շրջանում նկատվում է ԱԿ-ի մեծության փոփոխություն ժամանակի ընթացքում 6—16γ-ի սահմաններում, ընդ որում 16γ-ի փոփոխությունը նկատվում է առաջացած ճեղքերի խտացման շրջանում:

1970 թ. հունվարի 2-րդ տասնօրյակից կատարված միացյալ երկրաբանա-երկրաֆիզիկական ուսումնասիրությունները մեզ հանգեցնում են հետևյալին.

1. Խիստ դիֆերենցված շարժումը հանդիսանում է պուլսային լարվածության առաջացման պատճառ, որը հանգեցնում է մնացորդային դեֆորմացիայի առաջացման:

2. Սեյսմիկ տվյալները հաստատում են, որ օջախը շարունակում է գործել պուլսային ձևով, որը թույլ երկրաշարժերի առաջացման պատճառ է հանդիսանում:

3. Խորքային և մակերեսին մոտ լարվածությունները պայմանավորում են մագնիսական դաշտի վեկտոր ԱԿ-ի և ուղղաձիգ ԱԶ-ի բաղադրիչի փոփոխությունը, որն արտահայտված է մակերեսում 16 x-ի մեծությամբ:

4. Աերոմագնիսական հանույթի ԱԿ և ԱԶ-ի քարտեզները և նրանց հիման վրա կատարված մոտավոր տեսական հաշվարկները ցույց են տալիս, որ սպասվող, այսպես կոչված «սեյսմոմագնիսական էֆեկտը» մակերեսում կլինի 8—16γ-ի մեծության, որը ժամանակակից սարքերի օգնությամբ գրանցվում է հեշտությամբ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Алоян П. Г. Геотектонические условия и механизмы возникновения Зангезурских землетрясений 1968 года. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1970.
2. Безуглая Л. С., Ахвердян Л. А. Изучение физических свойств горных пород. Результаты комплексного изучения Зангезурского землетрясения. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1973.
3. Горшков Г. П., Рустанович Д. Н., Милай Т. А. Сейсмологические условия возникновения Зангезурского землетрясения 9 июля 1968 г. Известия АН СССР, Физика Земли, № 6, 1973.
4. Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И., Ларионов В. А., Черемисин В. Г. Байкальский геодинимический полигон. Новосибирск, 1970.