

УДК 550.384.3

Ц. Г. АКОПЯН, В. В. НАГАПЕТЯН, Г. В. РАССАНОВА, Ю. П. СКОВОРОДКИН

СЕЙСМОМАГНИТНЫЙ ЭФФЕКТ НА ЗАНГЕЗУРСКОМ ПОЛИГОНЕ

Выяснение связи между сейсмическими и магнитными явлениями является одной из важнейших проблем геофизики. Исследованиям магнитного эффекта землетрясений в Советском Союзе, Америке и Японии были посвящены многочисленные работы [2, 3, 4]. Изучение локальных вариаций геомагнитного поля показало, что в сейсмически активных районах в некоторых случаях существуют изменяющиеся во времени магнитные аномалии.

Результаты многочисленных лабораторных исследований показывают, что образцы горных пород, обладающие магнитной восприимчивостью χ_0 и остаточной намагниченностью $I r_0$, под влиянием давлений ΔP изменяют свои свойства на величины:

$$\Delta \chi = \beta \cdot \chi_0 \cdot \Delta P \text{ и } \Delta I r_0 = \gamma \cdot I r_0 \cdot \Delta P,$$

где

$$\beta = \frac{1}{\chi_0} \frac{d\chi}{dP}, \quad \gamma = \frac{1}{I r_0} \frac{d I r_0}{dP}.$$

 P — давление.

Таким образом, по изменению намагниченности горных пород под давлением можно оценить ожидаемое изменение геомагнитного поля из поверхности Земли под влиянием тех или иных тектонических процессов на глубине. Достижения в области теоретических и экспериментальных исследований по изучению зависимости магнитных свойств горных пород от давлений за последние годы позволили произвести расчет величины сейсмомангнитного эффекта, исходя из конкретных условий проявления сейсмических событий.

В настоящей работе дается оценка сейсмомангнитного эффекта Зангезурского землетрясения 1968 г. Пользуясь заданным распределением напряжений в районе очага, данными лабораторных исследований пьезомагнитных особенностей горных пород, слагающих изучаемый район, и имея параметры очага землетрясения, можно вычислить локальные вариации геомагнитного поля, которые появляются из-за изменения давления в горных породах. В зависимости от ориентации сброса относительно направления намагниченности горных пород можно построить графики сейсмомангнитных аномалий горизонтальной, вертикальной составляющих и полного вектора поля. Сейсмомангнитный эффект, связанный с освобождением давлений вдоль поперечного сдвига, происшедшего под углом Φ к направлению намагничивания горных пород, подобен по-

явлению погруженного горизонтального диполя, ориентированного под углом $2\varphi \pm \frac{\pi}{2}$.

Коренными породами, выходящими на дневную поверхность в районе Зангезурского землетрясения 1968 г., являются интрузивные породы Баргушатского хребта, которые геологи относят к третичному возрасту. Кроме того, в пределах этого хребта имеются, по-видимому, и более древние интрузии.

Гехи-Гярдский интрузивный массив, к которому приурочен эпицентр землетрясения 1968 года, протягивается по южному склону Баргушатского хребта. Массив прорывает осадочные образования палеозоя и вулканогенную толщу эоцена.

Исследуемый район является сейсмически активной областью. По карте сейсмического районирования СССР он входит целиком в 8-балльную зону сейсмической опасности [1].

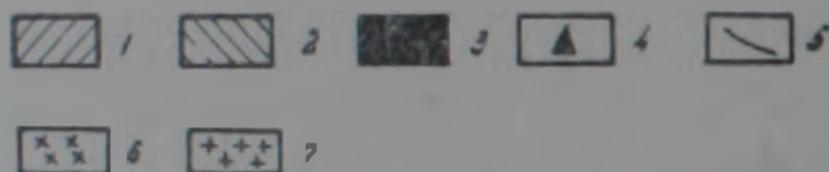
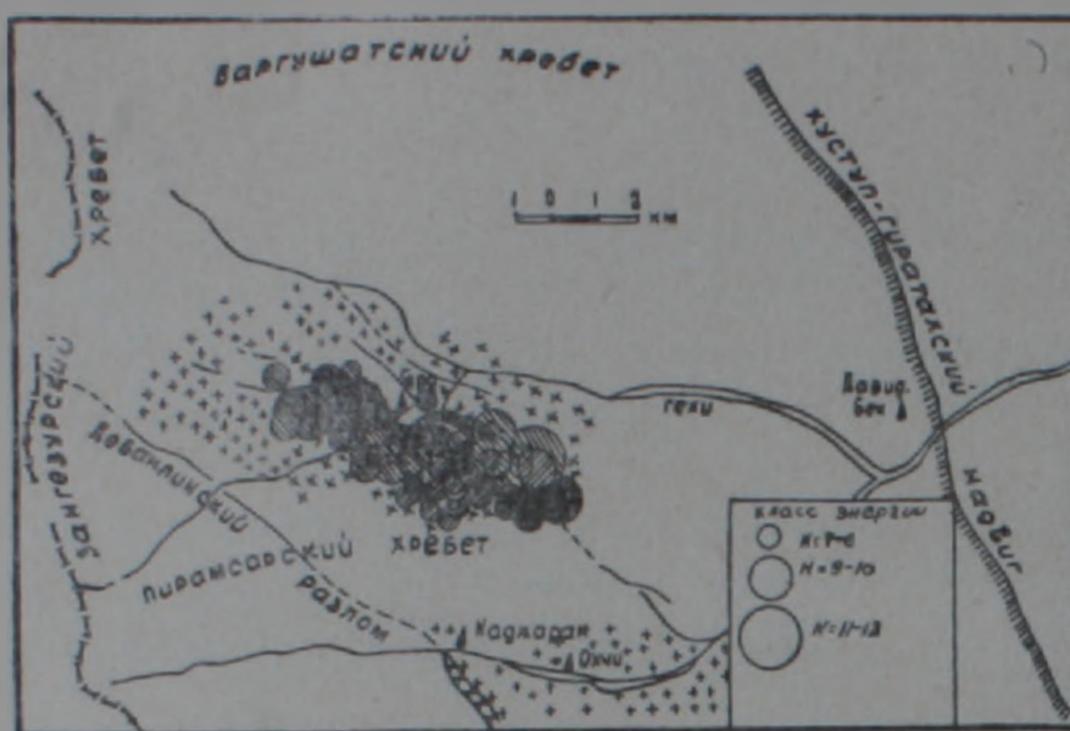
Район находится на Зангезурской тектонической ступени, заключенной между крупными разломами: Дебаклинским разломом на западе и Хуступ-Гиратахским—на востоке, и содержит ряд тектонических нарушений различных направлений. Основными среди них являются Лернадзорский, Карсский разломы северо-западного простирания и Чайкендская полоса повышенной тектонической напряженности. Через Гехи-Гярдский массив почти в субширотном направлении проходит разлом глубинного заложения. Разрывная зона Зангезурского землетрясения 1968 г. близка к узлу пересечения названных тектонических нарушений (фиг. 1).

Лабораторные исследования поведения магнитной восприимчивости χ и остаточной намагниченности I_r горных пород Зангезурского полигона под давлением и при повышенных температурах проводились на установке, сконструированной и изготовленной в ИФЗ АН СССР. Установка позволяет измерять начальную магнитную восприимчивость в направлении оси сжатия образца и под углом к оси сжатия, а также вертикальную и горизонтальную составляющие вектора остаточной намагниченности. Измерения проводились в различных интервалах давлений, температур и в магнитных полях различной величины.

Фазовый состав ферромагнитных фракций образцов изучался на термомагнитометре, изготовленном в ИФЗ.

Так как горные породы сейсмоактивных районов неоднократно подвергаются действию напряжений, сейсмомагнитный эффект должен быть обусловлен, главным образом, обратимыми изменениями остаточной намагниченности I_r и магнитной восприимчивости χ в зависимости от давлений.

Как показали эксперименты, изменения $I_r(P)$ и $\chi(P)$ могут содержать обратимую и необратимую части. Необратимые измерения всегда максимальны при первом наложении и снятии давления. При повторных наложениях и снятии давления, не превышающего первоначальное, необратимые изменения стремятся к нулю, и основную



Фиг. 1. Карта эпицентров афтершоков Зангезурского землетрясения 9 июня 1968 г., по данным Д. Н. Рустановича. 1 — глубина очага 2—3 км; 2 — глубина очага 4—5 км; 3 — глубина очага — 6—7 км; 4 — сейсмические станции; 5 — разломы; 6 — гранодиориты; 7 — порфириовидные гранодиориты.

роль играют обратимые изменения. Исходя из этих соображений, нами была выработана соответствующая методика исследований поведения остаточной намагниченности I_r и начальной магнитной восприимчивости χ_0 . Вначале образец подвергается максимальному сжатию $P_{\text{макс}}$. После этого давление снимается и измеряются величины магнитных характеристик.

Затем образец подвергается последовательному нагружению и разгрузке по схеме:

$$0 \rightarrow P_1 \rightarrow P_2 \rightarrow P_3 \rightarrow \dots \rightarrow P_{\text{макс}} \rightarrow \dots \rightarrow P_1 \rightarrow 0.$$

Замер I_r и χ производится для каждого фиксированного значения давления.

Кроме того, были проведены исследования обратимых изменений магнитных характеристик образца по другой схеме:

$$0 \rightarrow P_1 \rightarrow 0 \rightarrow P_2 \dots \rightarrow P_{\text{макс}} \rightarrow 0.$$

Величина магнитной восприимчивости χ замерялась соответствующими датчиками по двум направлениям: параллельно оси сжатия и перпендикулярно.

Температурные исследования проводились следующим образом: нагретый до определенной температуры образец предварительно выдерживался 30 минут при этой температуре, а затем подвергался давлениям. Нами были выбраны температурные интервалы: 20, 150, 300 °С.

При изучении фазового состава ферромагнитных фракций было установлено, что все образцы Зангезурского полигона, представляющие интрузивные породы, характеризуются высокой точкой Кюри. Поэтому в первом приближении можно предположить, что магнитоактивный слой распространяется на значительную глубину и что очаг землетрясения 1968 г. находится в магнитоактивном слое.

Исследования χ и I_r под давлением показали, что интрузивные породы Зангезурского полигона, представленные аплитовидными гранитами, гранодiorитами, габбро-диоритами и диоритами, обладают значительно большими коэффициентами β , γ , чем эффузивные породы Ахурянского и Гарнийского районов.

Величина χ колеблется в пределах от $520 \cdot 10^{-6}$ СГС до $2910 \cdot 10^{-6}$ СГС. Величина β изменяется в пределах от $1,2 \cdot 10^{-4} \frac{\text{см}^2}{\text{кг}}$ до $3,3 \cdot 10^{-4} \frac{\text{см}^2}{\text{кг}}$. Коэффициент β уменьшается при повышении температуры от 20 до 300°C в пределах от 5 до 30%.

Величина I_r для образцов Зангезурского полигона колеблется в пределах от $60 \cdot 10^{-6}$ СГС до $6550 \cdot 10^{-6}$ СГС. Величина γ близка к $3,7 \cdot 10^{-6}$ СГС и при повышении температуры до 300°C значительно уменьшается. Характер изменения $I_r(P)$ позволяет предположить существование у образцов вязкой намагниченности. Согласно результатам исследований образцы пород изучаемого района обладают достаточно большой скоростью роста вязкой намагниченности, поэтому можно предположить, что в течение времени между двумя последовательными сейсмическими событиями может образоваться значительная по величине вязкая намагниченность, а ее изменения под действием напряжений могут дать вклад в сейсмомагнитный эффект.

Расчет сейсмомагнитного эффекта

С помощью сети сейсмических станций сейсмологами ИГИС АН Арм. ССР и ИФЗ АН СССР была выявлена эпицентральная зона Зангезурского землетрясения 1968 года. Протяженность и направленность главного тектонического нарушения Зангезурского землетрясения характеризуются зоной длиной в 8—9 км и шириной до 3 км, простирающейся полосой в направлении с запад-северо-запада на восток-юго-восток. Таким образом, для расчета мы приняли L -длину зоны разрыва, равной 8 км. По методике А. В. Введенской, В. И. Широкова провела определения напряженного состояния и возможных направлений плоскостей разрыва для землетрясения 1968 года. Ось сжатия ориентирована почти меридионально. Азимут ее составляет 347°. Угол наклона к горизонтальной плоскости близок к 12°.

Наиболее вероятной плоскостью разрыва является плоскость почти широтного простирания, направление которой соответствует простиранию эпицентральной зоны. Глубина фокальной разрывной зоны опреде-

ляется по сейсмическим данным от 2 до 7 км. Для наших расчетов взята средняя глубина — 5 км.

Максимальное избыточное снятое напряжение в эпицентре землетрясения P_0 берется равным $100 \frac{\text{кг}}{\text{см}^2}$ согласно результату подсчета по формуле:

$$P_0 = \frac{4}{\pi} \sqrt{\frac{L}{Z_0}} \cdot \frac{M}{(L \cdot Z_0)^{3/2}}, \quad (1)$$

где L — усредненная длина разрыва, Z_0 — средняя глубина очага главного толчка и афтершоков землетрясения, M_0 — сейсмический момент, определяемый графически по величине магнитуды, определенной сейсмологами. Для главного толчка Зангезурского землетрясения 1968 г. магнитуда равна 5.

Напряжения, действующие в процессе землетрясений, сильно меняются, и любое аналитическое представление их является большим упрощением из-за невозможности точного представления реального распределения тектонических напряжений. Тем не менее простая теоретическая модель напряжений является вполне применимой для вычисления формы и величины сейсмомангнитной аномалии, которую мы можем ожидать в натуре.

Модель, принимаемая нами, является простым сбросом в породах, представляющих собой однородное, изотропное по механическим свойствам тело. Это согласуется с данными, полученными сейсмическими методами и приведенными выше.

Сброс простирается от поверхности вниз до слабого слоя, который не выдерживает поперечного давления; предполагается, что распределение давлений по вертикали является постоянным в рассматриваемой области, поэтому задача сводится к двумерной (в системе координат x, y).

Мы рассматриваем поперечный сброс вдоль оси x координатной системы x, y . Во время землетрясения движение направлено вдоль направления $\frac{L}{2} < x < \frac{L}{2}$. Освободившееся давление в месте сдвига имеет максимальную величину P_0 в фокусе ($x=0, y=0$), уменьшается к краям и равно нулю в конечных точках движения. Этим условиям удовлетворяет простое аналитическое выражение для P :

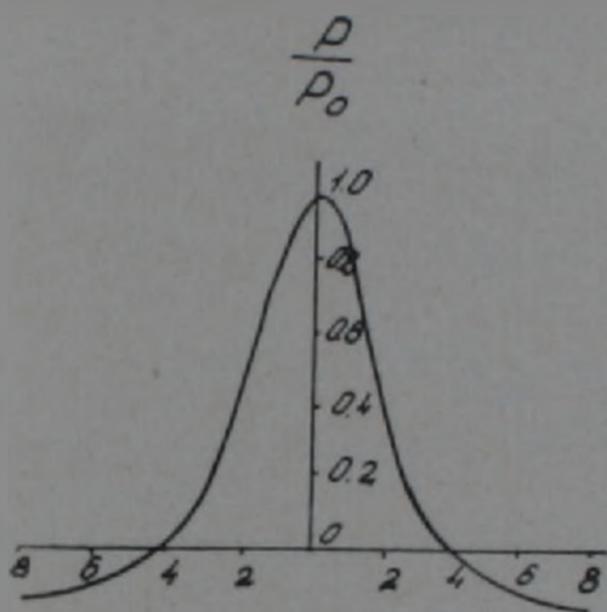
$$\frac{P}{P_0} = \left(\frac{L}{2}\right)^2 \frac{\left(\frac{L}{2}\right)^2 + y^2 + x^2}{\left[\left(\frac{L}{2}\right)^2 + y^2 + x^2\right]^2}; \quad (2)$$

Эту формулу для описания картины распределения напряжений в эпицентральной зоне землетрясения при поперечном сбросе эмпирически вывел Стаси [6]. На фиг. 2 представлено изменение амплитуды напряжений в направлении оси диполя ($y=0$). На фиг. 3 представлен график

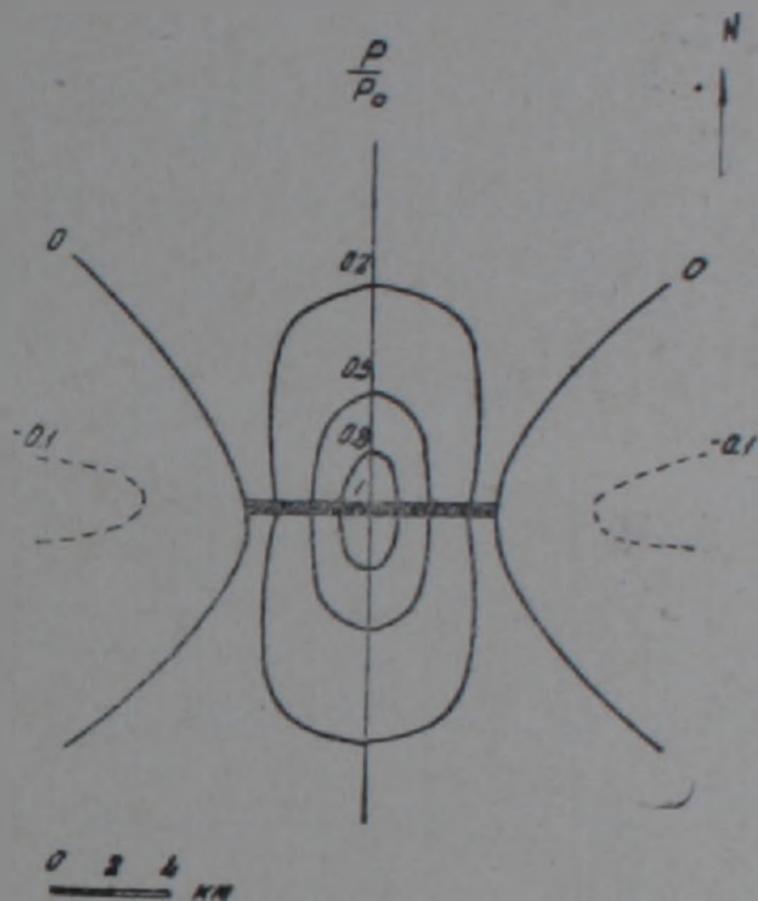
распределения напряжений относительно эпицентра землетрясения, рассчитанного для условий Зангезурского землетрясения 1968 года.

Имея определенный объем горных пород, однородный по магнитным свойствам, и картину распределения горизонтальных напряжений в данном объеме, мы можем уподобить действие этих напряжений действию магнитного горизонтального диполя, расположенного соответственно сейсмическим данным.

В рассматриваемом случае длина диполя соответствует средней



Фиг. 2. Изменение амплитуды напряжений в направлении оси диполя ($y = 0$).



Фиг. 3. Распределение напряжений относительно эпицентра землетрясения, рассчитанного для условий Зангезурского землетрясения 1968 г.

длине разрывной зоны землетрясения, а ориентация диполя в пространстве, т. е. ориентация разрывной зоны — практически широтная.

Исходя из дипольного распределения поля были получены следующие дифференциальные уравнения, отображающие составляющие напряженности аномального поля по координатным осям:

$$d^2 H_x = \Delta I \cdot Z_0 \cdot \frac{(2x_1^2 + x_1^2 y_1^2 + x_1^2 Z_0^2 - y_1^2 - y_1^2 Z_0^2)}{(x_1^2 + y_1^2 + Z_0^2)^{3/2} (x_1^2 + y_1^2)^2} dx dy \quad (3)$$

$$d^2 H_y = \Delta I \cdot Z_0 \cdot \frac{x_1 y_1 (3x_1^2 + 3y_1^2 + 2Z_0^2)}{(x_1^2 + y_1^2 + Z_0^2)^{3/2} (x_1^2 + y_1^2)^2} dx dy \quad (4)$$

$$d^2 H_z = \Delta I \cdot x_1 \left[\frac{1}{(x_1^2 + y_1^2)^{3/2}} - \frac{1}{(x_1^2 + y_1^2 + Z_0^2)^{3/2}} \right] dx dy, \quad (5)$$

где $x_1 = x' - x$, $y_1 = y' - y$, а x' и y' координаты любой фиксированной точки.

Уравнения (3), (4), (5) интегрируем численно относительно x и y для каждой величины x', y' с помощью осредняющей прямоугольной палетки с шагом 2 км, при этом рассматривая ΔI как функцию x, y в соответствии с характеристикой интенсивности напряжения.

Поскольку намагниченность породы в земном поле можно представить как сумму индуктивной и остаточной намагниченностей, изменение

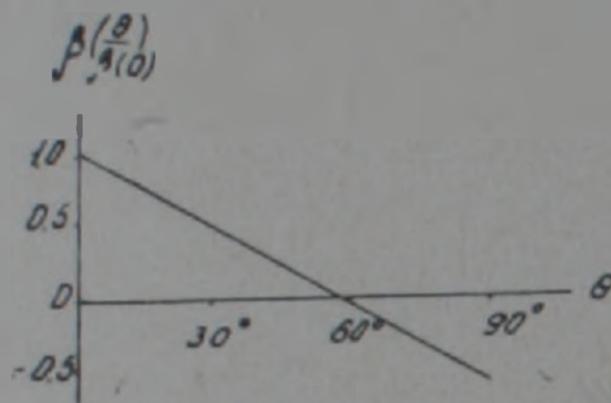
намагниченности горных пород в зависимости от давления запишется в следующей форме:

$$\Delta I(P) = \beta(T, \theta) \cdot x \cdot H \cdot \Delta P + \gamma(T, \theta) \cdot I_r \cdot \Delta P,$$

где I_r — остаточная намагниченность, θ — угол между P и H .

Согласно результатам работ Безуглой Л. С. и Сквородкина Ю. П. [2] величина и знак коэффициента β зависят от угла θ .

На фиг. 4 иллюстрируется зависимость $\beta(\theta)$. Из рисунка видно, что при $\theta = 65^\circ$ величина β равна 0. В рассматриваемом случае угол $\theta = 60^\circ$, т. е. величина β будет мала, и, следовательно, вклад индуктивной намагниченности в сейсмомагнитный эффект будет ничтожно мал.



Фиг. 4. Зависимость коэффициента β от угла θ (θ — угол между P и H).

Как указывалось выше, в породах Зангезурского полигона присутствует вязкая намагниченность. Величина коэффициента γ согласно (4) в случае вязкой намагниченности не зависит от θ . Тогда окончательно сейсмомагнитный эффект на Зангезурском полигоне будет определяться величиной:

$$\Delta I = \gamma(T) \cdot I_r \cdot \Delta P.$$

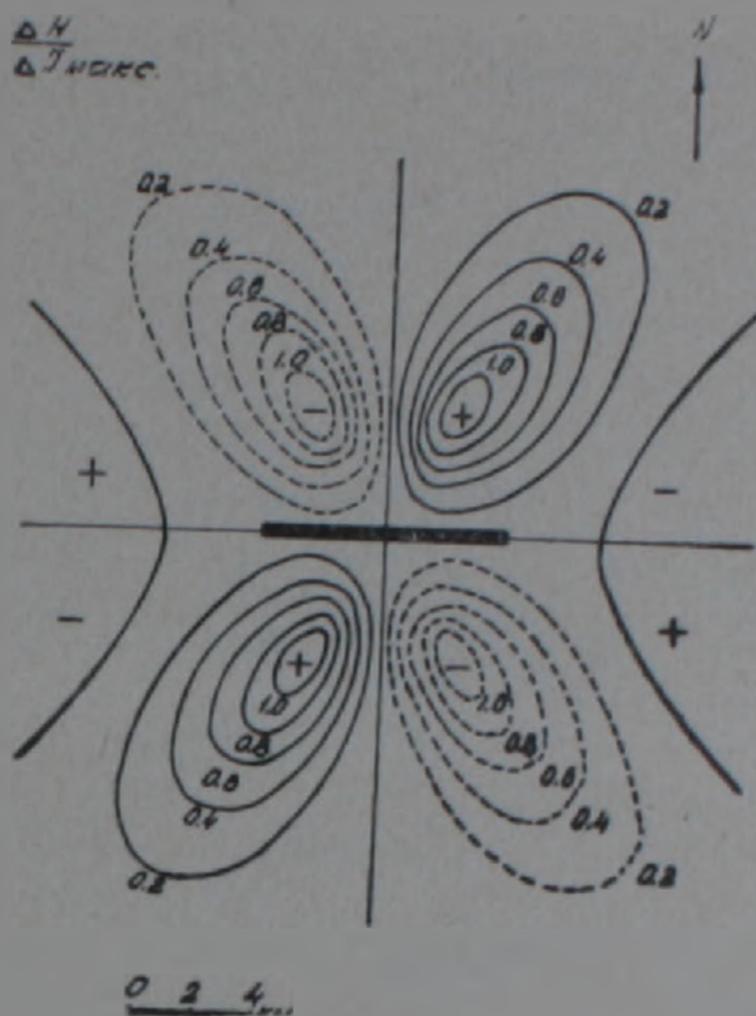
Поскольку мы рассматриваем процесс на глубине 5 км, учитывая геотермический градиент Зангезурского полигона, магнитные характеристики горных пород должны соответствовать температуре 150°C . В нашем случае температуре 150°C соответствуют средние величины:

$$I_r = 2 \cdot 10^{-3} \text{ СГС}; \quad \gamma = 2 \cdot 10^{-4} \frac{\text{СМ}^2}{\text{КГ}}.$$

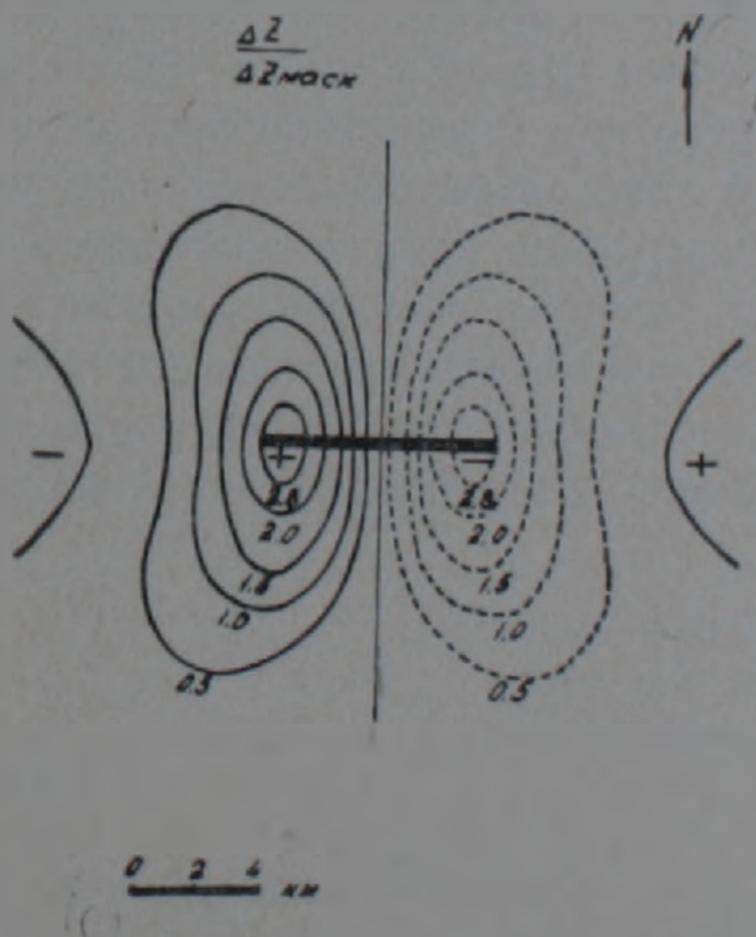
На фиг. 5 представлено поле распределения на плоскости горизонтальной составляющей ΔH аномального поля. Из рисунка видно, что относительное изменение $\Delta H / \Delta I_{\text{макс}}$ имеет максимальную величину около 1. Абсолютное изменение ΔH составляет 4 гамм.

На фиг. 6 показано распределение вертикальной составляющей ΔZ аномального поля. Относительное максимальное изменение $\Delta Z / \Delta I_{\text{макс}}$ равно 2,8, абсолютное изменение $\Delta Z = 11,2$ гамм.

Фиг. 7 демонстрирует распределение полного вектора T аномального поля. Максимальное относительное изменение $\Delta T / \Delta I_{\text{макс}}$ равно 3,5, а абсолютное изменение ΔT в условиях Зангезурского землетрясения близко 14 гамм.



Фиг. 5. Распределение горизонтальной составляющей ΔH аномального поля

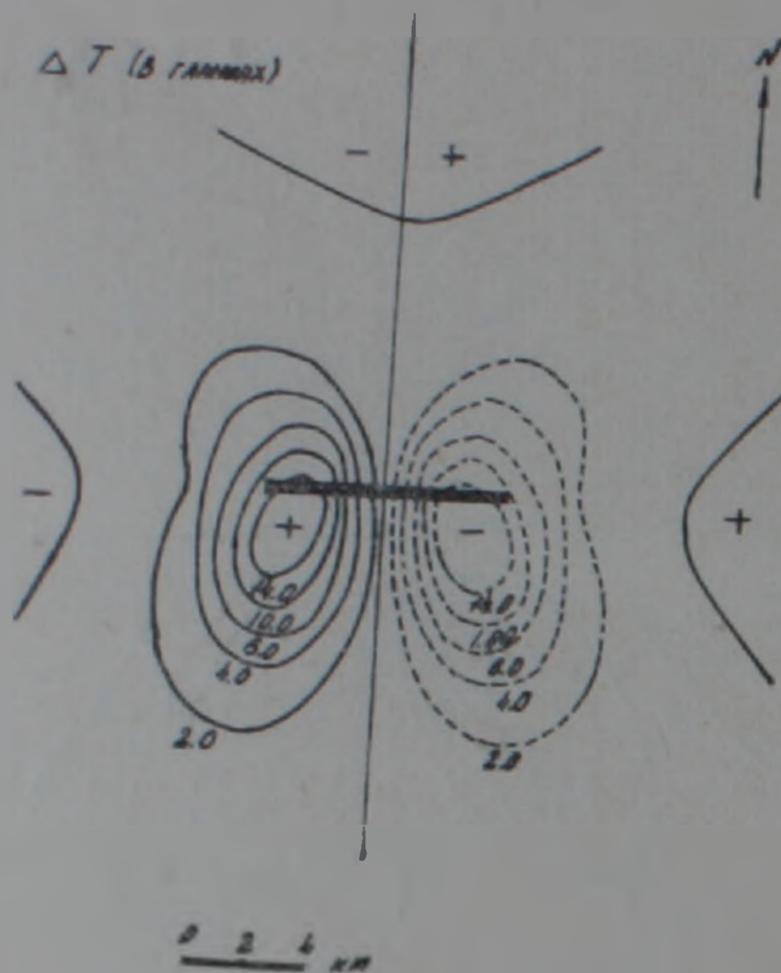


Фиг. 6. Распределение вертикальной составляющей ΔZ аномального поля.

Таким путем определено, что в пределах Зангезурского полигона величина сейсмомагнитного эффекта может иметь вполне заметную величину 14 гамм.

Если рассматривать изменение ΔT от отрицательного максимума до положительного, общее изменение поля составит 28 гамм.

Таким образом, результаты экспериментальных исследований с учетом сейсмических данных позволили произвести расчет вариации ло-



Фиг. 7. Распределение полного вектора T аномального поля.

кального геомагнитного поля, вызванной процессом снятия напряжений при землетрясении 9 июня 1968 года.

Эти расчеты показали, что при благоприятном расположении магнитометров, максимальный эффект достигает 28 гамм. Эффект такой величины может быть уверенно зарегистрирован с помощью современной магнитометрической аппаратуры. Опыт работ на ряде полигонов Советского Союза с аномальными полями различного характера позволяет считать, что эффект подобной величины может быть выделен на фоне магнитных вариаций, вызванных другими источниками. Целесообразно продолжить эти исследования для других сейсмоактивных районов Армении и, в первую очередь, в районах строительства магнитных обсерваторий.

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

Поступила 17.VII.1972.

Յ. Գ. ՀԱԿՈՐՅԱՆ, Վ. Վ. ՆԱԶԱՊԵՏՅԱՆ, Գ. Վ. ՌԱՍԱՆՈՎԱՆ, Յ. Պ. ՍԿՈՎՈՐՈՒԿԻՆ

ԶԱՆԳԵԶՈՒՐԻ ՊՈԼԻԴՐՈՆԻ ՍԵՅՍՄՈՄԱԳՆԻՍԱԿԱՆ ԷՖԵԿՏԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Տվյալ աշխատանքի նպատակն է հանդիսանում 1968 թ. Ջանգեզուրի երկրաշարժի սեյսմոմագնիսական էֆեկտի ղնահատումը, Օգտվելով օջախի շրջանում տրված լարումների բաշխումից, լեռնային ապարների սյնդոմագնիսական յուրահատկությունների լաբորատոր ուսումնասիրությունների արդյունքներից և ունենալով երկրաշարժի օջախի պարամետրերը կարելի է հաշ-

վել Երկրի մագնիսական դաշտի տեղական վարիացիաները, որոնք ի հայտ են գալիս լեռնային ապարներում ձնշման փոփոխության հետևանքով:

Ջանգեզուրի 1968 թ. երկրաշարժի գլխավոր տեկտոնական խախտման գոտին սեյսմոլոգիական տվյալներով տարածվում է 8—9 կմ երկարությամբ և ունի 3 կմ լայնություն: Խզման գոտու խորությունը դնահատվում է 2-ից մինչև 7 կմ: Հաշվի առնելով վերոհիշյալ պարամետրերը և ընդունելով երկրաշարժի էպիկենտրոնի խորությունը 5 կմ, մեր կողմից կատարվել են հաշվարկներ, որոնք ցույց են տալիս, որ անոմալ մագնիսական դաշտի լրիվ բաղադրիչի փոփոխությունը, կամ այսպես կոչված սեյսմոմագնիսական էֆեկտը տվյալ պոլիգոնում կազմում է ± 14 գամմա, որը կարելի է գրանցել ժամանակակից մագնիսական սարքերով:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Карапетян Н. К., Мкртчян С. С., Паффенгольц К. Н. Сейсмическое районирование СССР. Армения. «Наука», М., 1968.
2. Сковородкин Ю. П., Максудов С. Х. К изучению сейсмомагнитного эффекта в При-ташкентском районе. Материалы VII конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Часть II, «Наукова думка», Киев, 1970.
3. Kato J., Takagi A. Further note on the investigation of the changes in the earth's magnetic field accompanying earthquake or volcanic eruption Sei Repts Takoki Univ. Series 5, Geophysics 5 (1953), 67.
4. Stacey F. D. The seismomagnetic Effect. Pure and applied Geophysics Vol. 58, 1964