

### 3 ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ



Тиханьской Обсерваторией непрерывно выполнялись обязательства по производству наблюдений и по передаче полученных данных.

На основании предварительной обработки среднечасовых значений и выравнивания базиса предварительные среднегодовые значения измеренных компонент геомагнитного поля составляют в Тихани для эпохи 1985,5:

$$\begin{aligned} D &= 1^{\circ} 31,3', \\ H &= 21.454 \text{ нТ}, \\ F &= 47.450 \text{ нТ}, \\ Z &= 42.325 \text{ нТ}. \end{aligned}$$

Для контроля геомагнитного уровня обсерватории были проведены сопоставления с обсерваториями в Гурбаново (ЧССР) и Нимегк (ГДР).

За прошедшие десять лет совместные измерения были выполнены с восемью обсерваториями: со станциями в соседних районах Центральной Европы и с обсерваторией в Нимегке, повторяя измерения неоднократно; в рамках двух международных мероприятий измерения были выполнены совместно с европейскими станциями, участвующими в систематическом обмене данными (1980: Нимегк, 1984: Гурбаново). На основании выполненных измерений был сделан вывод о том, что данные по сети обсерваторий могут отличаться на величину, достигающей несколько десятитысячных, в связи с различиями в условиях измерений, с неоднородностями парка приборов и техники измерений.

В рамках обзорной обработки серии среднечасовых данных по обсерватории были проведены спектральные исследования в связи с методическими вопросами выполнения анализа в частотном диапазоне (рис. 94). В ходе обработки отбирались сигналы, связанные с характерным ходом частот, поддающимся физической интерпретации, и значимо проявляющиеся в системе данных за несколько десятилетий. Рассмотрены: возможности интерпретации спектров серий данных, влияние альясинга и режек-

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

торных функций, оптимальная длительность отсчетов, возможности распознавания действительных частот (рис. 95). Было установлено, что в обработке системы данных, созданной интегрированием, не обязательно применение предварительной фильтрации, за исключением отделения  $S_q$  вариаций; далее, путем сопоставлений с сериями данных, полученных при более частых отсчетах, было выяснено, что спектр среднечасовых значений слабо искажается альясингом. По спектрам, рассчитанным для интервалов времени, в несколько раз укладывающихся в среднюю длительность бурь (2–4 суток), получают прослеживаемые пики в интервале времени периодов в пределах от нескольких часов до одних суток.

Путем отделения спокойного дневного хода ( $S_q$ ), выявленного рекурсивной фильтрацией, по серии среднечасовых данных по горизонтальной интенсивности поля, подобно числам  $K$ , рассчитывались трехчасовые индексы (рис. 96). При этом цель заключалась, с одной стороны, в автоматизации определения индексов по цифровым станциям, а с другой — в определении таких индексов возмущений, которые, в отличие от обычно используемых чисел  $K$ , обладают достаточной чувствительностью к местным отклонениям в структуре бурь.

Создана методика определения опорного геомагнитного поля IGRF 1980, основанная на сферическом разложении в ряд; начат анализ расхождений между отечественными измерениями по базисной сети и нормальным полем, рекомендуемым для международного пользования. На основе проведенных исследований можно подтвердить справедливость замечания, опубликованного и другими исследователями, что в данной модели, вследствие экстраполяции изменений поля в течение последнего десятилетия, было существенно переоценено влияние вековых вариаций, так что в компонентах интенсивности получается избыток в 30–70 нТ.

В 1985-ом году продолжались гравиметрические и экстензометрические наблюдения в Будапеште на станции, установленной в пещере Матяшхедь. Подготовлено место для двух новых кварцевых экстензометров; построены конечные постаменты, связанные со скальными породами и с промежуточными постаментами.

Для улучшения условий гравиметрических наблюдений в пещере был построен домик из двух помещений. Таким путем, с одной стороны, обеспечено, что, несмотря на подземные условия, со всеми типами гравиметров, регистрирующих земные приливы, можно провести на станции наблюдения. С другой стороны, поскольку во внутреннем помещении домика температура и влажность воздуха регулируются, открывалась возможность на инструментальные исследования.

Проведен гармонический анализ гравиметрических земноприливных наблюдений, произведенных 1982–1983. годах; сводные результаты обработки содержатся в *таблице III*. Стабильность земноприливных параметров по времени хорошая, ошибки определения земноприливных параметров и каждого отсчета малы.

*Рис. 97* показывает резидуальную кривую наблюдений, произведенных с июня 1983-го года. Резидуальная кривая получается путем вычитания из наблюдаемых значений инструментального дрейфа и теоретической кривой, исправленной земноприливными параметрами, полученными из гармонического анализа. Амплитудный спектр остаточной кривой наблюдений 1982–1983-их годов показан на *рис. 98*. На основании этой резидуальной кривой можно заключить, что его значения превосходят средний уровень шумов в первую очередь в случае суточных волн, но наблюдаются большие амплитуды также и в случае полусуточных волн. В частотном интервале суточных волн  $O_1$  и  $K_1$  в среднем получены амплитуды 0,1 мкгл (1 мкгл =  $10^{-2}$  м/сек<sup>2</sup>), а в случае полусуточной волны  $M_2$  получено также 0,1 мкгл. Поскольку амплитуды этих трех главных приливных волн в Будапеште 30,95, 43,52 и 34,23 мкгл, амплитуды остаточной кривой означают ошибку 0,32, 0,23 и 0,29% в случае амплитуд-

\* Варга П.

ных характеристик, что довольно хорошо совпадает с значениями ошибок, определенных из гармонического анализа (см. таблицу III). То обстоятельство, что спектр резидуальной кривой значительно превосходит средний уровень шумов в случае как суточных, так и полусуточных волн, указывает на то, что в этих частотных интервалах присутствуют систематические компоненты.

Остаточные кривые, полученные из наблюдаемых 2.5–3 месячных серий, измеренных между декабрем 1982-го года и октябрём 1983-го года, были использованы для определения амплитудного спектра (рис. 99). Эти спектры в каждом случае содержат однозначные максимумы в полосе суточных волн, а в случае полусуточных максимум имеет место лишь на участке апрель–май 1983-го года. Этот факт указывает на то, что остаточная кривая содержит температурные воздействия. Если аномалии были бы связаны с неточным отделением приливов от остатков, то аномалии были бы обнаружены в обоих частотных интервалах. Аномалии резидуальных кривых не могут быть связаны с эффектом барометрических вариаций. В этом случае, поскольку барометрический прилив имеет систематическую компоненту на частоте  $30^\circ/\text{час}$ , максимум был бы обнаружен и в случае полусуточных волн.

Таблица IV путем сравнения земноприливных параметров, полученных гравиметром ЭЛГИ, дает информацию об их надежности. Этому вопросу придает важность и актуальность то, что, поскольку ошибка калибровки приборов всего лишь 0,5%, у нас не имеется объективной возможности для совместной интерпретации результатов, полученных различными приборами. Данные, приведенные в таблице, указывают на то, что результаты, полученные с гравиметром BN-07 на станциях Пещни и Потсдам, в среднем на 0,36% превышают серии приборов GS-15, 222 и 228. С другой стороны, результаты BN-07 хорошо совпадают с результатами статистических обработок и со значениями, полученными для теоретических моделей Земли [VARGA, GERSTENECKER, GROTEN, HÖNIG 1985]. Дальнейшее рассмотрение вопроса облегчается вероятно благодаря тому, что совместно с Геодезическим, Топографическим и Картографическим институтом (Прага) и Политехникой Прага проведены совместные земноприливные наблюдения. С чехословацким прибором (GS-15, 228) удалось зарегистрировать качественные земноприливные кривые между ноябрем 1984 и январем 1986-го года.

Для истолкования наблюдений гравиметрических земноприливных вариаций остаточные кривые являются полезным средством. Как известно, этот вектор можно получить таким образом, что из наблюдаемых векторов главных приливных волн вычитается нагрузочный вектор океанических приливов и также теоретический вектор, полученный на основании моделей Земли.

В этом случае, конечно, первостепенную важность имеют среднеквадратичные ошибки остаточных векторов. Рассмотрение этого вопроса [GERSTENECKER, VARGA 1985, 1986] показало, что ошибки остаточных кривых зависят от ошибок нагрузочных векторов, полученных по океаническим приливам, от принятой модели Земли и, конечно, от ошибок наблюдений. Эти последние связаны в первую очередь с проблемами калибровки гравиметров. Поэтому, к сожалению, в настоящее время самые обоснованные выводы относительно площадного распределения остаточных кривых можно получить, если рассмотреть результаты, полученные на разных местах одним и тем же прибором. Исходя из этого соображения, нами сопоставлены результаты, полученные на 13-ти различных станциях гравиметром La Coste Romberg ET-16 Дармштатского Политехнического Университета. Этот регистрирующий гравиметр дал каждый раз результаты очень хорошей внутренней точности, и на каждой из 13-ти станций наблюдения проводились без малейших технических изменений. В случае главных приливных волн ( $O_1$ ,  $K_1$ ,  $M_2$  и  $S_2$ ) определены значения остаточных векторов, и ошибки эти приводятся в *таблице V*. Эти значения определены с использованием теоретических результатов Молоденского. В *таблице VI* показаны эти же результаты с использованием теории Вара.

Результаты исследования остаточных кривых можно суммировать следующим образом:

1. Распределение направлений остаточных векторов одинаковый в случае всех главных волн
2. Направление и величина резидуальных кривых очень сильно зависят от параметров нагрузочных векторов, т. е. возможные ошибки карт морских приливов в значительной степени влияют на рассчитанные амплитуду и фазу остаточных векторов. Разброс резидуальных фаз также очень сильно зависит от принятой модели.
3. В центральной части Европы остаточные векторы направлены на восток или на юго-восток.
4. Остаточные векторы в статистическом смысле являются значимыми. Это заключение для волны  $M_2$  только тогда обосновано если качество использованной морской приливной карты подходящее и расчеты были проведены с необходимой точностью. Это утверждение вытекает из факта, что эта волна больше других зависит от океанического прилива.
5. Резидуальные векторы  $O_1$  и  $K_1$  в отличии от  $M_2$  значительно больше, чем соответствующий нагрузочный вектор. Исходя из того, что в случае главных приливных волн остаточные векторы с хорошим приближением имеют одинаковое распределение, и поскольку в отличии от  $M_2$  резидуалы  $O_1$  и  $K_1$  значительно превосходят нагрузочные

векторы океанических приливов, можем заключить, что остаточные кривые связаны в общем-то с приливными деформациями латерально неоднородной Земли.

На основании вышесказанного необходимо, чтобы для выявления латеральных неоднородностей Земли в отличии от предыдущих исследований (когда только  $M_2$  являлось объектом исследований) были использованы остаточные векторы всех главных приливных волн.

#### Литература

- GERSTENECKER C., VARGA P. 1985: On the distribution of the residual vectors Earth's tide gravity observations in Central Europe. Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde Nr. 81, Teil I., pp. 150–165.
- VARGA P., GERSTENECKER C., GROTEN E., HÖNIG W. 1985: Gravimetric earth tide observations in Tihany, reliability and interpretation. Annales Geophysicae, 3, 4, pp. 493–498.
- GERSTENECKER C., VARGA P. 1986: Some questions concerning the interpretation of the residual vectors. Journées Luxembourgeoises de Geodynamique, 60ème session. Comptes Rendus (in press)



В рамках комплексного исследования орных геологических разрезов в случае двух разрезов проводились палеомагнитные исследования:

- у Асофё на анизийском участке нижнего и среднего триаса,
- в верхнеюрской части 2-го опорного разреза на Модьорошдомб (Шьюмег) (рис. 100).

Первый использован для контроля среднего триаса в Маломвёлдь (у Фелшоёрш), второй — для магнетостратиграфического контроля 1-го опорного разреза на Модьорошдомб.

Остаточная намагниченность определена магнитометром JR-4, а магнитная восприимчивость — на мостике для определения восприимчивости KLY-2. Образцы были очищены термическим путем в печах Шонстедта. Остаточная намагниченность и восприимчивость определялась при каждом шаге чистки. Помимо методов, использованных раньше, при критических шагах чистки анализированы совпадение или расхождение направлений образцов, размагниченных при одинаковой температуре, но в противоположных ориентациях. При этих работах использовался персональный компьютер IBM PC (например, для составления ортогональных проекций).

#### *Палеомагнитное исследование среднетриасового (анизийского) опорного разреза при Асофё*

Между 91-ым и 35-ым слоями разреза, имеющего общую длину 40 м, пробурено по скважине на каждый слой. Среднее падение по профилю северо-западное, но в районе слоя 35 обнаруживается нарушение, указывающее на повторение слоев. Из слоев, имеющих различное падение от нарушенного слоя, взято по 12-и образцов. Проб не брали из более старых, чем флексура, слоев.

Естественное остаточное намагничение (NRM) и восприимчивость

---

\* Мартон Э.

( $\kappa$ ) слоев слабое, последнее часто диамагнитное. Перед чисткой направления NRM концентрируются вблизи современного геомагнитного поля (рис. 101), что указывает на перемагничивание. При термическом размагничивании до 475 °C не происходит значительного изменения направлений (рис. 102), но NRM нескольких образцов разрушается. При 500 °C образцы уже искажаются из-за появления сильно намагничиваемых минеральных фаз (рис. 103). Первичность очищенных NRM фаз ставит под сомнение их подобность современному магнитному полю. Дальнейшие сомнения возникают из-за расхождения ориентации образцов, полученных из одного и того же слоя, но независимо ориентированных (рис. 103), и из-за того, что среди них нет ни одного с обратной полярностью, хотя в породах Маловёлд у Фельшёёрш определены неоднократные изменения полярности (рис. 104). Следовательно, разрез не подходит для целей магнитостратиграфических исследований.

#### *Палеомагнитное исследование 2-го опорного геологического разреза Шюмег, Модьорошдомб*

По профилю, на 63 метровом участке, доступном для пробоотбора, отобрано 67 образцов. Общее падение по профилю северо-западное, только 10% образцов происходит из слегка опрокинутых слоев, падающих к юго-востоку.

NRM и  $\kappa$  слабые, последнее иногда диамагнитное. Направления до магнитной чистки концентрируются вокруг современного местного геомагнитного поля (рис. 105). Оптимальная температура чистки на основании опыта первого профиля Модьорошдомб — 500 °C, поэтому образцы сразу обрабатывались на этой температуре. Из-за увеличения восприимчивости термическая обработка повторялась таким образом, что образцы находились в печи в противоположном положении. Таким образом хотелось проверить возможное искажение новых намагничиваемых фаз в слабом магнитном поле печи (1 нТ). Там, где направления, измеренные после повторного нагрева, различались, образцы исключались из палеомагнитного анализа. Почищенные направления отличаются от направления современного поля, имеются как нормально так и обратно поляризованные образцы (рис. 106).

Магнитные зоны выведены из широты видимого поля (VGP) (рис. 107). Для определения VGP широт определены также тектонически исправленное направление очищенного NRM, которое находится в отличном согласии со средними направлениями опорного профиля Модьорошдомб 1:

Опорный профиль 1., верхняя юра:

$$D=260^{\circ} \quad I=32^{\circ}$$

Опорный профиль 2., верхняя юра:

$$D=266^{\circ} \quad I=34^{\circ}$$

Шкала изменения зон, полученная по широтам, VGP хорошо коррелируется с магнитными зонами 1-го опорного разреза Модьорошдомб I (рис. 108).



В 1985-ом году закончились гравиметрические измерения на чехословацко-венгерском участке Единой Гравиметрической Сети (ЕГС).

Осуществлено перемещение из-за реконструкции аэропорта Будапешт (Ферихедь) государственного гравиметрического базисного пункта (MEGP 29) и повторное измерение его эксцентров. В составе этих работ продолжалось измерение новой гравиметрической сети II-го класса, начавшееся в 1980-ом году; до сих пор выполнено 80% определений измерительных связей с тремя гравиметрами.

Проведены расчеты по исследованию гравиметрического эффекта, возникающего вследствие вариации атмосферного давления из-за изменения положения и состояния воздушных масс, на значение  $g$ , определенное абсолютным методом на одной и той же точке в разное время. Этот эффект состоит из двух частей. Один из них — непосредственный эффект перемещающихся масс атмосферы, а второй вытекает из деформаций Земли из-за вариаций атмосферного давления.

Для наших исследований были использованы результаты радиозондовых замеров Государственной Метеорологической службы до 20 км-овой высоты и выше, а также данные с поверхности и метеорологические карты масштаба: 1:10 000 000. Два различных эффекта были также определены отдельно, с распространением исследований на различные объемы: рассмотрены конуса 20-и километровой высоты с вершиной в точке исследования и исследован эффект от заключенных в эти конуса воздушных масс при различных углах раствора. Определено, что эффект от вариаций давления в Средней Европе, имеющих максимальное значение 30 мбар, значительный. В так называемой внутренней зоне исследуемой точки (угол раствора корпуса  $1^\circ$ ) полный эффект может достигать  $130 \text{ нмс}^{-2}$  (13 мкгл). В этой зоне 95% полного значения вытекает из непосредственного гравитационного эффекта. Во внешних зонах (конус раствором макс.  $30^\circ$ ) эффект из-за деформаций Земли увеличивается, но не превышает 20% от всего эффекта. Таким образом, при сравнении абсолютных значений  $g$ , определенных в разное время, необходим учет этих эффектов.

\* Чано Г., Польхаммер М., Шархидан А., Сабо З.

В окрестностях государственного опорного гравиметрического пункта номер 82, расположенного в пещере Матяшхедь, путем гравиметрических и вариометрических измерений исследованы местные аномалии поля силы тяжести. Обнаружено, что в окрестностях главного опорного пункта (рис. 109) горизонтальный градиент достигает 400 этвеш ( $\approx 40$  мкгл/м), что подчеркивает важность очень основательной установки абсолютного гравиметра.

Показано также, что зависимостью горизонтального градиента от высоты тоже нельзя пренебречь (рис. 110), поскольку в нашем случае на высоте 50–150 м над постаментом значение градиента изменяется приблизительно на 6,5%.

В течении года с целью более точного определения карты геоида Венгрии во внутренних зонах 20 дальнейших точек для геоидных определений проведены гравиметрические исследования.

С целью разработки оптимальной интерполяции аномалий Фая опробованы различные методы (оптимальная аппроксимация, метод наименьших квадратов, аппроксимация суммой Боолена и т. д.).

Используя 130 000 гравиметрических точек, составлена карта остаточных аномалий Венгрии в масштабе 1:100 000. При составлении карты за основу приняты аномалии Буге, рассчитанные с использованием значений плотности  $2,4 \text{ г/см}^3$ . Составлен вариант карты в масштабе 1:400 000. Карта остаточных аномалий дает хорошую основу для составления структурной карты Венгрии.