

УДК: 550.380

С. Р. ОГАНЕСЯН, А. О. СИМОНЯН  
О ВОЗМОЖНОСТИ ВЫДЕЛЕНИЯ ВТОРИЧНЫХ  
ЭФФЕКТОВ ПРИ ОЦЕНКЕ ТЕКТОНОМАГНИТНОГО  
ЭФФЕКТА

Для изучения локальных особенностей геомагнитного поля (ГМП) часто используется метод синхронных замеров [1], при котором берется разность значений модуля полного вектора напряжений ГМП между рядовым и опорным пунктами для данного момента времени  $t$ , этим определяя пространственный градиент между отмеченными пунктами:

$$\Delta T_n \cong T_{\text{нр}}(t) - T_{\text{ноп}}(t), \quad (1)$$

где  $T_{\text{нр}}(t)$  — наблюдаемое значение полного вектора ГМП для исследуемой рядовой точки в момент времени  $t$ ,  $T_{\text{ноп}}(t)$  — наблюдаемое значение полного вектора ГМП на опорном пункте в тот же момент  $t$ .

В сейсмогенных зонах в наблюдаемый пространственный градиент  $\Delta T_n$  могут входить как интересующее нас изменение ГМП тектономагнитной природы, так и аномальные изменения солнечно-суточной вариации, обусловленные индукционными эффектами, зависящими от частоты вариации, неоднородной проводимости и магнитной восприимчивости горных пород, простирающихся в район пунктов измерений.

Для определения пунктов, где могут проявляться аномальные вариации полного вектора ГМП, наблюдаемые значения приводятся к обсерваторным базисным значениям

$$T_{\text{нр}}(t) - \delta T(t) = T_{\text{ор}}(t), \quad (2)$$

$$T_{\text{ноп}}(t) - \delta T(t) = T_{\text{ооп}}(t), \quad (3)$$

где  $\delta T(t)$  — величина вариации ГМП в момент времени  $t$ .

Если базисные значения ГМП на рядовом ( $T_{\text{ор}}$ ) или опорном пункте ( $T_{\text{ооп}}$ ) не остаются постоянными в течение нескольких дней, когда образование локальных аномалий тектономагнитной природы исключается, то данный пункт является пунктом аномальной вариации.

Пространственный градиент по базисным значениям  $T_{\text{нр}}(t) - T_{\text{ооп}}(t)$ , идентично равен пространственному градиенту по наблюдаемым значениям —  $T_{\text{нр}}(t) - T_{\text{ноп}}(t)$ , в пределах ошибки измерений. Но значение градиента между пунктами обязательно меняется со временем, если на рядовом или же опорном пункте (последнее более нежелательно) вариация имеет аномальный характер. Вычисляя пространственный градиент синхронной методикой для последующих моментов времени  $t_1, t_2, \dots, t_n$

$$\begin{aligned}\Delta T_1(t_1) &= T_{\text{нр}}(t_1) - T_{\text{ноп}}(t_1), \\ \Delta T_2(t_2) &= T_{\text{нр}}(t_2) - T_{\text{ноп}}(t_2), \\ \hline \Delta T_n(t_n) &= T_{\text{нр}}(t_n) - T_{\text{ноп}}(t_n),\end{aligned}\tag{4}$$

или базисной методикой

$$\begin{aligned}\Delta T_1(t_1) &= T_{\text{ор}}(t_1) - T_{\text{ооп}}(t_1), \\ \Delta T_2(t_2) &= T_{\text{ор}}(t_2) - T_{\text{ооп}}(t_2), \\ \hline \Delta T_n(t_n) &= T_{\text{ор}}(t_n) - T_{\text{ооп}}(t_n)\end{aligned}\tag{5}$$

мы получим меняющийся во времени ряд пространственного градиента для рядового пункта, если предполагать, что в опорном пункте нет аномальных изменений в  $S_2$  вариации.

$$\Delta T_1(t_1) \neq \Delta T_2(t_2) \neq \dots \neq \Delta T_n(t_n),$$

Таким образом  $\Delta T$  можно записать в следующем виде

$$\Delta T \equiv \Delta T(\chi; \rho),$$

где  $\chi, \rho$  — магнитная восприимчивость, электропроводимость горных пород, расположенных в данном пункте.

Отделить истинный пространственный градиент между рядовым и опорным пунктами можно путем вычитания той части вариации, которая обусловлена неоднородностями  $\chi$  и  $\rho$  горных пород, от полученного нами по формуле (1) пространственного градиента. Обозначим эту часть вариации через  $\delta T(\chi; \rho)$ , а эффект возникновения аномальной вариации назовем вторичным эффектом по сравнению с исследуемым тектономагнитным эффектом. Таким образом, можем получить истинное значение пространственного градиента:

$$\Delta T_{\text{н}} = \Delta T_{\text{н}} - \delta T(\chi; \rho),\tag{6}$$

где  $\Delta T$  — истинный пространственный градиент, зависящий только от физико-механических изменений в земной коре.

Вычитая первое уравнение из всех остальных для системы (4) уравнений и сопоставляя полученные разности:

$$\begin{aligned}\Delta T_2(t_2) - \Delta T_1(t_1) &= \delta \Delta T_e; \\ \Delta T_3(t_3) - \Delta T_1(t_1) &= \delta \Delta T_3; \\ \hline \Delta T_n(t_n) - \Delta T_1(t_1) &= \delta \Delta T_n;\end{aligned}\tag{7}$$

с разностями вариаций

$$\begin{aligned}\delta T_2(t_2) - \delta T(t_1) &= \delta \delta T_2; \\ \delta T_3(t_3) - \delta T(t_1) &= \delta \delta T_3; \\ \hline \delta T_n(t_n) - \delta T(t_1) &= \delta \delta T_n;\end{aligned}\tag{8}$$

которые получаются из обсерваторных данных, можно определить величину аномальной вариации  $\delta T(\chi; \rho)$ .

Построив график зависимости  $\delta\Delta T$  от  $\delta\delta T$  для некоторых, более подходящих для этой цели пунктов, получим квазилинейную зависимость между ними (рис. 1). Разделив значения  $\delta\Delta T$  на соответствующие значения  $\delta\delta T$  (значение  $\delta\delta T$  соответствует значению  $\delta\Delta T$ , если оба

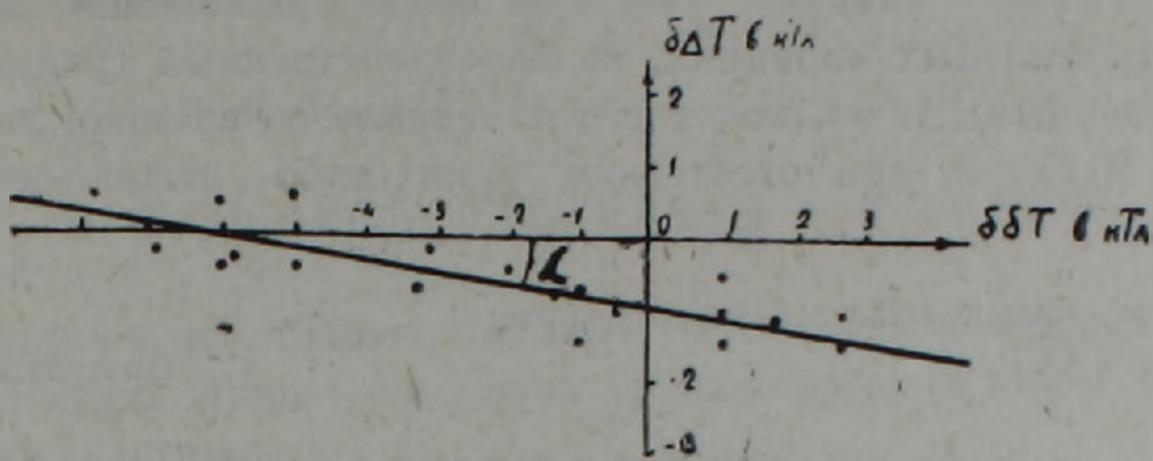


Рис. 1.

изменения происходили одновременно), получим некоторое постоянное  $K$ , характеризующее углом между полученной кривой и осью абсцисс, который обозначим буквой  $\alpha$ :

$$K = \operatorname{tg}\alpha = \frac{\delta\Delta T_2}{\delta\delta T_2} = \frac{\delta\Delta T_3}{\delta\delta T_3} = \dots = \frac{\delta\Delta T_n}{\delta\delta T_n}. \quad (9)$$

Таким образом, мы будем иметь как бы характеристику данного пункта, определяемую влиянием неоднородностей  $\chi$ ,  $\rho$  на наблюдаемое магнитное поле Земли, уже не зависящим от времени. Заметим также, что о зависимости изменения пространственного градиента  $\delta\Delta T$  от изменения вариаций  $\delta\delta T$  можно судить, принимая, что тектономагнитный эффект в данном этапе отсутствует и  $\delta\Delta T$  является следствием только  $\delta\delta T$ .

Отсюда следует, что для каждой серии наблюдений, имея наблюдаемый пространственный градиент между интересующими нас рядовым и опорным пунктами и сравнивая его с самим собой для момента времени, который мы хотим принимать за начальный (интервал между ними может быть день, месяц, год, два и т. д.), получим изменение за определенный промежуток времени:

$$\delta\Delta T_n = \Delta T_n - \Delta T_0, \quad (10)$$

где  $\Delta T_n$  — пространственный градиент в момент времени  $t_n$ , а  $\Delta T_0$  — пространственный градиент в момент времени  $t_0$ .

Вычисляя изменение внешней вариации за исследуемый период времени  $\delta\delta T$  по обсерваторным данным и по уже известной зависимости (9) по  $K$ , с соответствующим ему  $\delta\Delta T_n$ , мы получим ту часть изменения градиента, которая объясняется изменением внешней вариации за счет неоднородности  $\chi$  и  $\rho$ :

$$\delta T_n(x; \rho) = k \cdot \delta\delta T. \quad (11)$$

Отнимая величину вторичного эффекта (11) от полного изменения пространственного градиента (10), получим истинный пространственный градиент (6), по которому уже можем судить о величине тектономагнитного эффекта, следовательно, и о накоплении упругих напряжений

в земной коре за данный период исследований. Так как мы исключаем аномальные вариации на опорном пункте (ибо они пренебрежимо малы), то все эти величины можно отнести к исследуемому рядовому пункту.

В заключение заметим, что если пункт измерений не является пунктом аномальных вариаций, то пространственный градиент должен быть постоянным:  $\Delta T = Const$  и его изменение во времени должно быть нулевым:  $\delta \Delta T_n = 0$ , при отсутствии каких-либо физико-механических изменений.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии  
АН Армянской ССР

Поступила 2. XI. 1983.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Пушкин А. Н., Ривин Ю. Р., Храненко В. Н. О синхронных наблюдениях по профилю для выявления аномалий вековой вариации. Геомagnetизм и аэрономия, № 3, 1973