

3. Голицын Б. Б. Об углах выхода сейсмической радиации. В кн.: Избр. труды. 2. М.: Изд. АН СССР, 1960, с. 268—364.
4. Кульчицкий В. Е., Пустовитенко А. Н., Спиртус В. Б. Влияние строения среды под сейсмическими станциями на направление прихода продольных волн. Геофиз. сб., вып. 78, К.: 1977.
5. Оганесян Ш. С., Бабаджанян А. Г., Бадалян М. С., Григорян Д. С., Назаретян С. Н. и др. Исследование глубинного строения земной коры территории Армении геофизическими методами—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, XXXIV, № 5, с. 38—46.
6. Пустовитенко А. Н. Динамические параметры сейсмических волн Южно-Курильских землетрясений в связи с проблемой цунами (по наблюдениям сейсмоцунамистанции «Шикотан»). Автореф. канд. дисс., М.: 1976, 14 с.
7. Саваренский Е. Ф. Об углах выхода сейсмической радиации и некоторых смежных вопросах. В кн.: Труды геофиз. ин-та АН СССР 15/142, М.: Изд. АН СССР, 1952.
8. Сихарулидзе Д. И., Тутберидзе Н. П., Баграмян А. Х. и др. Строение, напряженно-деформированное состояние и условия сейсмичности литосферы Малого Кавказа. Тбилиси: Изд. «Мецниереба», 1983.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXIX, № 1, 65—69, 1986.

УДК 550.383.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

С. Р. ОГАНЕСЯН

К ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДАННЫХ ПОВТОРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ (ГМП) ДЛЯ ОТБРАКОВКИ ПУНКТОВ. ИСКАЖЕННЫХ АНОМАЛЬНЫМИ ВРЕМЕННЫМИ ВАРИАЦИЯМИ

В последнее десятилетие в ряде геофизических учреждений нашей страны ведутся исследования локальных изменений геомагнитного поля (ГМП)—аномалии вековой вариации, природа которых в ряде случаев может быть связана с изменением упругих напряжений в верхнем магнитоактивном слое земной коры. Соответственно предполагается, что эти изменения можно использовать при постановке прецизионных повторных измерений в сейсмоактивных регионах в качестве предвестников землетрясений [1]. При проведении повторных измерений на полигонах или маршрутах получил широкое распространение метод синхронных измерений на опорном и рядовом пункте маршрута или полигона. При этом берется разность $\Delta T = T(t)_{\text{рп}} - T(t)_{\text{оп}}$, где $T(t)_{\text{рп}}$ —наблюдаемое значение ГМП на рядовом пункте для момента времени t , $T(t)_{\text{оп}}$ —наблюдаемое значение ГМП на опорном пункте для момента времени t .

Таким образом, сопоставляя значения ΔT , измеренные в разные годы, мы можем судить о локальных изменениях поля, обусловленных изменением магнитных свойств пород, слагающих верхнюю магнитоактивную оболочку Земли. В этом случае мы имеем право предполагать, что разность между значениями, измеренными в один и тот же момент времени, не содержит в первом приближении составляющих поля внешнего источника, т. е. предполагается, что вариации в двух близких точках на расстояниях 10—15 км протекают синфазно и с равными амплитудами [3]. При этом мы также предполагаем, что изменения поля, обусловленные вековой вариацией (источники на глубине 1/2 радиуса Земли), идентичны на малых расстояниях.

Это предположение справедливо, если проводимость слоев земной коры в исследуемом регионе однородна. То есть указанное допущение справедливо при условии, что на опорном и текущем пунктах можно предполагать однородность проводимости подстилающих пород и отсутствие индукционных аномалий. В противном случае вариации, особенно короткопериодные, существенно различны, вплоть до обращения

фазы в вариациях вертикальной составляющей, что не позволяет реализовать потенциальную точность современных протонных магнитометров, на которых эти исследования базируются. Положение существенно затрудняется тем, что эти исследования выполняются на профилях секущих глубинные разломы, т. е. в таких регионах, в которых предположение об однородной проводимости поверхностного слоя земли лишено каких-либо оснований. Результатом этого является приуроченность выделенных аномалий вековой вариации к зонам заведомо неоднородной проводимости (см., например, работы [2, 4]).

Задачей настоящей заметки является иллюстрация возможности, до сих пор неиспользованной в практике оценки степени аномальности проводимости подстилающих пород по самым повторным измерениям, выполняемым одновременно на опорном и рядовом пунктах. Указанная возможность беспрельдно проста и заключается в том, что помимо сравнения средних значений T_n на опорном и рядовом пунктах, что обычно выполняется, следует сравнивать отклонение каждого индивидуального отсчета на рядовом пункте с каждым индивидуальным отсчетом на контрольном пункте или кривой $\Delta T = f(t)$.

Вышесказанное означает, что исследователи, располагающие полевыми дневниками, в которых фиксировалось время индивидуальных измерений на текущих пунктах или хотя бы время начала измерений (при условии, что последующие измерения выполнялись через равные интервалы), могут провести такую оценку, если на каждом повторном пункте выполнялось хотя бы пять измерений при интервале 1—2 минуты между измерениями.

К сожалению, специфика измерений в горной стране над сильномагнитными лавовыми полями накладывает свои ограничения и не позволяет реализовать ряд методических приемов, отработанных на других полигонах. В частности, опорный пункт обычно находится на маршруте или достаточно близко от него; выбрать место с малыми градиентами для всех пунктов невозможно. Первое ограничение может привести к тому, что в том случае, когда опорный пункт попадает в аномальную зону, эта аномалия приписывается всем текущим пунктам. Единственной возможностью для исключения этого является выбор пункта в зоне с минимальными градиентами. Второе ограничение мы обошли тем, что в каждом пункте проводили измерения на двух уровнях, предполагая, что постоянство вертикального градиента при тщательном закреплении пункта является гарантией проведения измерений в одной и той же точке и минимума ошибок.

Проиллюстрируем сказанное примером, используя данные измерений на профиле с. Гегард—оз. Севан.

На рис. 1 построена зависимость разности $\Delta T = T_{rp} - T_{op}$ для пунктов №№ 24—36, 26—36. По горизонтальной оси даны значения δT_{op} на опорном пункте (пункт № 36), по вертикальной δT_{rp} —на рядовом (пункты №№ 24, 26). Если бы вариации поля внешних источников протекали синфазно на опорном и текущих пунктах, эта зависимость представлялась бы прямой, проходящей через начало координат под углом 45° . Отклонение от указанной зависимости есть не что иное, как погрешность, обусловленная существованием аномалий проводимости, не позволяющих исключить корректно вариации поля внешних источников.

Отметим, что такие оценки полезны, поскольку еще раз позволяют дать оценку реальной точности измерений, так как точность повторных измерений определяется тремя факторами: собственно приборной погрешностью, которая для протонных магнитометров определяется последней единицей счета; погрешностью за счет установки датчика; погрешностью учета временных вариаций, которая зависит от степени не-

однородности вариации на опорном и текущем пунктах. Поскольку на каждом из пунктов выполнялась серия нескольких последовательных измерений и аналогичная серия имеется для опорного, можно сравнить каждый отсчет и сравнить среднее. Нам представляется это наиболее интересным, поскольку эта оценка базируется на уже имеющейся информации, оценка достаточно корректна и не требует информации с сети вариационных станций.

Так, в таблице даны средние значения разности текущего и опорного пунктов при осреднении по пяти, десяти, пятнадцати, двадцати и 25 измерениям.

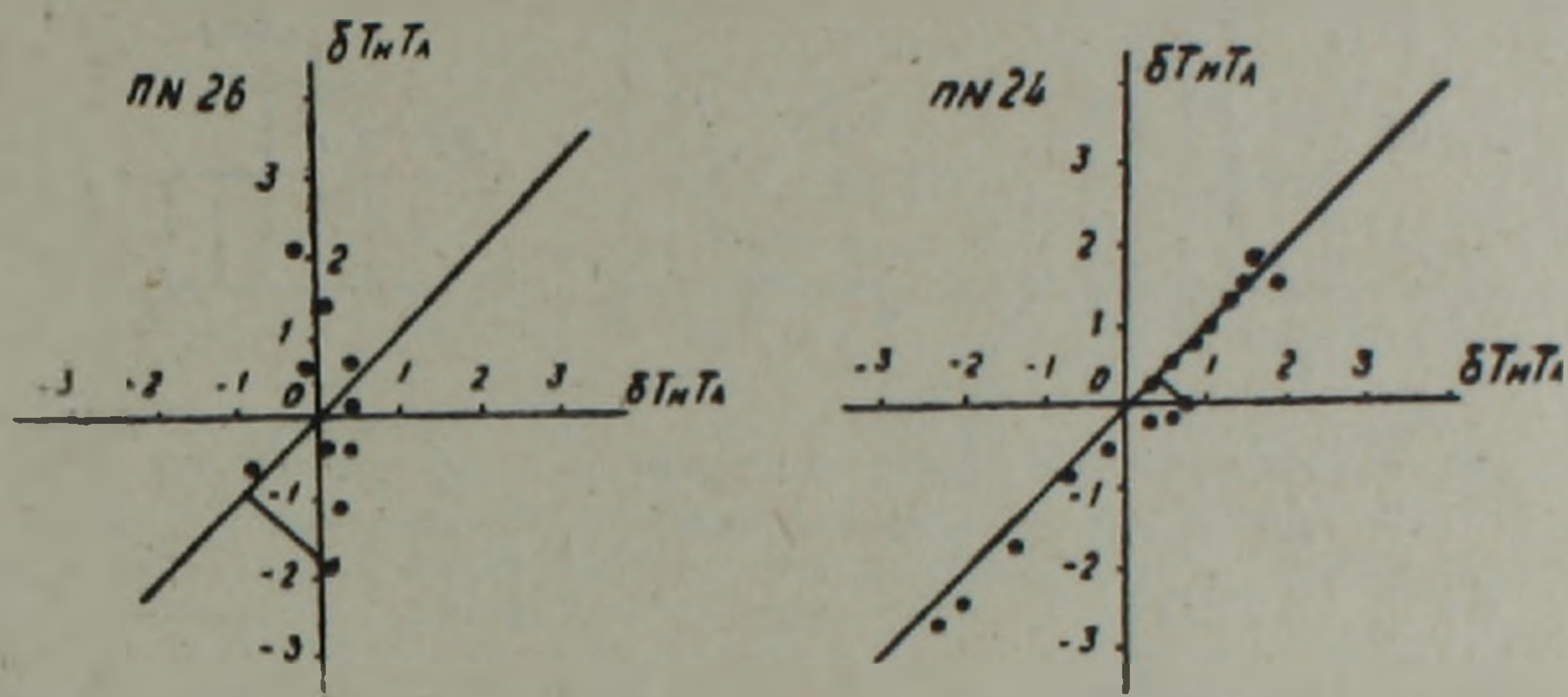


Рис. 1. График временной связи S_q вариации между ОП и п. № № 24 и 26.

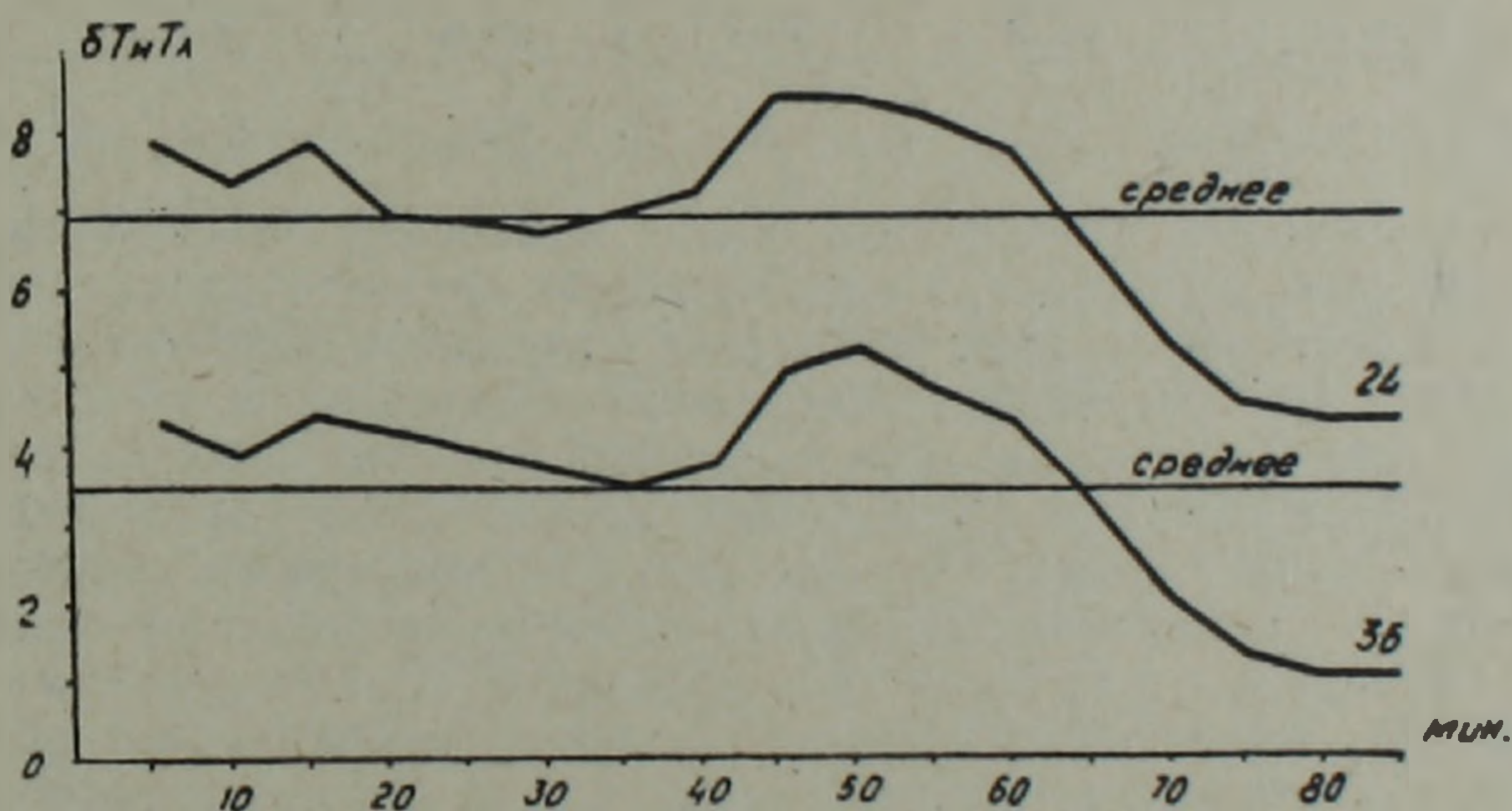


Рис. 2. Синхронная S_q вариация на пунктах 24 и 36.

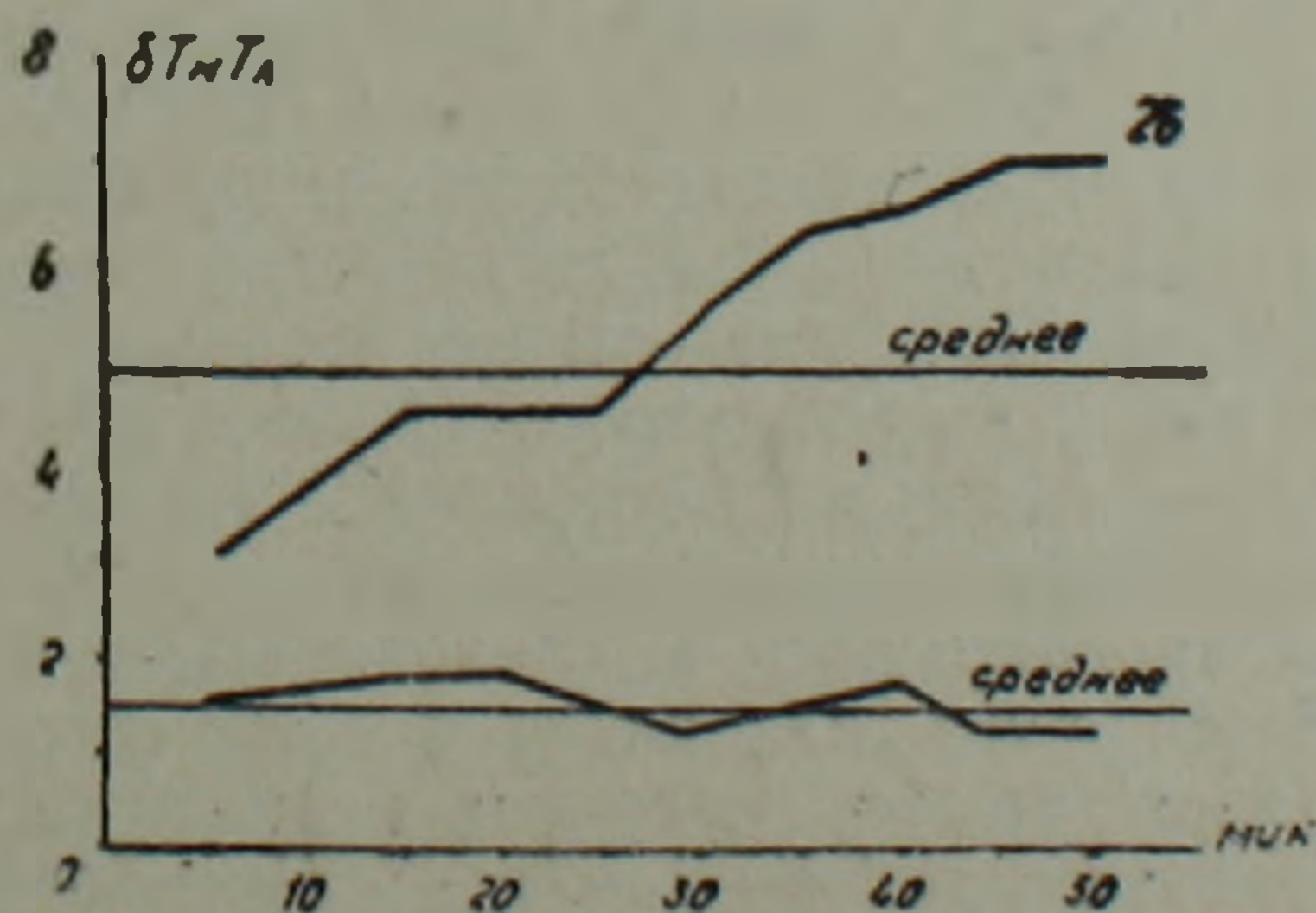


Рис. 3. Синхронная S_q вариация на пунктах 26 и 36.

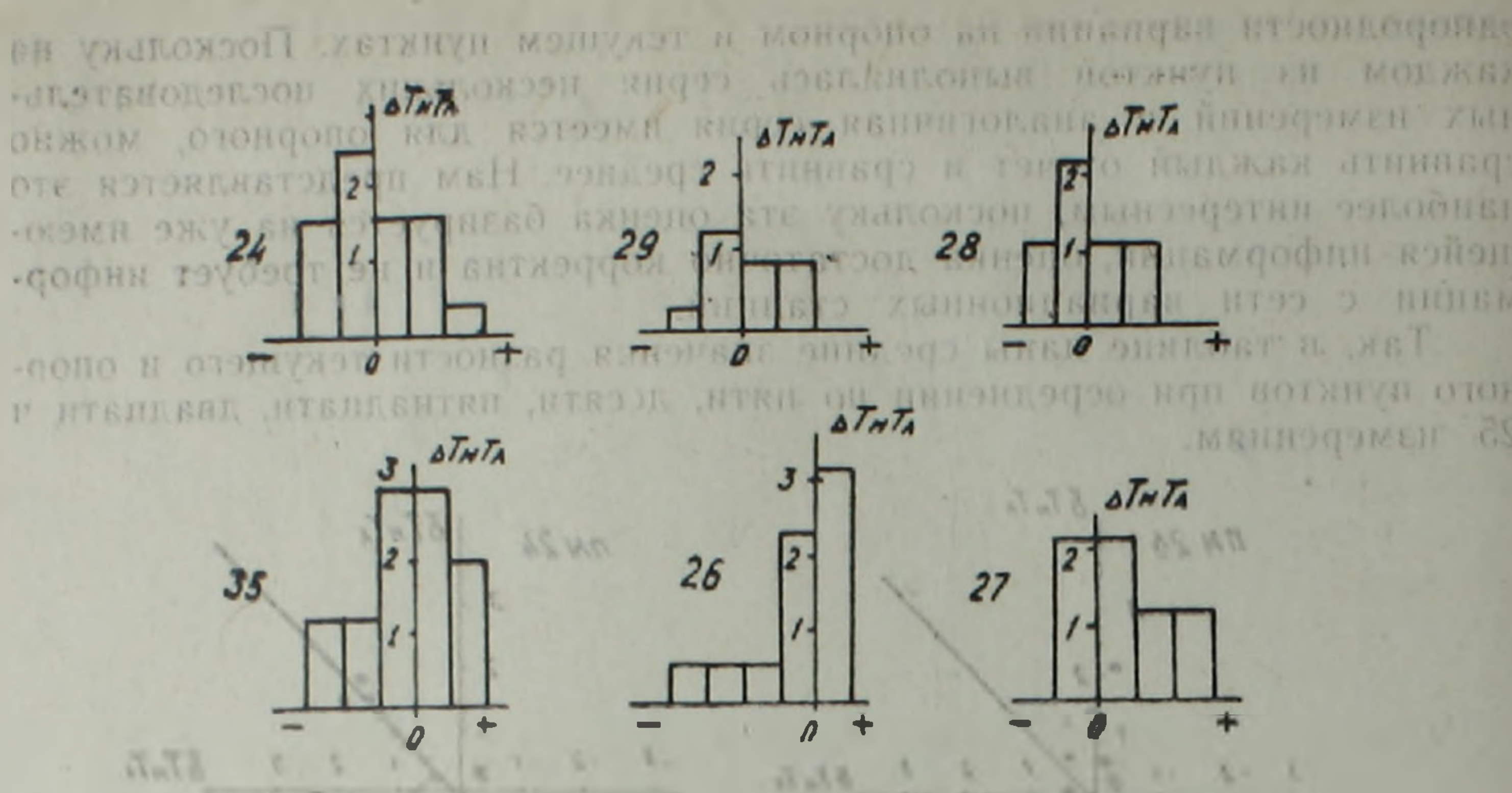


Рис. 4. Отклонения значений измерений, характеризующие тождество вариаций на опорном и рядовом пунктах.

Таблица 1

Количество измерений	5	10	15	20	25
Значение на пункте	24.3	26.2	24.9	25.5	25.2
Отклонение от среднего	1.0	0.9	0.4	0.2	0.1

Отчетливо видно, что с ростом числа измерений надежность определения среднего возрастает, а отклонение от среднего падает, причем, видимо, в осреднение должно войти для надежного определения среднего не менее 10 измерений, выполненных с интервалом 1—2 минуты.

На рисунке 2 даны значения измерений, выполненных на рядовом пункте (№ 24) и опорном (№ 36). Синхронная запись на пункте № 24 и на опорном пункте показывает для данного конкретного пункта справедливость предположения о тождественности протекания вариаций. Такое соответствие в вариации не наблюдается между пунктами № 26 и 36 (рис. 3), что свидетельствует о наличии неоднородной проводимости поверхностного слоя земной коры в районе пункта № 26. Соответственно на рис. 4 представлены гистограммы распределения отклонений от прямой линии, характеризующие гипотезу «тождество вариаций на опорном и текущем пунктах». Отметим, что в большинстве случаев погрешность случайна, на ряде пунктов, например для п. 26, наблюдается систематическое расхождение, которое иначе чем наличием индукционной аномалии на пункте интерпретировано быть не может.

Более того, приведенная гистограмма позволяет нам оценить величину реальной средней или, если это необходимо, среднеквадратической погрешности, причем в этой суммарной погрешности определяющий вклад составляет неучет аномалий временной вариации. В связи с приведенными результатами нелишне напомнить, что каждый разлом—это и неоднородность в проводимости, а, следовательно, и индукционная неоднородность (26-ой пункт находится в зоне разлома).

Приведенная гистограмма позволяет оценить величину среднеквадратической погрешности в 1,5—2 нТл. Таким образом, погрешность за счет неоднородности проводимости может лежать в пределах 2—

9 н/л. Учет этой погрешности весьма важен для определения как вековых вариаций ГМП, так и локальных изменений.

Проведенный анализ результатов на профиле с. Гегард-оз. Севан дает нам право сказать, что по данным повторных измерений возможно дать оценку степени аномальности проводимости подстилающих пород и выделить пункты, не пригодные для изучения аномалии вековых вариаций ГМП.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 24.XII.1982.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дебакрун Л. Л. и др. Регистрация изменений механических напряжений в горных породах методами прецизионной магнитометрии. Геолого-геофизические методы исследований в сейсмоопасных зонах. Фрунзе, 1981.
2. Кузнецова В. Г., Мельничик М. И. Магнитометрические исследования на Карпатском геодинамическом полигоне. Мат. IX конф. по вопр. постоянного геомагн. поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. I. Баку, 1973.
3. Пушков А. Н. О синхронных наблюдениях по профилю для выявления аномалий вековой вариации. Геомагнетизм и аэрономия, № 9, 1969.
4. Пудовкин И. М., Погредников М. М. Вариации геомагнитного поля, как возможное средство прогнозирования землетрясений. Мат. IX конф. по вопр. постоянного геомагн. поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. I, Баку, 1973.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXIX, № 1, 69—73, 1986.

УДК 550.833(479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. В. НАГАПЕТЯН

ИССЛЕДОВАНИЕ ПЬЕЗООСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД АРМЯНСКОЙ ССР ПОД ДЕЙСТВИЕМ ДАВЛЕНИЯ

В процессе экспериментов выяснилось, что при первоначальном нагружении в земном магнитном поле у большинства интрузивных и некоторых эффузивных пород из различных сейсмоактивных районов Армении наблюдается увеличение естественной остаточной намагниченности I_0 . Последующие исследования показали, что это увеличение связано с образованием пьезоостаточной намагниченности в образцах [1].

Для более точной интерпретации обсерваторских и полевых магнитометрических наблюдений необходимо определить роль пьезоостаточной намагниченности в горных породах сейсмоактивных районов. С этой целью были исследованы образцы горных пород Зангезурского и Гарнийского геодинамического полигонов Армении.

Исследованы базальты и андезито-базальты четвертичного возраста Гарнийского геодинамического полигона: гранодиориты, плагиограниты, кварцевые диориты, габбро-диориты Зангезурского полигона (с. Гярд). Магнитные параметры изученных образцов меняются в широких пределах: магнитная восприимчивость χ_0 от $520 \cdot 10^{-5}$ до $3800 \cdot 10^{-5}$ СИ, остаточная намагниченность I_0 от $200 \cdot 10^{-5}$ до $5800 \cdot 10^{-5}$