

# 3 ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ



### 3.1 ИЗУЧЕНИЕ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ\*

Тиханьской обсерваторией непрерывно выполнялись задачи по производству измерений и передаче данных по международной сети. Контроль за уровнями измерений, то-есть за т. н. опорными значениями, стал возможным благодаря совместным измерениям в ходе международных мероприятий. В 1988 г. в Тиханье было организовано рабочее совещание ПЛАНЕТА-88, явившееся одновременно и заседанием рабочей группы IV. 5. КАПГ. В рамках этих мероприятий специалистами французских, западно- и восточногерманских, чешских и словацких, польских, румынских, болгарских и югославских обсерваторий были выполнены совместные измерения. В 1989 г. представилась возможность участвовать в рабочей встрече, организованной IAGA и финским Метеорологическим институтом в обсерватории Нурмиярва (Финляндия), где в течение полутора недель проводилось тестирование восьми различных вариационных систем. Накопитель данных ДИМАРШ нашей разработки в комплексе с кварцевыми вариометрами советского производства с точки зрения его технических параметров в этом соревновании оказался одним из средних. Серией тестировок вскрыто несколько систематических ошибок датчиков, как например ошибка в 3–8% фактора эталонировки, заданного изготовителем, или ошибка  $1,5^\circ$  в ориентировании вариометра D. К счастью, эти ошибки могут быть учтены и впоследствии, поскольку они являются систематическими, и их изменения происходят медленно, так что значения могут считаться постоянными в течение квартала или даже полугодия. Нами составлена программа для компьютера по повторной обработке данных 1988–89 гг.

Предварительными значениями геомагнитных компонент, не содержащими указанные поправки, являются ниже следующие:

для эпохи 1988,5	для эпохи 1989,5
D = $1^\circ 42,7'$	D = $1^\circ 46,1'$
H = 21 430 нт	H = 21 434 нт
Z = 42 414 нт	Z = 42 463 нт
F = 47 536 нт	F = 47 559 нт

\* А. Кёрменди

1988 и 1989 гг. были решительно волнующими для обсерватории: была произведена электрификация железной дороги Будапешт–Надьканижа до ст. Фоньод. Расстояние железной дороги до обсерватории составляет примерно 4,2 км, и по международному опыту это расстояние достаточно мало для того, чтобы вызывать серьезные помехи в магнитных наблюдениях (в международных рекомендациях по проектированию обсерваторий минимальное расстояние до ближайшей электрифицированной железной дороги указывается в 30 км). Неуверенность возрастала из-за того, что Венгерскими Железными Дорогами (ВЖД) здесь была введена новая, в Венгрии ранее не использовавшаяся технология. В отличие от традиционного питания по схеме  $1 \times 25$  кв новая линия от г. Секешфехервар строилась с питанием по схеме  $2 \times 25$  кв. Это решение было принято ВЖД из соображений экономии средств, и оно впрочем обещалось быть весьма благоприятным и для обсерватории. Детали будут опубликованы позже. С точки зрения учения об электричестве и геофизики преимуществом схемы  $2 \times 25$  кв является то, что из-за наличия т. н. линии возвращения в почве течет лишь ничтожная доля тягового тока. Далее, токовое поле формируется по существу между двумя запасными трансформаторами, находящимися на расстоянии 5–10 км друг от друга, что значительно меньше расстояния 40–60 км между подстанциями традиционной тяговой системы.

С июля 1988 г. по сентябрь 1989 г. систематическое движение имело лишь на отрезке между гг. Секешфехервар и Шиофок. В это время наблюдения выполнялись нами на отрезке Балатоналига–Замарди. Были разработаны методы наблюдений и обработки. Практически с января 1990 г. электропоезда ходят систематически и на отрезке между гг. Шиофок и Фоньод. По свидетельству опытных измерений электрификация не оказывает влияния на вариометры с кварцевой нитью и с разрешающей способностью 0,1 нт и на протонпрецессионные магнитометры, имеющиеся в настоящее время в обсерватории.

## 3.2 ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

### 3.2.1 Изучение земных приливов\*

#### *Наблюдения гравиметрами*

Особенно важной задачей в геофизической интерпретации гравитационных приливов является увеличение точности эталонировок гравиметров. Наша задача заключалась в увеличении надежности эталонировки гравиметра BN-07 (Аскания GS-12 с емкостным датчиком) с 0,5 до 0,1%. В прошлом году это частично было достигнуто благодаря тому, что микроскоп гравиметра, точность отсчета и линейность которого отнюдь не удовлетворительны, был устранен из процесса калибровки (нелинейность гравиметров типа Аскания иногда может дойти до 2–3%). В настоящее время выполняется эталонировка гравиметров в двух вариантах:

#### а) Относительная эталонировка

Относительная эталонировка осуществляется с помощью электростатического эталонирующего узла, вмонтированного в прибор в 1988 г. Ее цель заключается в том, чтобы следить за изменением масштаба гравитационной записи во времени. На основании эталонировок, выполненных в 1988–89 гг. (до июня 1988 — 304 шт.), было установлено, что внутренняя точность относительных эталонировок составляет 0,04%. В ходе наших опытов стали ясно, что чувствительность прибора в значительной степени зависит от условий стабилизации температуры. Изменение системы обогрева прибора (увеличение тока обогрева на несколько мА) в начале 1989 г. привело к увеличению чувствительности примерно на 3%.

#### б) Абсолютная эталонировка

Абсолютная эталонировка осуществляется путем наклонения гравиметра, по способу Гриднева (Институт Физики Земли АН СССР). Угол наклона всегда незначителен (значительно меньше  $1^\circ$ ). В нашей практике принимались углы 0,05 и 0,01°. Сущностью способа Гриднева является следующее:

- при наклонении по разным азимутам можно точно установить плоскость движения кронштейна, поддерживающего массу,

\* П. Варга

- установленная чувствительность не зависит от угла кронштейна прибора, образованного с горизонтальной плоскостью,
- в ходе эталонировки гравиметр находится в состоянии покоя.

Точность абсолютных эталонировок, выполненных в первое полугодие 1989 (9 эталонировок) составляла 0,03%, то-есть достигала точности относительных эталонировок.

В 1989 г. были обработаны данные совместных чехословацко-венгерских (1985) и австрийско-венгерских (1988-89) наблюдений. Результаты, опубликованные в *Marees Terrestres, Bulletin d'Information* и в Бюллетени К, изданной ЭЛГИ, свидетельствуют о том, что вслед за модернизацией гравиметра в 1986 г. данные, полученные прибором BN-07, стали намного ближе к таковым, полученным чехословацким и австрийским приборами (GS-15, № 228 и LCR, D-9) соответственно). Результаты обработки данных иллюстрируются двумя таблицами. По *таблице VII* видно, что сходимость между данными трех приборов после модернизации BN-07 в отношении амплитуд ( $\beta$ ) и разности фаз ( $\kappa$ ) наиболее важных волн 01 и M2 в равной степени хорошая, расхождения составляют всего 0,2%. Измерения, выполненные ранее (1986) совместно с проф. Герштенекером, позволили заключить, что надежность сопоставлений приборов — около 0,5%. В *таблице VIII* приводятся сведения по расхождениям, выявляемым по данным совместных измерений между Печны (Прага) и Будапештом, а также между Будапештом и Веной. В случае Печны-Будапешт расхождения пренебрежимо малы, в то время как несколько большие расхождения между Веной и Будапештом могут объясняться тем, что серия наблюдений, выполненных с австрийским прибором в пещере Матяшхедь, еще не достаточно длительна.

### *Наблюдения экстенсомерами*

Более короткий из двух экстенсометров простаивал в течение нескольких месяцев из-за неполадок в электрической схеме. В настоящее время работают оба прибора, надежно регистрируя приливные волны с относительной амплитудой в  $10^{-8}$ . Для интерпретации годовой дрейф в размере порядка 60 микрометров, на который накладывается волна, вероятно, термической природы с амплитудой в 10 микрометров и с периодом в год, в начале года были установлены два «микро» экстенсометра вкрест двум разломам в пещере и параллельно основным экстенсомерам, функционирующим уже длительное время. Хотя их точность и значительно ниже (0,1 микрометра), с их помощью предусматривается выяснение степени связи дрейфа основных приборов с внешними (возможно, тектоническими) и с внутренними (инструментальными) причинами. В течение года начаты наблюдения за изменением концентраций радона во времени с помощью прибора и при участии Мечекского Горнорудного предприятия, установленного в непосредственной близости от одного из «микро»

экстенсометров. Обработка данных измерений, как и в случае «микро» экстенсометров, является задачей на 1990 г.

### 3.2.2 Геодинамическое исследование внутренней структуры земли\*

Была определена группа параметров Лава, описывающих явления, не зависящие от гравитационного потенциала, которыми характеризуются сфероидальные и тороидальные компоненты дифференциальных движений, имеющих место, или, более точно, предполагаемые на границе мантия/ядро.

Было продолжено исследование гравитационного поля кольцеобразного тела с целью подготовки абсолютных эталонировок гравиметров. В настоящее время уже известны все параметры, необходимые для проектирования эталонирующего оборудования.

Исследование приливного трения в последние два года продолжалось в бельгийско-венгерском сотрудничестве. На основании проведенных исследований можно предполагать, что

- замедление скорости вращения из-за приливного трения превышает наблюдаемое значение, то-есть вращение нашей планеты ускоряется каким-то механизмом; были проведены расчеты для определения изменения фигуры Земли и возникающих напряжений в связи с этой неуравновешенностью;
- запаздывание фаз по наблюдениям за земными приливами превышает теоретическое значение; пока нет объяснения данному явлению;
- неуравновешенность приливного трения существовала и в последние полмиллиарда лет истории Земли, причем его величина, согласно предварительным расчетам, сильно менялась во времени.

\* П. Варга



### 3.3 ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ

#### 3.3.1 Палеомагнитный образ миоценового вулканогенного комплекса Бюккаля\*

##### *Введение*

В 1982 г. в тонкозернистых песчаниках верхнего олигоцена П. Мартоном [Márton P. 1983] наблюдалось наклонение, меньше современного, и большой поворот склонения против часовой стрелки ( $D = 105^\circ$ ,  $I = -48^\circ$ ,  $K = 20$ ,  $\alpha_{95} = 3^\circ$ , количество образцов — 75). Этот поворот больше такового Задунайского среднегорья, равное  $30^\circ$  [Márton E. 1986]. Результат, полученный П. Мартоном, относился к одной точке отбора проб, поэтому его локальное или региональное значение осталось неясным.

В 1988—89 гг. в Бюккаля, от Демьёна до Мишкольца, в ряде точек были опробованы миоценовые вулканиты (рис. 150) при ориентации проб солнечным и магнитным компасами. В точках опробования породы оказывались различными по их составу и структуре (пористые туфы, плотные лавы и игнимбриты). Опробованные породы при картировании относились к двум различным горизонтам туфов и игнимбритов миоценового возраста [BALOGH, RÓNAI 1965]. Их калий-аргоновые возраста в среднем около 20 млн. лет, но с сильным разбросом значений [BALOGH et al. 1985].

##### *Результаты лабораторных исследований*

Из керновых проб, полученных в поле, были нарезаны лабораторные пробы. Перед размагничиванием по всем пробам были измерены естественная остаточная намагниченность и восприимчивость, затем по всем точкам отбора проб было выбрано несколько пилотных образцов разной окраски, текстуры и зернистости. Одна из проб, изготовленных из каждого пилотного образца, была размагничена в поле переменного тока, другая — термической обработкой. Не считая точку №18, в которой так и не удалось выявить характерную намагниченность, остаточная намагниченность оказалась весьма стойкой при размагничивании переменным током. Полного размагничивания не удалось достигать даже в пиковом поле 0,22 тесла. В поле переменного тока вместо размагничивания часто наблюда-

\* Э. Мартон

лось намагничивание: интенсивность искусственной компоненты возрас- тала как функция от пикового значения переменного поля, что сделало невозможным полное размагничивание. Поэтому для чистки остальных проб обычно использовалась термообработка.

На основании характерной намагниченности по подгруппам проб, представленных пилотными образцами, всех точек пробоотбора были рассчитаны средние палеомагнитные направления, данные по которым сведены в *таблицах IX и X*. На основании 14 таких подгрупп среднее направление намагниченности по нижней вулканической толще составляет

$$D = 99^\circ, \quad I = -50^\circ, \quad k = 82, \quad \alpha_{95} = 4^\circ,$$

а по верхней толще (по 39 подгруппам)

$$D = 159^\circ, \quad I = -35^\circ, \quad k = 50, \quad \alpha_{95} = 3^\circ.$$

По этим палеомагнитным данным поворот склонений составляет в нижней вулканической толще  $81^\circ$  против часовой стрелки, а в верхней и  $21^\circ$  в том же направлении.

При поправке магнитных характеристик единичных направлений путем поворота местных плоскостей фолциации в горизонтальное положение приведенные выше прекрасные статистические параметры несколько ухудшаются. Это указывает на то, что негоризонтальное положение плоскостей фолциации не является следствием тектонических движений, а отражает первичные наклоны склонов.

### *Интерпретация результатов*

Палеомагнитное направление нижней толщи свидетельствует о том, что поворот, ранее наблюдавшийся на единичной точке [MÁRTON P. 1983] является не локальным явлением, а наблюдается вдоль всего южного края Бюккских гор. Поворот склонений в верхней толще меньше, следовательно, поворот района против часовой стрелки начался в период между возникновением двух вулканических толщ и почти закончился к моменту намагничивания верхней толщи.

Из наклонов, характеризующих две вулканические толщи, меньшим является склонение верхней толщи. Поскольку трудно представить перемещение района к югу во время вулканизма, встает вопрос об ошибке в определении наклонов. В сильно намагниченных, практически двухмерных телах может иметь место отклонение остаточной намагниченности от направления магнитного поля вследствие магнитной рефракции. Этот механизм возникновения ошибки в наклонении однако может быть исключен, поскольку нет зависимости между величиной наклона и интенсивности остаточной намагниченности или восприимчивости (*рис. 151*). В верхней вулканической толще однако (см. раздел 3.3.2) степень

магнитной фолиации и величина наклона находятся в корреляции друг с другом. С помощью выравнивающей прямой можно получить истинное наклонение неориентированной текстуры без фолиации на  $10^\circ$  больше, то-есть порядка  $45^\circ$ . Таким путем можно устранить кажущееся противоречие между нижней в верхней вулканическими толщами.

Значения фолиации на рис. 151 обычно считаются малыми для оказания заметного отклонения в палеомагнитных направлениях. Кажется однако, что на самом деле даже настолько низкая анизотропия восприимчивости может вызвать большие ошибки. Выявление «скрытой» связи между искажением палеомагнитных направлений и анизотропией может явиться стимулом к таким исследованиям, которые приведут к повышению точности палеомагнитных направлений (см. раздел 3.3.2), а по критическим для плитно-тектонических реконструкций эпохам устраняют неуверенность в отношении надежности наклонов.

Литературу см. в венгерском тексте

### 3.3.2 Магнитная анизотропия и ее использование в поправке палеомагнитных данных\*

Метод изучения анизотропии магнитной восприимчивости основывается на измерении восприимчивости по определенным направлениям ориентированных образцов. В математическом описании зависимости от направления используется симметричный, т. н. анизотропный тензор, а для иллюстрации явления — эллипсоид, соответствующий этому тензору. Главные оси эллипсоида определяются взаимно-перпендикулярными главными (максимальной, средней и минимальной) восприимчивостями. Ориентировкой эллипсоида выражается ориентировка магнитных минералов породы (магнитная текстура), отражающая геологические процессы, затронувшие породу. Эллипсоид анизотропии может быть охарактеризован соотношениями главных осей (главных восприимчивостей). Тремя основными параметрами являются степень анизотропии ( $\kappa_{\max}/\kappa_{\min}$ ), магнитная линейность ( $\kappa_{\max}/\kappa_{\text{int}}$ ) и магнитная фолиация ( $\kappa_{\text{int}}/\kappa_{\min}$ ). Степенью анизотропии выражается интенсивность анизотропии, линейностью — интенсивность линейной ориентированности, а фолиацией — плоскостная ориентированность, уплощенность. В слоистых осадочных породах обычно преобладает фолиация, в сильно деформированных породах или в текстурах течения характерным является господство линейности.

Магнитная текстура таким образом находится во взаимосвязи с рядом текстурных особенностей, а иногда и с полем напряжений [HROUDA 1982; BORDÁS 1989a, 1989b]. Поскольку из-за магнитной анизотропии намагниченность может исказиться по отношению к вызвавшему ее полю земного магнетизма, то измерения анизотропии могут оказаться полезными и в контроле за надежностью палеомагнитных наблюдений.

\* Р. Бордаш

В ходе палеомагнитного изучения миоценовых игнимбритов и изменений анизотропии их восприимчивости было установлено, что имеется связь между наклоном остаточной намагниченности и величиной магнитной фолиации (см. раздел 3.3.1). Несмотря на то, что величина фолиации, дающей в этих породах значительную долю анизотропии, составляет всего несколько процентов, анизотропия очевидно оказывала большое влияние на вектор остаточной намагниченности (рис. 151).

В *таблицах XI и XII* представлены результаты измерений анизотропии магнитной восприимчивости миоценовых игнимбритов Бюккаля. Интерпретация некоторых более ранних результатов была дана Бордашем [BORDÁS 1989b]. Здесь рассматривается взаимосвязь между этими результатами и палеомагнитными направлениями. В столбцах 3, 4 и 5 таблиц приведены степень анизотропии, магнитная линейность и магнитная фолиация, а в столбцах 6, 7 и 8 — направления минимальной, средней и максимальной восприимчивостей. Отсутствие средних направлений указывает на то, что соответствующие направления единичных образцов не обнаруживают тенденции к группировкам. Можно заметить, что магнитная фолиация на всех подпунктах пробоотбора преобладает в отношении магнитной линейности. Субвертикальным направлением минимальной восприимчивости, играющим роль полюса плоскости магнитной фолиации, отмечается субгоризонтальность фолиации.

Эффектом, оказываемым анизотропией восприимчивости на остаточную намагниченность, обычно пренебрегают, если степень анизотропии мала ( $< 5\%$ ). При новейших исследованиях [STEPHENSON et al. 1986] однако было установлено, что в присутствии многодомэнных зерен магнетита анизотропия остаточной намагниченности даже при малой анизотропии восприимчивости может достигнуть больших величин. Это может сильно отклонить вектор остаточной намагниченности от направления бывшего магнитного поля Земли в сторону плоскости фолиации. Для исследования анизотропии остаточной намагниченности требуются специальные методы, и их точная применимость пока не вполне доказана. В настоящей работе представляется несколько экспериментов, и намечен простой метод поправки палеомагнитных данных за анизотропию магнитной восприимчивости.

Анизотропия остаточной намагниченности может изучаться путем наведения в образце остаточной намагниченности по разным направлениям. Это может быть выполнено различными способами: в способе негистерезисной анизотропии восприимчивости (НАВ) для «перемещения» магнитных домэнов используется переменное поле, а для их ориентирования — концентрическое постоянное поле; изотермическая остаточная намагниченность (ИОН) может быть наведена в образце электромагнитом при комнатной температуре; наконец, термически устойчивая намагниченность (ТУН) может быть наведена путем охлаждения нагретого образца в магнитном поле. По данным измерений остаточной намагниченности в разных направлениях могут быть рассчитаны эллипсоиды анизотропии.

Стефенсоном и др. [STEPHENSON et al. 1986] было доказано, что эллипсоиды анизотропии НАВ, ИОН и ТУН имеют одинаковую форму.

В ходе наших опытов были использованы способы ИОН и НАВ. ИОН наводилась электромагнитом с полем в 50 мт. Судя по кривым гистерезиса, приобретенная ИОН в этой области поля могла рассматриваться как пропорциональная применявшемуся полю. После измерения трех взаимно-перпендикулярных компонент остаточной намагниченности и намагничивания в одном направлении (например,  $X$ ) образец размагничивался в размагничивающем устройстве Шонстедта, работающем с переменным током, в пиковом поле 100 мт. Этот же способ применялся вдоль двух других взаимно-перпендикулярных осей ( $Y$  и  $Z$ ) образца. В способе НАВ использовались 15 направлений в различных полях размагничивающего устройства Шонстедта, а для ориентирования — геомагнитное поле. Тензор анизотропии, а также ориентировка и параметры эллипсоида анизотропии рассчитывались модифицированным вариантом компьютерной программы по интерпретации анизотропии магнитной восприимчивости [BORDÁS 1989], использующей для оценки ошибок и для решения вопроса о значимости анизотропии статистику Елинека [JELÍNEK 1977, 1978]. В поправке палеомагнитных данных использовались обратные матрицы тензоров анизотропии:

$$H = \text{const } \mathbf{k}^{-1} M,$$

где  $\mathbf{k}^{-1}$  — обратная матрица тензора анизотропии,  $M$  — вектор остаточной намагниченности, рассчитанный по палеомагнитным данным (склонение и наклонение), а  $H$  — пространственный вектор бывшего магнитного поля, обусловивший данную остаточную намагниченность в этой анизотропной породе. По компонентам  $H$  можно рассчитать исправленные склонение ( $D_{cr}$ ) и наклонение ( $I_{cr}$ ).

В *таблице XIII* представлены некоторые результаты поправок, выполненных на образцах миоценовых игнимбритов, в географической системе координат. При поправках абсолютное значение наклонений возрастает на  $3\text{--}13^\circ$ , в то время как склонение остается практически неизменным. Степень анизотропии в процентах в случае анизотропии остаточной намагниченности в 4–30 раз больше значений анизотропии восприимчивости. Вероятно, носителем остаточной намагниченности являются многодомэнные зерна типа магнетита.

Опытные измерения по анизотропии остаточной намагниченности дают объяснение большим отклонениям, предполагавшимся на основании диаграммы корреляции между наклонением и магнитной фолиацией игнимбритов (*рис. 151*). Анизотропия восприимчивости, измеренная в слабом поле, способна отражать тренд анизотропии, но не в состоянии дать ее истинную величину в связи со взносом от парамагнитной фракции и со специфической домэнной структурой ферромагнитных частиц. По результатам интерпретации анизотропии остаточной намагниченности

можно отметить, что ошибка в определении склонений практически исключена, зато отклонение наклонов от такового применявшегося поля составляет в среднем 10 градусов.

Литературу см. в венгерском тексте

### 3.4 ГЕОДЕЗИЧЕСКАЯ ГРАВИМЕТРИЯ\*

Первоочередной нашей задачей было производство измерений, связанных с созданием новой гравиметрической опорной сети Венгрии (ГСВ-80), и соответствующие расчеты и методические разработки (например, решение нормальных уравнений с большим количеством неизвестных или сравнительный анализ способов выравнивания, основывающихся на различных принципах), цель которых заключалась в том, чтобы обеспечить основу максимально возможной надежности и многогранного использования для гравиметрических измерений для геофизических и геодезических целей на следующие десятилетия.

Другой важной областью наших исследований было изучение случайных изменений поля тяготения локального или регионального характера, не связанных с приливными эффектами. Для упомянутых задач естественным образом необходимы и аппаратные разработки, в частности, систематическое исследование и проверка имеющегося в наличии парка приборов.

#### *Новая гравиметрическая опорная сеть Венгрии (ГСВ-80)*

ГСВ-80 представляет собой двуступенчатую сеть (рис. 152), поскольку опорная сеть включает в себя две сети, независимые в отношении системы измерений и количества используемых гравиметров. Результаты измерений, выполненных в 1971 г. по сети первого порядка и в 1978–89 гг. с разнообразными целями, выравниваются совместно. Измерения, фигурирующие в выравнивании, были детально описаны в отдельной работе [CSARÓ, SÁRNIDAI 1990/a]. Сеть состоит из 378 точек, и ею охватывается диапазон  $\Delta g$  в 256 мгал\*\*. Базисный уровень и масштаб определяются значениями «g», измеренными абсолютным гравиметром ГАБЛ советского производства в пяти пунктах Венгрии. Эти значения были приняты за обязательные при выравнивании по фиксированной сети [CSARÓ, SÁRNIDAI 1990/b]. Независимыми измерительными результатами считались средние по значениям  $\Delta g$ , рассчитанным по измерениям, выполненным по системе А–В–А–В–А одним и тем же гравиметром в один и тот же день.

\* Г. Чано, А. Шархидай

\*\* мгал =  $1 \cdot 10^{-5} \text{ мс}^{-2}$  и 1 микргал =  $1 \cdot 10^{-8} \text{ мс}^{-2}$

В технической практике в определении неизвестных способом выравнивания широко используется способ наименьших квадратов, в котором фундаментальным требованием является отсутствие в измерительных результатах как систематических, так и грубых ошибок. При относительных гравиметрических измерениях наибольшие затруднения вызываются как раз устранением ошибок данного типа, особенно при большом количестве измерений, их затягивании во времени и выполнении их несколькими гравиметрами, возможно, разных типов. Для выполнения априорных условий инструкции по измерениям были повторно измерены примерно 10% точек в сети. Была рассмотрена пространственная надежность 5355 измерительных данных, и была исключена возможность присутствия ошибок систематического типа. Для этой цели применялись способы выравнивания, основывающиеся на разных принципах: датский способ, выравнивание по наиболее частому значению, выравнивание по норме  $L_1$  и то же при выполнении условия  $\Sigma v = 0$  где  $v$  — вектор измерительной поправки. Для выявления ураганных значений было проведено итерационно-статистическое испытание. Выполнив его на доверительном уровне 90%, из окончательного выравнивания пришлось исключить 8% данных. Количество неизвестных в системе нормальных уравнений составляло 487, из них 408 — значения  $g$  по точкам измерений и 79 — константы приборов используемых гравиметров, считающиеся неизвестными.

Сумма измерительных поправок после выравнивания составляла 734 микрогал, что указывает на малую вероятность наличия систематических ошибок в результатах. Доброкачественность данных, вовлеченных в выравнивание, подтверждается и тем, что 95% измерительных поправок меньше значения  $\pm 30 \cdot 10^{-3}$  мгал и что лишь 9 поправок превышают  $50 \cdot 10^{-3}$  мгал. Средняя ошибка весовой единицы ГСВ-80 после выравнивания составляет  $\pm 16 \cdot 10^{-3}$  мгал. Пространственное распределение средних ошибок сети приводится на *рис. 153*. Средние ошибки неизвестных составляют  $\pm 3-11$  микрогал после выравнивания. Искажение сети ГСВ-80 оценивается в  $2 \cdot 10^{-4}$ .

### *Исследование возможных изменений поля тяготения*

Данная тема исследований фигурирует в долгосрочных планах работ как Международного Геодезического и Геофизического союза (IUGG), так и геодезических служб восточно-европейских социалистических стран. В 1988–90 гг. настала очередь третьего цикла измерений в чехословацко–польско–венгерском сотрудничестве по Карпатскому полигону, созданному в 1971 г. Руководителем темы и координатором работ по последней теме является ЭЛГИ.

На основании результатов повторных высокоточных нивелировок в Венгрии Институтом Геодезии и Картографии была составлена карта скоростей вертикальных движений. На этой карте в районе Дебрецена

наблюдается локальная аномалия опусканий со скоростью 5–6 мм в год (рис. 154), причина которой по всей вероятности заключается в интенсивной добыче подземных вод.

С целью наблюдений за будущими тенденциями движений был заложен опытный профиль Серенч–Хайдубёсёрмень–Дебрецен–Вамошперч вдоль линий К–21 и К–19 государственной нивелировки высшего класса. По профилю проектируются ежегодные высокоточные относительные гравиметрические измерения, нивелирование высшего класса и спутниковое определение позиции (GPS).

Литературу см. в венгерском тексте