

МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ ИНДУКЦИОННЫХ ЯВЛЕНИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

© 1997 г. С. Р. Оганесян, Г. А. Оганесян, А. Б. Геворгян

*Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА
377515 Гюмри, ул. Ленинградян, 5, Республика Армения
Поступила в редакцию 11.09.96.*

Предлагается методика обработки данных прямых наблюдений значений модуля полного вектора геомагнитного поля, с целью фильтрации полезных сигналов о физическом состоянии земной коры.

Тектономагнитные предвестники землетрясений образуются в результате изменений тектонических напряжений. На поверхности Земли они проявляются в виде локальной геомагнитной вариации и их обнаружение и регистрация приводят к решению задачи—прогнозу тектонического землетрясения с помощью геомагнитных предвестников. С этой целью на территории Армении в последние десятилетия ведутся исследования локальных аномалий тектономагнитной природы [2].

Методика исследования локальных геомагнитных аномалий тектономагнитной природы базируется на использовании протонных магнитометров, которые обладают необходимыми параметрами: высокой долговременной стабильностью базового уровня; чувствительностью и точностью измерений. Но не всегда возможно обеспечить точность измеряемых величин, что в основном связано с несовершенством методики измерений и обработки, не позволяющей снижать влияние различного рода мешающих факторов нетектонической природы, учет которых, как искусственных, так и натуральных, является одной из важных проблем при организации сети наблюдений прогностических измерений.

Обнаружение и разделение «натуральных помех» (вторичных эффектов) осложняется тем, что характер и условия их возникновения имеют самую различную природу и подлежат изучению отдельно, так как наблюдаемые на поверхности Земли магнитные поля вторичных эффектов связываются с системами токов, текущих на различных уровнях: ионосфере, магнитосфере, в приповерхностном слое и в глубинных неоднородностях Земли, создавая «натуральные помехи», имеющие существенное влияние в образовании источников этих же помех. Такими источниками в основном являются: 1) пространственные неоднородности электропроводимости в земной коре, приводящие к неоднородной индукции (электротеллурические поля); 2) электромагнитные поля фильтрации подземных вод (электрокинетические эффекты); 3) пространственная неоднородность геомагнитного поля в приповерхностном слое, за счет неоднородности магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности сильномагнитных (10^{-3} — 10^{-2} CGSM) горных пород; 4) термодинамическое и фазовое состояние горных пород, залегающих под пунктом наблюдений; 5) ионизация нижних слоев (0.5—2 км от земной поверхности) атмосферы.

Изучение «натуральных помех» осложняется тем, что с повышением чувствительности при измерениях регистрируются более тонкие эффекты, являющиеся мешающим фактором на современном этапе.

В литературе «натуральные помехи» часто называются «мешающими факторами» [1,5], но целесообразно называть их вторичными

эффектами по отношению к главному тектономагнитному эффекту. Кроме того, «мешающими факторами» надо называть те явления, которые действуют непосредственно при измерениях.

Все «натуральные помехи» надо классифицировать по периоду существования—короткопериодные и длиннопериодные—и оценить их величины.

Явление индукции—главный «мешающий» фактор в деле изучения тектономагнетизма. Так, во время чрезвычайно сильных возмущений геомагнитного поля, разница измерений (ΔT) в двух пунктах, удаленных друг от друга на 70—100 км, может достигать десятков нТл, что на два порядка превышает разрешаемую точность метода [4]. Такая же картина наблюдается на полигонах Армении на расстоянии всего 1—1,5 км [3]. Поэтому, результаты измерений во время сильных возмущений надо отбраковывать в первую очередь, т. к. отклонения значений пространственного градиента ΔT от постоянных значений пропорциональны интенсивности вариаций, и при выборе пункта наблюдений большое внимание необходимо уделять выявлению пунктов, где индукционные явления достигают минимума, или использовать данные ночных часов, т. к. самые стабильные значения ΔT получаются в ночной период. Индукционные эффекты, имеющие отрицательное влияние на измерения ΔT , могут быть использованы как информативный способ для оценки физического состояния верхних слоев земной коры.

На современном этапе исследования вариаций геомагнитного поля производятся с помощью высокочувствительного (10 нТл) протонного магнитометра ГПМ (геофизические протонные магнитометры). До этого использовались геомагнитометры типа РМР—2А польского производства и магнитометры МПП—1 с чувствительностью соответственно 0,5 и 0,1 нТл, которые имели также помехозащитные датчики, поэтому «натуральные помехи» не регистрировались.

С эксплуатацией ГПМ в последние два года стала возможной регистрация тонких натуральных помех, для фильтрации которых пришлось отработать новую методику обработки данных прямых наблюдений.

Методика измерений и обработка данных. При поисках геомагнитных предвестников землетрясений обычно используется методика синхронных замеров, после чего предвестник тектономагнитной природы изыскивается в изменениях в простых разностях значений, наблюдаемых на разных пунктах изучаемого региона

$$\Delta T = T_{1n} - T_{2n}.$$

В работе [3] показано, что ΔT зависит не только от состояния земной коры (от динамики тектонических плит), но и от состояния внешнего переменного магнитного поля. Поэтому, при сопоставлении ΔT разных эпох сопоставляется не только состояние внутрикоровых источников локального поля, но и состояние активности переменного поля. При этом часто результаты искажаются и не всегда конкретному сейсмическому событию соответствует локальная аномалия постоянного геомагнитного поля.

Исходя из сказанного, возникает необходимость отфильтровать воздействие переменного поля на значения T . Это воздействие выражается с помощью индукционного поля, составляющая которого входит в значения ΔT , то есть

$$\Delta T = \Delta T_{\mu} - \Delta T_{\nu}, \quad (1)$$

где ΔT_u — истинное значение пространственного градиента между двумя измеренными пунктами, а ΔT_i — индукционное поле.

Пространственный градиент между двумя пунктами может изменяться, если в формуле (1) меняются значения ΔT_u или ΔT_i . Это означает, что при изменениях физических условий в очаговых зонах меняется остаточная намагниченность горных пород, залегающих в зоне консолидации (тектономагнитный эффект) или меняется электропроводимость этих же пород (перемещение подземных вод, электрокинетические явления). Если изменение ΔT_i , обусловленное остаточной намагниченностью (химическими превращениями и т. д.), длительное (10—100 лет), то изменение индукционной составляющей может происходить за один день, так как величина ΔT зависит не только от изменения электропроводимости горных пород, но и от активности (амплитуды и частоты) переменного геомагнитного поля. Поэтому возникает необходимость при обработке данных синхронных наблюдений ΔT разделить слагающие в формуле (1) и изучать изменение ΔT и ΔT_i отдельно. Такое разделение дает возможность нового подхода, который может принести плодотворные результаты при поиске геомагнитного предвестника землетрясений. Для реализации этого подхода предлагается следующая методика обработки данных синхронных наблюдений.

Предположим, что синхронные наблюдения проводились на пунктах *a* и *б*. Сначала найдем средние значения наблюдаемых значений на пунктах *a* и *б*.

$$\bar{T} = \frac{T_{na}^1 + T_{na}^2 + \dots + T_{na}^n}{n}; \quad \bar{T} = \frac{T_{nb}^1 + T_{nb}^2 + \dots + T_{nb}^n}{n},$$

где n — количество синхронных значений, T_{na}^n и T_{nb}^n — наблюдаемые значения геомагнитного поля в момент времени t_n на пунктах *a* и *б* соответственно.

Имея средние значения наблюдаемых значений, составляем следующие ряды:

$$\begin{array}{ll} T_{na}^1 - \bar{T}_{na} = \delta T_{na}^1 & T_{nb}^1 - \bar{T}_{nb} = \delta T_{nb}^1 \\ T_{na}^2 - \bar{T}_{na} = \delta T_{na}^2 & T_{nb}^2 - \bar{T}_{nb} = \delta T_{nb}^2 \\ \dots & \dots \\ T_{na}^n - \bar{T}_{na} = \delta T_{na}^n & T_{nb}^n - \bar{T}_{nb} = \delta T_{nb}^n \end{array}$$

Полученные ряды представляют синхронно наблюдаемые значения переменного поля на пунктах *a* и *б*. Составляем разности:

$$\begin{array}{l} \delta T_{na}^1 - \delta T_{nb}^1 = \delta T_i^1 \\ \delta T_{na}^2 - \delta T_{nb}^2 = \delta T_i^2 \\ \dots \\ \delta T_{na}^n - \delta T_{nb}^n = \delta T_i^n \end{array}$$

Полученный ряд представляет наблюдаемые значения индукционного поля. Осредняя их, получим среднее значение индукции на пункте *a* или *б*, то есть:

$$\delta T_{na} - \delta T_{nb} = \delta T_{ia\delta}. \quad (2)$$

Если учитывать, что индукционное поле всегда имеет противоположный знак относительно первичного, то можно определить место-

нахождение источника индукционного поля. Действительно, если $T_b < T_a$, значит источник находится на территории пункта б. T_a и T_b представляют амплитуды суточных вариаций переменного поля, которые определяются по формуле:

$$\delta T_a = \frac{\delta T_{1max}^a + \delta T_{2max}^a}{2} - \delta T_{min}^a$$

$$\delta T_b = \frac{\delta T_{1max}^b + \delta T_{2max}^b}{2} - \delta T_{min}^b,$$

где δT_{1max}^a , δT_{1max}^b и δT_{2max}^a , δT_{2max}^b — представляют два максимума значений переменного поля утром и вечером на пунктах а и б, а δT_{min}^a , δT_{min}^b — минимум значений соответственно.

Таким образом, по формуле (2) всегда можно разделить и вычислить величину амплитуды индукционного эффекта, после чего по формуле $\Delta T = \Delta T_{\text{ист}} + \Delta T_i$ сможем вычислить истинный пространственный градиент $\Delta T_{\text{ист}} = \Delta T - \Delta T_i$, где ΔT есть разность синхронно наблюдаемых абсолютных значений. После разделения истинного градиента и индукционной составляющей станет возможным простое сопоставление внутренних полей разных регионов. То есть для обнаружения изменений локальных аномалий геомагнитного поля достаточно составить разность значений истинных градиентов.

$$\delta \Delta T_{\text{ист}} = \Delta T_{\text{ист}}^1 - \Delta T_{\text{ист}}^2,$$

где $\Delta T_{\text{ист}}^1$ — истинный пространственный градиент между двумя пунктами измерений одного региона, а $\Delta T_{\text{ист}}^2$ — есть истинный градиент между двумя пунктами, находящимися в предполагаемой зоне подготовки очага землетрясения (зона консолидации). Аналогичным образом составляем и простую разность между индукционными составляющими

$$\delta(\delta T_i) = \delta T_i^1 - \delta T_i^2,$$

где δT_i^1 — переменная составляющая индукционного поля между двумя пунктами наблюдений одного региона, а δT_i^2 — индукционная составляющая между двумя пунктами предполагаемой зоны консолидации.

В результате такого подхода получаем два независимых параметра геомагнитного поля внутрикорового происхождения, которые, по сути дела, могут являться прогностическими параметрами образования очага тектонического землетрясения.

В последнее время полученные данные стационарных наблюдений вариаций модуля полного вектора геомагнитного поля были обработаны согласно предлагаемой методике, сглаживая полученные кривые полиномами 10-ой степени (по методу наименьших квадратов), что дало возможность впервые получить ход суточной вариации индукционного поля (рис. 1а), который мы обозначим буквой S, аналогично солнечносуточным вариациям, так как она является вторичным эффектом переменного магнитного поля.

Рассматривая характерные кривые спокойных дней (рис. 1), можно видеть, что они, синусоидально уменьшая амплитуду, доходят до своего минимума в 16:00, имея до и после два максимума в 11 часов

и 20 часов соответственно. Такая закономерность нарушается при возмущенной вариации (рис. 1б). Как при спокойной вариации, так и здесь мы всегда сможем оценить амплитудную величину индуцированного поля.

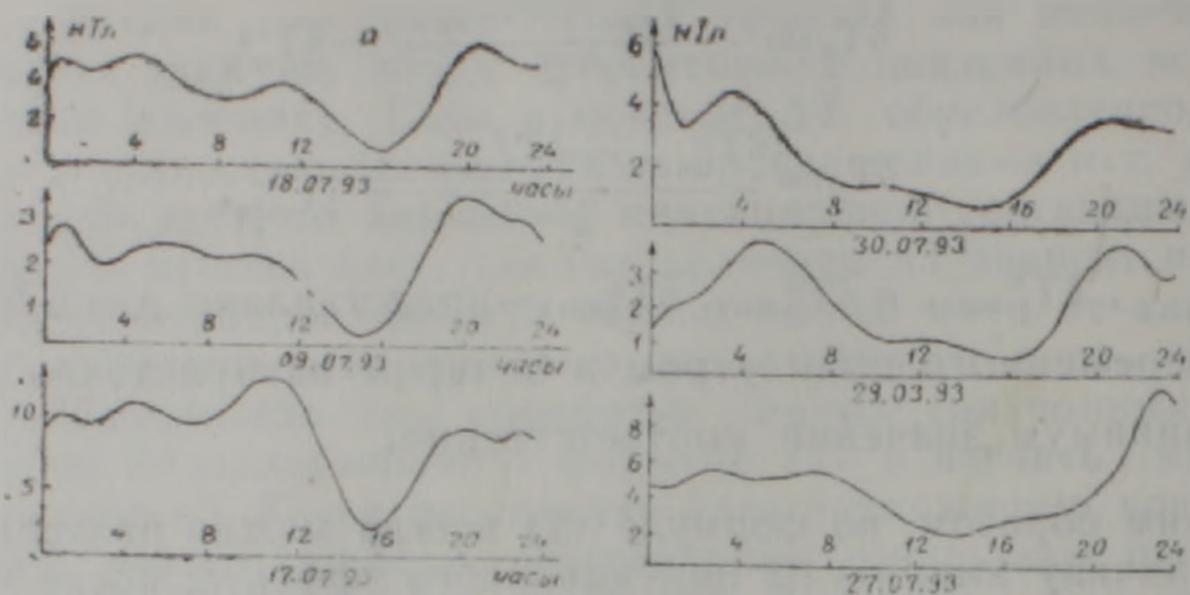


Рис. 1. Суточный ход индукционного магнитного поля для спокойных дней (а); для возмущенных дней (б).

Применение предлагаемой методики обработки данных дает возможность сделать следующие выводы:

1. Избавиться от воздействия внешнего источника суточных вариаций геомагнитного поля на пространственный градиент (прогнозный параметр), несущий информацию о физическом состоянии консолидационной области земной коры.

2. Разделить регионы с активными индукционными явлениями и использовать их (натуральные помехи) как полезный сигнал о состоянии земной коры.

3. Разделить «информативные» точки на поверхности земной коры.

4. Сопоставить изменение поля внутренних источников геомагнитного поля на разных пунктах региона исследований.

5. Увеличить достоверность выявленных локальных аномалий тектономагнитной природы.

ԵՐԿՐԱԿԵՂԵՎՈՒՄ ՄԱԳՆԻՍԱԿԱՆ ԴԱՇՏԻ ԻՆԴՈՒԿՑԻԱՅԻ ԱՆՋԱՏՄԱՆ ՄԵԹՈՒՄ

Ս. Ռ. Հովհաննիսյան, Հ. Ա. Հովհաննիսյան, Ա. Բ. Գևորգյան

Ա Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Առաջարկվում է Ծրկրի մագնիսական դաշտի լրիվ վեկտորի մոդուլի ուղղակի դիտարկումներից ստացված տվյալների մշակման մեթոդիկա: Այն թույլ է տալիս անջատել օգտակար ազդանշաններ երկրակեղևում ֆիզիկական վիճակի փոփոխության մասին:

TECHNIQUE FOR REVEALING OF INDUCTION PHENOMENA OF THE GEOMAGNETIC FIELD IN THE EARTH'S CRUST

S. R. Hovhannesian, G. A. Hovhannesian, A. B. Gevorgyan

Abstract

A technique for processing of direct observation data for the geomagnetic field's global vector modulus is proposed, the aim being to filter out useful signals related to the Earth's crust physical condition.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамов О. К., Гусева Т. В., Негматуллаев С. Х., Прохоров А. А., Сквородкин Ю. П. Некоторые проблемы организации прогностических исследований и их оптимизация.—Прогноз землетрясений, 1985, №6, с. 49—63.
2. Гаспарян В. С., Оганесян С. Р., Симонян А. О., Топчян Х. Д. Аномалии солнечного-суточных вариаций геомагнитного поля на Гегамском полигоне.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, №3, с. 66—68.
3. Каримов Ф. Х., Прохоров А. А., Сквородкин Ю. П., Тоноян Е. П. Некоторые вопросы повышения эффективности магнитометрических наблюдений в системе прогноза землетрясений.—Прогноз землетрясений, 1985, №6, с. 65—71.
4. Кузнецова В. Г. Изучение геодинамических процессов и предвестников землетрясений в Карпатах на основе тектономагнитных исследований.—Прогноз землетрясений, 1986, №7, с. 219—233.
5. Оганесян С. Р. Локальные аномалии геомагнитного поля как возможные предвестники землетрясений. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1990, 210 с.

Известия НАН РА, Науки о Земле, 1997, Л, №3, 69—74

ВЫДЕЛЕНИЕ СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИХ ЗОН РЕГИОНА НА ОСНОВЕ ИЗМЕНЕНИЙ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ДО И ПОСЛЕ СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1988 г.)

© 1997 г. С. Н. Назаретян, А. А. Киракосян, С. М. Аветисян, Л. А. Аракелян, Г. Ж. Закарян, Ж. К. Мовсисян

*Северный Департамент НССЗ РА
377515 Гюмри, ул. Ленинградян, 5а, Республика Армения
Поступила в редакцию 23.03.96.*

После Спитакского землетрясения за короткий период времени резко повысилась сейсмическая активность семи районов Армении. Аналогичное явление было наблюдено также и в других регионах мира. В связи с этим предполагается, что вследствие накопления тектонических напряжений в земной коре со сложным блоковым строением одновременно идет подготовка нескольких землетрясений. Резкое изменение напряженного состояния земной коры после сильного землетрясения приводит к возникновению уже подготовленных землетрясений разной силы. Места этих землетрясений могут явиться очагами будущих сильных землетрясений. Это предположение было проверено также экспериментальным путем. Для этого на модели земной коры с блоковым строением были приложены горизонтальные силы и изучен характер перемещения блоков.

Установлено, что в пределах единых геодинамических регионов существует тесная связь между сильными землетрясениями, вследствие чего возникают периоды активизации, когда происходит ряд