

3 ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ

Тиханьской обсерваторией выполнялись задачи по производству измерений и по международному обмену данными. На основе предварительной обработки почасовых средних и выравнивания базиса, средние значения измеренных геомагнитных составляющих составляют в Тихани для эпохи 1986,5:

$$\begin{aligned} D &= 1^{\circ}34,8', \\ H &= 21\ 454 \text{ нтл}, \\ Z &= 42\ 358 \text{ нтл}, \\ F &= 47\ 479 \text{ нтл}. \end{aligned}$$

С целью контроля за уровнем измерений сравнительные измерения проводились совместно с обсерваториями в Бельске (Польша) и в Гроцке (Югославия), кроме того, сотрудниками обсерватории в Хурбанове (Чехословакия) выполнены измерения в Тихани. Результаты измерений свидетельствуют о стабильности уровней с точностью в пределах нескольких (2—5) нтл по составляющим интенсивности.

Продолжался анализ серий почасовых средних по обсерватории для горизонтальных интенсивностей выбранного контрольного интервала (1973—1975 гг., *рис. 100*). Изучены характер правильного дневного хода, полученного фильтрацией, его соответствие эмпирическому спокойному дневному ходу (Sq) и появление правильной дневной составляющей периодов возмущений. На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

а). Подходящей фильтрацией серий почасовых средних по фазам и амплитудам становится возможным простое определение правильного дневного хода (*рис. 101*).

б). Ход Sq проявляется в виде сигнала чисто 24-часового периода в первую очередь около зимнего и летнего солнцестояний (*рис. 102*).

в). В остаточных сериях данных четко проявляются и правильные дневные изменения в периоды возмущений, поэтому такие серии благоприятны для изучения Sq — Ds переходов (*рис. 103*).

* Л. Хедьмеги, А. Кёрменди, Т. Ломници, *З. Сабо*.

Данные измерений по государственной сети были заново пересчитаны с коэффициентами IGRF '85. В сотрудничестве с работниками Хурбановской обсерватории начата компоновка словацких и венгерских измерений и интерпретация вековых изменений.

В 1986 г. начаты запланированные измерения вековых вариаций по отечественной сети. В рамках этой работы проведены рекогносцировка опорных и запасных пунктов вековой сети и измерения по ним. Наша цель заключается в обновлении отечественной вековой сети, сокращенной за прошедшее десятилетие до 13 пунктов, и в ее расширении до нескольких десятков надежных точек. В 1986 году измерениями охвачены значительная часть Задунайщины, а также средняя и южная части междуречья Дуная и Тиссы, и кроме того измерения проведены в нескольких пунктах Затиссайщины.

В первом квартале 1986-го года был создан второй экстенсометр (длина 12 м) на геодинамической станции Будапешт (Матяш-хедь). Началась реконструкция работающего на станции регистрирующего гравиметра типа Аскания при содействии Института Теоретической Геодезии Боннского Университета. На основании предварительных теоретических расчетов будут переделаны термостаты прибора, и с целью повышения точности наблюдений будет в нем установлено автоматическое калибровочное устройство. Усовершенствование регистрирующего гравиметра стало возможным благодаря финансовой поддержки фонда Гумбольдта (ФРГ).

При содействии Габора Хея начата статистическая обработка данных, накопленных в Международном Центре Земных Приливов. В расчетах использовались данные наблюдений, произведенных в Европе. Важнейшими из полученных результатов являются следующие:

- а) Средний шум при наблюдении главных приливных волн (O_1 , K_1 , M_2) составляет 0,1–0,2%, оптимальный уровень шума достигается при наблюдениях продолжительностью 1 год и более.
- б) Максимальной внутренней точностью и минимальным уровнем шумов характеризуются гравиметры, работающие по принципу сверхпроводимости, и гравиметры Лякоста-Ромберга, сконструированные для записи земных приливов. Несколько выше уровень шума в приборах Геодинамика и Аскания.
- в) Расхождения между результатами отдельных гравиметров, характеризующие внешнюю точность наблюдений, составляло несколько десятых процента, что значительно больше уровня шума наблюдений. Это обстоятельство неблагоприятно влияет на интерпретацию земноприливных наблюдений. На основании наших расчетов трехмерных моделей Земли (см. ниже) нельзя ожидать, что вариации гравиметрических земноприливных факторов в пространстве превысят 1,2%.

* П. Варга.

г) Точнее всего наблюдения волн M_2 , а для волн O_1 получены значительно менее благоприятные характеристики точности. К сожалению, все предыдущие инструментальные сравнения основывались именно на этой последней волне. На *рис. 104* показан ход шумов для волн O_1 , K_1 , M_2 и S_2 .

В последнее время встала проблема необъясненных расхождений между теоретическими результатами Молоденского и Крамера [1961] и Вара [1981]. Нашими расчетами моделей Земли выяснено, что расхождение между теоретическими результатами этих двух авторов лишь кажущееся. Молоденский в свое время пользовался упрощенной моделью Земли, а расчеты Вара основывались на модели Земли ПРЭМ. Применяя системы неоднородных дифференциальных уравнений Молоденского для случая модели ПРЭМ, нами получены результаты, весьма схожие с таковыми, полученными Варом.

Использованием теории Молоденского для случая этой современной модели Земли исследована степень зависимости чисел Лава и её комбинации $\delta = 1 + h - 3/2k$ и $\gamma = 1 + k - h$ от распределения в мантии Земли скоростей продольных (α) и поперечных (β) сейсмических волн.

Подобные исследования были проведены и для модулей сжатия (κ) и сдвига (μ) (*рис. 105*). Можно заключить, что изменение α , β , κ или μ существенно влияет на числа h , k , l , но δ и γ значительно меньше зависят от упругих свойств мантии. Наблюдаемые изменения не являются линейными, они асимметричны и намного больше по амплитуде для α и κ , чем для β и μ .

Рассмотрена также зависимость чисел Лава и их комбинации от вариации упругих параметров α , β , κ и μ на различных глубинах. Результаты этих исследований показаны на *рис. 106*. Был использован сферический слой толщиной в 0,05 относительных единиц (~ 320 км), который может находиться на различных глубинах. На *рис. 106* на горизонтальной оси отложены глубины верхней кромки исследуемого слоя, выраженные также в относительных единицах. Это означает, что при $r/R=1,00$ слой лежит на поверхности Земли, а при $r/R=0,60$ сферический слой — практически на поверхности земного ядра. Все значения упругих параметров в аномальном слое увеличены на одну и ту же величину в 10%. На *рис. 106* видно, что изменения чисел Лава и их комбинаций δ и γ наиболее значительны, если возмущения α и κ протекают на относительных глубинах 0,95–0,85. Поперечные волны β обнаруживают более сложную картину: значения k и h монотонно увеличиваются при перемещении сферического слоя от поверхности к ядру. Число l до глубины 0,9 уменьшается, но потом его значение начинает увеличиваться. Похожие изменения, подобные таковым в случае поперечных волн, проявляются и модулем сдвига.

Вудхаузом и Дзевонским в 1984-ом году рассмотрен вопрос о том, какие латеральные аномалии могут иметь место в верхней мантии по поперечным волнам β . Таким путем получена трехмерная модель до глубины 670 км ($r/R=0,90$). Наблюдаемые горизонтальные аномалии скорости на глубине 50 км составляют $\pm 8\%$, на глубине 250 км — $\pm 2,5\%$ и, наконец, на глубине 650 км — $\pm 2\%$. Таким образом, возможные вариации скорости в горизонтальном направлении имеют приблизительно такую же величину, как и скачки скорости по радиусу Земли. В модели ПРЭМ у границы Мохоровичича скачок скорости продольных волн составляет 15% , а на глубинах 220, 400 и 670 км — соответственно 6% , 3% и 7% . В другой работе, используя скорости продольных волн, Дзевонским создана трехмерная модель нижней мантии. Аномалии α скоростей в верхней части нижней мантии составляют $\pm 3\%$. То же самое верно и для границы мантия-ядро. В других частях нижней мантии латеральные вариации α составляют $\pm 1\%$.

На основании вышесказанных рассчитаны возможные вариации h , k , l , δ и γ с учетом условия $\alpha \approx \sqrt{3}\beta$. Получены следующие вариации Δ :

$$\Delta k = -1,80\%; \quad \Delta h = -2,67\%; \quad \Delta l = 0,82,$$

$$\Delta \delta = -0,72\% \quad \text{и} \quad \Delta \gamma = 1,59\%.$$

Учитывая, что распределение плотности в мантии известно с погрешностью 2% , и увеличивая значение плотности в модели ПРЭМ на эту величину всюду в мантии (сохранив при этом массу и момент инерции Земли неизменными путем увеличения плотности внутреннего ядра, что практически не влияет на значения чисел Лава), можно получить следующие возможные вариации вдоль земной поверхности:

$$\Delta k = -1,16\%; \quad \Delta h = -1,42\%; \quad \Delta l = 1,76\%,$$

$$\Delta \delta = -1,23\%; \quad \Delta \gamma = -1,80\%.$$

Литература

- DZIEWONSKI, A. M. 1984: Mapping the lower mantle: determination of lateral heterogeneity in P velocity up to degree and order 6. *J. Geophys. Res.* **89**, В7, pp. 5929–5952.
- МОЛОДЕНСКИЙ, М. С., КРАМЕР, М. В. 1961: Земные приливы и нутация Земли. Изд. АН СССР, Москва, 40 с.
- WAHR, J. M. 1981: Body tides on an elliptical, rotating elastic and oceanless Earth. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **64**, pp. 677–703.
- WOODHOUSE, J. H., DZIEWONSKI, A. M. 1984: Mapping the upper mantle: three dimensional modeling of Earth structure by inversion of seismic waveforms. *J. Geophys. Res.*, **89**, В7, pp. 5953–5986.

*Результаты опытных палеомагнитных исследований, выполненных на бюккских офиолитах**

Несколько выходов мезозойских офиолитов гор Бюкк изучались в палеомагнитном отношении в 1960 г. (Э. Мартон—П. Мартон, неопубликованные данные). В результате размагничивания переменным током до 0,05 тл удалось изолировать относительно стабильную остаточную компоненту с приемлемой, но довольно высокой дисперсией по каждому пункту. Средние палеомагнитные направления оказались северо-западными, с малыми наклонами до и с большими после введения поправок за наклон. В то же время расхождения в направлениях между точками остались неизменными. Эти результаты не смогли быть объяснены какой-нибудь приемлемой тектонической моделью. За время, прошедшее с шестидесятых годов, существенно усовершенствованы как приборы, так и способы. С помощью доступной в настоящее время аппаратуры естественная остаточная намагниченность может быть размагничена в ряд ступеней, вплоть до исчезновения первичного сигнала. Таким образом, может быть изучен полный спектр NRM (естественной остаточной намагниченности), причем часто могут быть распознаны различные по генезису компоненты NRM.

Офиолитовые образцы из многих обнажений (*рис. 107*) были подвержены многоступенчатому размагничиванию. Каждый образец для начала помещался в поле переменного тока, иногда до 0,23 тл. Образцы, сохранившие часть NRM даже при 0,23 тл, были подвержены термальной чистке.

Опытами выяснено, что NRM как габбро, так и базальтов весьма устойчива по отношению к размагничиванию переменным полем (*рис. 108, а*). Такое поведение трудно объяснить, поскольку носителем NRM, вероятно, является магнетит (*рис. 108, б*). При этом NRM является составной в том смысле, что состоит из двух компонент сходного направления, но противоположной полярности. Перемагничивание в направлении

* Э. Мартон-Салаи.

современного геомагнитного поля встречается очень редко и легко может быть удалено.

Компоненты NRM, к сожалению, не всегда легко разделить. С этой точки зрения лучше всего изучен силл габбро (рис. 107, обн. 1), где пробы отбирались в шести пунктах, расположенных вкрест простиранню силла и охватывающих 45 м по горизонтали. Хотя было достигнуто полное размагничивание NRM, а группировка остаточных направлений по большинству пунктов вполне удовлетворительно (*табл. II*; большие k), по ним нет смысла рассчитывать среднее. После удаления намагниченности по современному полю средние направления и несколько одиночных направлений попадают на дугу большого круга, в пределах которой встречаются направления как прямой, так и обратной полярности, повернутые против часовой стрелки (*рис. 109*).

В *пункте I* среднее склонение близко к 180° , а среднее наклонение представляет собой малую положительную величину. Оба остаются неизменными в ходе чистки. Направления образцов с *пункта II* меняются вдоль большой окружности при размагничивании. Большая окружность определяется треугольниками 1 и 2 (1 = среднее направление из всех направлений, полученных до 0,05—0,11 тл, а 2 = то же до 0,09—0,11 тл). Единственный образец, представленный малым треугольником на рисунке, ведет себя по-другому в сравнении с остальными членами группы. Образцы с *пункта III* ведут себя одинаково. Среднее направление перемещается вдоль большой окружности, сходной с таковой *пункта II* (полукругом 1 обозначено естественное состояние, 2 — ступени чистки в 0,08—0,11 тл, а 3 — в 0,09—0,12 тл). Образцы с *пункта IV* несут ясные следы перемагничивания в современном поле (круг 1, естественное состояние), но эта вторичная намагниченность легко удаляется (ступень 2, 0,05 тл). В более интенсивном поле переменного тока и при высокой температуре (0,15 тл и 550°C) направления рассеиваются, как это видно по малым кружочкам 3. Образцы с *пункта V* также обнаруживают перемагничивание в современном поле (квадрат 1, естественное состояние). Наложённая намагниченность была удалена уже в поле 0,04—0,05 тл. При дальнейшем размагничивании направления приобретают отрицательные наклонения (квадрат 3), за исключением одного образца. Поведение образцов с *пункта VI* сходно с таковым с *пункта V*, но направление намагниченности концентрируется в этом случае в полушарии с нормальной полярностью, вместо дальнейшего очищения.

Обратная конечная точка дуги большой окружности достигается многими образцами обнажения 1, в то время как о положении нормальной конечной точки можно здесь судить лишь по косвенным признакам. Нормальная конечная точка, полученная экстраполяцией, подтверждается и реальными измерениями (окружность с крестиком внутри), но это на-

блюдение сделано на образцах с других обнажений. Крайние значения на стороне с обратной полярностью, повидимому, могут рассматриваться в качестве первичного остатка (табл. II, пункты II, III и V, 3-я ступень чистки), а остальные могут быть не приняты во внимание, поскольку NRM не является однокомпонентной.

Пример обнажения 1, следовательно, показывает, что серийное применение размагничивания в переменных полях с умеренно высокими пиковыми значениями, обычного в случае вулканических пород, в случае буюкских офиолитов не дает никакого успеха. Лишь полное удаление NRM и ее анализ делают понятной палеомагнитную информацию, заключенную в офиолитах.

Как известно, буюкские офиолиты претерпели метаморфизм низших ступеней. Встает вопрос о том, смог ли метаморфизм отклонить остаточную намагниченность от направления бывшего магнитного поля Земли. Отклонения, связанные с ориентированными структурами метаморфического или магматического происхождения, обычно оцениваются по степени анизотропии магнитной восприимчивости и по группировке главных осей эллипсоидов восприимчивости. Обнажение 1 было изучено и сточки зрения такого эффекта. Результаты сводятся к следующему:

1. Принимая во внимание метаморфическую природу пород, степень анизотропии является удивительно малой: $\chi_{\text{макс}}/\chi_{\text{мин}}$ близко к 1,00, степень анизотропии не превышает нескольких процентов, и в некоторых случаях он меньше единицы.

2. Несмотря на слабую анизотропию, хотя бы одна группа осей восприимчивости четко выделяется по всем пунктам, за исключением IV-ого.

3. Распределение главных осей восприимчивости совсем не одинаково в пределах всего сипла и не отражает того поля напряженности, которое должно было преобладать во время регионального метаморфизма.

4. Повидимому, нет корреляции между ориентировкой эллипсоидов восприимчивости и направлением остаточной намагниченности (ср. *рис. 109 и 110*).

В 1986 году в третий раз проводилось определение значения Δg на абсолютной гравиметрической опорной точке в Будапеште (пещера Матяш) абсолютным гравиметром ГАБЛ советского производства. Путем измерений Δg на абсолютной точке изучалась зависимость между вертикальным градиентом ускорения силы тяжести (ВГ) и высотной отметкой пункта измерений (H_i ; см. *рис. 111*). Согласно полученным результатам, значение вертикального градиента над постаментом, в интервале высот от 618 до 1672 мм, уменьшается на будапештской абсолютной точке на 165 этвеша при увеличении высотной отметки пункта измерений.

Было изучено гравитационное влияние воздушных масс на результаты измерений. Расчеты проводились с разными моделями атмосферы; при этом был разработан оптимальный способ расчетов, с помощью которых, при использовании отечественных метеорологических карт и радиозондовых данных, можно определить влияние изменчивых воздушных масс на высокоточные гравиметрические измерения. Это влияние при экстремальных метеорологических условиях в Центральной Европе может достигнуть значения $13 \cdot 10^{-8} \text{ мс}^{-2}$ (13 мгал), превышая ошибку измерений с существующими абсолютными гравиметрами.

Были обработаны результаты гравиметрических измерений по Единой Гравиметрической сети за 1980—86 гг., и было проведено выравнивание полученных результатов. Помимо способа наименьших квадратов были составлены и такие варианты, в которых выравнивание осуществлялось путем использования различных целевых функций. Было проведено также и выравнивание способом грубой оценки. Благодаря всем этим операциям, выявлены недостатки выравнивания способом наименьших квадратов, особенно в случае измерительных ошибок, по порядку приближающихся к грубым. Применение целевых функций и грубая оценка целесообразны не только в выравнивании результатов гравиметрических измерений, но также и в исследовании результатов прочих измерений в геодезии и в геофизике, в поисках их ошибок.

* Г. Чано, А. Шархиди.