УДК 550.380

Гордин В.М. Избранные труды и воспоминания. – М.ИФЗ РАН, 2007. - 138 с.

В сборник помещены избранные научные труды и стихи Валерия Михайловича Гордина (1942-2006) – выдающегося учёного-геофизика, специалиста в области интерпретации аномалий гравитационного и магнитного полей. План первых двух частей сборника составлен самим В.М.Гординым при жизни, в третьей части содержатся воспоминания его друзей и коллег.

Утверждено к печати редакционно-издательским советом ИФЗ РАН.

© ИФЗ РАН, 2007.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
От автора	4
Часть 1. Избранные научные статьи	7
1.1 Об одном способе интерполяции аномалий силы тяжести и вычисления гравиметрических уклонений отвеса в районе Западных Альп <i>(соавтор: Аронов В.И.).</i> 1971.	7
 Физические аспекты интерполяции и фильтрации аномалий геофизических полей (соавторы: Б.О. и В.О.Михайловы). 1980. 	12
1.3 Особенности интерпретации аномалий ΔT в экваториальных широтах (соавтор: Е.Н.Исаев).	27
1.4 Геомеханические модели как основа комплексной историко- генетической интерпретации геофизических данных (Соавторы: В.П.Мясников, В.О.Михайлов, В.Л.Новиков, Ю.Л.Сазонов). 1984.	35
1.5 Учет вариаций геомагнитного поля по материалам гидромагнитной съемки. 1980.	44
1.6 Существует ли западный дрейф главного геомагнитного поля? 1989.	51
1.7 Аномальное магнитное поле Мирового океана и гипотеза Вайна- Меттьюса. 1989-2000.	62
1.8 Гравиактивные оболочки Земли: спектрально-статистическая проверка гипотез о типах источников <i>(соавторы: О.А.Курихина и С.А.Тихоцкий)</i> . 1998.	91
Часть 2. Разное	105
2.1 Финансовый отчет о работе по договору с Center for Russian Geology. Arlingtoh. Texas. USA	105
2.2 Избранные стихотворения	107
2.3 Список опубликованных научных трудов	117
Часть 3. Воспоминания	124
3.1. В.В. Коток. Молодые годы В.М.Гордина (избранные факты).	124
3.2. В.О.Михайлов. К истории совместных работ с В.М. Гординым с 1971 по 2006 гг.	128
3.3. В.А. Рашидов. "Незоологический" фиксист.	131
3.4. С.А. Тихоцкий. О старшем друге.	133
3.5. И.А. Шубина	136
Вместо заключения	138

ПРЕДИСЛОВИЕ

План первых двух частей этой книги был составлен Валерием Михайловичем Гординым, который хотел издать сборник избранных трудов к своему 70-летнему юбилею и 50-летию работы в области грави- и магнитометрии. К сожалению, сборник выходит слишком рано – в год его 65-летия, и слишком поздно – через год после его смерти.

Мы не вносили каких-либо изменений в план первых двух частей. Все статьи, включённые в сборник избранных трудов, перепечатаны в том виде, в котором они были ранее опубликованы. Сохранён и первоначальный стиль оформления статей, принятый в конкретном издании на момент публикации, включая стиль библиографических ссылок и способ оформления и нумерации рисунков и формул. Исключение составляет статья "Аномальное магнитное поле океанов и гипотеза Вайна-Меттьюса" (1989 – 2000 гг.), которая в данной версии публикических статьи содержался в научном архиве Валерия Михайловича.

Избранные стихотворения, подготовленные автором к публикации во второй части, дополнены стихотворениями, любезно предоставленными В.М.Новоселицким.

В третьей части сборника помещены воспоминания друзей и коллег о Валерии Михайловиче.

Труд по подготовке сборника к печати, включая техническое редактирование текстов и подготовку рисунков взяли на себя Д.Ю.Шур и Е.А.Киселёва.

В.О.Михайлов, С.А.Тихоцкий

ОТ АВТОРА

Побудительные мотивы к изданию этой книги ясны из подзаголовка. В 1962 г., через 2 месяца после смерти отца - Михаила Даниловича Гордина - 20-летним студентом 2-го курса я начал работать на кафедре "Геофизических методов разведки месторождений полезных ископаемых" Геологического факультета МГУ. Никаких профессионально-карьерных интересов в этом не было, а было лишь желание подработать без нарушений для довольно строгой в те времена учебной дисциплины.

Мой первый руководитель - Владимир Ильич Аронов; моя первая должность - младший техник-вычислитель, первое орудие труда – арифмометр "Феликс". С его помощью, я выполнил свою первую "научную" работу - редуцировал на плоскость гравитационное поле двух-мерного возмущающего тела, в сечении напоминавшего гроб.

К защите диплома (1966 г.) удалось накопить неплохой "научный капитал", который исчислялся 6-ю принятыми к публикации и уже опубликованными статьями и, казалось бы, предопределял безбедную аспирантскую будущность. Судьба однако распорядилась иначе. Место в аспирантуре досталось не мне. Малопродуктивные попытки получить московское распределение закончилась визитом к В.В.Федынскому, резюме которого было кратким: "Поработай сначала на производстве, а потом я тебе помогу".

Таким образом, я попал в систему Министерства Геологии РСФСР и в течение последующих 3-х лет служил в Анюйской геолого - поисковой экспедиции одноимённого РайГРУ Северо-Восточного Геологического Управления. Эти три года, проведённые в пос. Билибино Магаданской области, сделали меня профессионалом, укрепили во мнении, что любая съёмочная или интерпретационная работа - это процесс самообразования, а главное, научили не бояться принимать ответственные решения. Моя благодарность Всеволоду Владимировичу и коллегам по Анюйской экспедиции, прежде всего, В.А.Иванову и В.Т.Литвинову за "производственные университеты" с годами только возрастала.

Следующая пятилетка (1969-1974) отвечает общепринятым научно-карьерным стандартам. Вернувшись в Москву, я стал сотрудником руководимого В.И.Ароновым отдела "Математических методов в геологии" ВНИГНИ с грошовым окладом, но с очевидными кандидатскими перспективами. В 1970 г. они воплотились в диссертацию: "Вычисление гравиметрических уклонений отвеса в горной области и решение обратной задачи гравиметрии для тел переменной плотности", результаты которой легли в основу нашего, совместного с В.И.Ароновым, доклада на 15-й Генеральной ассамблее Международного Геофизического и Геодезического Союза и включённую в настоящий сборник статью.

Быть может главной профессиональной удачей начала 70-х гг. было творческое общение и дискуссии с В.И.Ароновым. Ему я обязан избавлением от романтической веры во всесилие математических методов, усвоению знаменитого девиза: "цель расчётов - понимание, а не числа". Не менее важным было то, что на правах соавтора В.И.Аронова меня приняли в круг ведущих гравиметристов страны, идейным лидером которых был Владимир Николаевич Страхов. С многими из них - Г.И.Каратаевым, К.М.Картвелишвили, С.С.Красовским, В.М.Новоселицким, А.В.Цирульским - мы на долгие годы стали друзьями. Примерно тогда же началось наше многолетнее и, смею надеяться, ещё не исчерпавшее себя сотрудничество с Валентином Олеговичем Михайловым.

Уже в 1971 г. добытая, благодаря стараниям В.И.Аронова, должность старшего научного сотрудника избавила меня от катастрофических финансовых затруднений и позволила сосредоточиться на актуальных в то время проблемах интерполяции, фильтрации и трансформирования измеренных геофизических полей. Наивысшим достижением этих исследований явился гибрид идеи истокообразных аппроксимаций с оптимальной фильтрацией по критерию Колмогорова-Винера. Полученные результаты были доведены до числа и легли в основу статьи "Физические аспекты фильтрации и разделения геофизических аномалий", написанной в соавторстве с братьями Б.О. и В.О. Михайловыми и также включённой в настоящий сборник.

Интенсивные упражнения в математизации, создании модных в то время автоматизированных систем обработки и интерпретации данных и почти полный отрыв от экспериментальной практики привели меня к середине 70-х гг. к "идейному кризису". Цепочка рассуждений была предельно проста: я пришёл в геофизику, чтобы больше узнать об устройстве Земли. Математические упражнения к этой цели не приближают. Следовательно, нужно вернуться к съёмкам, к их реальной интерпретации и геологическим приложениям.

Сказано – сделано. В 1975 г. я уволился из ВНИГНИ и в течение последующих полутора лет руководил камеральными работами в Суданском контракте треста "Зарубежгеология" МинГео СССР. Это была замечательная по своей внутренней энергетике работа с авралами, бессонными ночами и выдачей полноценных отчётов раз в квартал. Контрактом руководил мой однокашник по МГУ и друг Е.Н. Исаев - геофизик высочайшей квалификации, обладавший к тому же незаурядным талантом менеджера. Сотрудники контракта - Н.Н. Фурсов и В.В. Самойлюк, - стали моими учителями в области аэромагнитометрии, а совместную работу с И.В. Исаевой я по сей день считаю образцом сотрудничества геофизика-интерпретатора с геологом. Память об этом периоде - третья из включённых в сборник статей.

Конец 70-х, начало 80-х гг. - время интенсивной работы семинара по геомеханике, руководимого профессором (впоследствии – академиком РАН) Вениамином Петровичем Мясниковым. Сверхзадача семинара была сформулирована просто, но чрезвычайно дерзко: перейти от интерпретации мгновенной картины геофизических полей к воспроизведению процессов структурообразования, созданию иерархии геомеханических моделей, описывающих весь диапазон пространственно-временных масштабов: от глобальной гравитационной дифференциации вещества до осадконакопления и формирования локальных поднятий в осадочном чехле. В работе семинара участвовали в основном математики и механики; мне же отводилась роль болельщика и консультанта по адаптации построенных моделей к реальным геолого-геофизическим обстановкам. Хотя итоги наших штудий оказались гораздо скромней замысла, у меня нет оснований их стыдиться. Несколько задач удалось решить на вполне приемлемом уровне. Порукой тому четвёртая статья сборника, написанная по материалам доклада на совещании по комплексному изучению тектоносферы в Суздале в 1981 г.

В 1977 г. мне фантастически повезло. В Институте физики Земли открылась вакансия старшего научного сотрудника. Вероятность её занять была исчезающе мала. Тем не менее она воплотилась в реальность и в течение следующего десятилетия все мои усилия были направлены на решение проблем магнитологии и морской магнитометрии.

Освоению новой проблематики во многом способствовало участие в 1978-1979 гг. в 2-х морских экспедициях Института в Южную Атлантику под началом Г.Б. Удинцева и А.Ф. Береснева. Возлагая на меня руководство магнитометрическими работами, они сильно рисковали, поскольку опыт новоиспечённого руководителя в области морских магнитных измерений был нулевым. Добыть его помогло творческое общение с выдающимся магнитологом и энтузиастом морских магнитных экспериментов Александром Николаевичем Пушковым, рекомендовавшим для участия в экспедициях сотрудников ИЗМИРАН В.В. Любимова и А.Г. Попова. Результатом наших совместных усилий стала серия статей по вопросам метрологии, проведения и обработки материалов гидромагнитных съёмок. В их числе - помещённая в сборник работа, положившая начало популярным в те годы исследованиям в области косвенного учёта геомагнитных вариаций, статьи по морской магнитной градиентометрии и монография "Морская магнитометрия", написанная в соавторстве с Е.Н. Розе и Б.Д. Угловым.

Интерпретационные результаты экспедиций в Южную Атлантику нашли отражение в совместных статьях с Г.Б. Удинцевым, А.Ф. Бересневым и серии публикаций, посвящённых критическому анализу методов трассирования и стратификации линейных магнитных аномалий. Подытожила её статья "Аномальное магнитное поле океанов и гипотеза Вайна-Меттьюса" (1989 г.), инициатором написания и пристрастным редактором которой был чл.-корр. АН СССР Владимир Владимирович Белоусов. Включённый в сборник вариант этой статьи был отредактирован в 2000 г. и ранее не публиковался. В том же 1989 г. увидела свет моя единственная сугубо магнитологическая статья под полемическим названием "Существует ли долготный дрейф главного геомагнитного поля?", посвящённая памяти А.Н. Пушкова.

В конце 80-х гг. в связи с переходом в лабораторию "Комплексной интерпретации геофизических данных" круг моих научных интересов пополнили вопросы изучения изостазии и гравитационного моделирования земной коры и верхней мантии континентов и океанов.

На этом, текст, написанный рукой В.М. Гордина, обрывается. События жизни и круг интересов Валерия Михайловича в последующий период в какой-то мере отражены в приведённых в конце этой книги воспоминаниях друзей и коллег. Также к этому периоду относится и последняя из включённых Валерием Михайловичем в сборник статей "Гравиактивные оболочки Земли: спектрально-статистическая проверка гипотез о типах источников" (1998 г).

ЧАСТЬ 1. ИЗБРАННЫЕ НАУЧНЫЕ ТРУДЫ

1.1. ОБ ОДНОМ СПОСОБЕ ИНТЕРПОЛЯЦИИ АНОМАЛИЙ Да И ВЫЧИСЛЕНИИ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ УКЛОНЕНИИ ОТВЕСА В РАЙОНЕ ЗАПАДНЫХ АЛЬП

(В. И. Аронов, В. М. Гордин. Геофизический бюллетень. 1971. № 24. М.: Наука, 1971. С. 13-28.)

В работе [5] приводятся результаты вычисления гравиметрических уклонений отвеса в Западных Альпах по формулам Венинг-Мейнеса, т.е. в предположении, что все наблюдения отнесены Δg к единому уровню. Для большей части опытного полигона это вполне оправдано, поскольку высоты гравиметрических пунктов в среднем равны 100-200 м, т. е., примерно, на два порядка меньше расстояний между пунктами. Однако в север — северо-западной части полигона, охватывающей непосредственно горные сооружения Западных Альп, превышения между пунктами достигают 2,0—2,5 км, в связи с чем возникает проблема учета разновысотности наблюдений.

Ряд трудностей связан также с недостаточной плотностью сети гравиметрических пунктов¹. Наличие значительных (до 1600 км²) купюр, не освещенных гравиметрической съемкой, и весьма сложная структура гравитационного поля на опытном полигоне обусловливают существенную неоднозначность интерполяции расчетных карт Δg в редукции Буге и вычислений гравиметрических уклонений отвеса. Для оценок, характеризующих эту неоднозначность, воспользуемся формулами, которые получены на основе аппроксимации аномалий

 Δg целыми аналитическими функциями конечной степени

$$\max_{(x,y)} |\delta \Delta g| \leq e^{-\pi \frac{H}{l}} \left(\pi \frac{H}{l} + 1 \right) \max_{(x,y)} |\Delta g|$$
(1)

$$\max_{(x,y)} \left| \delta x^{"}(\delta \eta^{"}) \right| \leq \frac{2 \rho^{"}}{\pi y} e^{-\pi \frac{H}{T}} \left(\pi \frac{H}{l} + 1 \right) \max_{(x,y)} \left| \Delta g \right| \quad ,$$
(2)

где $max |\Delta g|$ - максимальная относительная амплитуда аномалий Δg ; l-среднее расстояние между гравиметрическими пунктами; Н-глубины залегания эквивалентных точечных масс; γ нормальное значение силы тяжести; ρ "=cosec 1"

Ha исследуемой площади для большинства локальных аномалий $max |\Delta g| \simeq 20-60$ млг, $H \simeq 15-20$ км и l = 10 км. По формулам (1) и (2) находим $max |\delta \Delta g| = 1 - 3$ млг; $max |\delta \xi''(\delta \eta'')| = 0, 2 - 0, 7$. В предельном случае $max |\Delta g|$ 100 мгл; H = 10 км, l = 20 км) будем иметь: $max |\delta g| \simeq 20$ млг; $max |\delta \xi^{"}(\delta \eta^{"})| = 4^{"}, 0$.

При выводе формул (1) и (2) предполагалось, что в гравиметрических пунктах заданы точные значения Δg , в то время как в действительности ошибки их определения составляют 2-5 мгл. С учетом этого обстоятельства реально возможная точность вычислений может быть охарактеризована величинами: $max |\delta g| = 4 - 6 \text{ мгл}, max |\delta \xi^{"}(\delta \eta^{"})| = 1^{"}, 0 - 1^{"}, 2^{"}$.

Представляет интерес попытаться уточнить результаты, полученные в [5], используя для этой цели метод обработки гравиметрических наблюдений в горной местности, изложенный в работах авторов [1—3 и др.].

Основная идея метода заключается в замене реального распределения возмущающих масс простым слоем с кусочно-постоянной плотностью, расположенным на внутренней плоскости z' и создающим в гравиметрических пунктах наблюдаемые аномалии Δg . Исходное поле при этом фактически интерполируется системой гармонических функций – аномалий от элементарных квадратов с площадями h x h, залегающих на глубине z', т.е.

¹ При расчетах использовались, данные, представленные доктором Тенгстрёмом.

$$\Delta g(x, y, z) \simeq \overline{\Delta g}(x, y, z) = \sum_{-N}^{+N} \sum_{-N}^{+N} \alpha_k, j G_k, j(x, y, z) \quad , \tag{3}$$

где

$$G_{k,j}(x,y,z) = \frac{1}{2\pi} \operatorname{arctg} \frac{(\xi - x)(\eta - y)(z - z')^{-1}}{\sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - y) + (z - z')^2}} \Big|_{(k-\frac{1}{2})h}^{\xi = (k+\frac{1}{2})h} \Big|_{(j-\frac{1}{2})h}^{\eta = (k+\frac{1}{2})h} ;$$
(4)

*α*_{*k,j*} – плотности элементарных квадратов, определяемые из решения системы линейных алгебраических уравнений

$$F = AX \quad . \tag{5}$$

Здесь $F = \{\Delta g(x_p, y_p, z_{p,q})\}$ – значения $\Delta \delta$ в гравиметрических пунктах; $X = [\alpha_{kj}]$ *А*—квадратная матрица порядка $(2N+1)^2$ с элементами

$$A_{kj,p,q} = \frac{1}{2\Pi} \operatorname{arctg} \frac{(\xi - x_p)(\eta - y_q)(z_{p,q} - z')^{-1}}{\sqrt{(\xi - x_p)^2 + (\eta - y_q)^2 + (z_{p,q} - z')^2}} \Big|_{(k-\frac{1}{2})h}^{\xi = (k+\frac{1}{2})h} \Big|_{(j-\frac{1}{2})h}^{\eta = (j+\frac{1}{2})h} ;$$
(6)

 x_{p}, y_{q}, z_{pq} — координаты и высоты пунктов; k , j , p , $q=\pm 1,\pm 2,\ldots,\pm N$.

Последующие вычисления элементов (трансформант) гравитационного поля сводятся к определению прямого гравитационного эффекта простого слоя в точках физической поверхности Земли или внешней по отношению к ней области. Для гравиметрических уклонений отвеса имеем

$$\begin{cases} \xi''(x, y, z) \\ \eta''(x, y, z) \end{cases} = \sum_{-N}^{N} \begin{cases} C_{kj}^{(\xi)} \\ C_{kj}^{(\eta)} \end{cases} \alpha_{k,j} , \qquad (7)$$

где

$$\frac{C_{ki}^{(\xi)}}{C_{kj}^{(\eta)}} = \frac{\rho''}{2\pi\gamma} \left\{ \frac{\ln(\eta - y) + \sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (z - z')^2}}{\ln(\xi - y) + \sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (z - z')^2}} \right|_{(k - \frac{1}{2})h}^{\xi = (k + \frac{1}{2})h} |_{(j - \frac{1}{2})h}^{\eta = (j + \frac{1}{2})h} \quad (8)$$

Как показали исследования, $N \to \infty$ и $z' \to \infty$ вычислительная конструкция (3) дозволяет интерполировать аномалии Δg с точностью, близкой к оптимальной¹. Это обстоятельство открывает широкие перспективы её применения для вычисления различных трансформант. Следует подчеркнуть, что в качестве исходных в данном случае используются непосредственно измеренные значения Δg в гравиметрических пунктах без предварительной их интерполяции к узлам правильной сетки. Ранее этот факт уже отмечался в [3].

На практике размеры интерполирующей конструкции (3) и величина параметра z' ограничиваются из соображений технического характера – объёма оперативной памяти и быстродействия ЭЦВМ, на которой реализуются расчёты. Нетрудно, однако, показать, что учёт влияния дальних зон без существенной потери точности можно производить стандартными способами, интегрируя аномалии Δg на физической поверхности Земли.

Для решения уравнения (5) используется итерационная формула

$$X^{(R+1)} = (I - A) X^{(R)} + F \quad , \tag{9}$$

где *I* — единичный оператор.

При этом критерием сходимости итерационного процесса (9) является малость величин $\delta^{(R)} = F - A X^{(R)}$, (10)

которые характеризуют ошибки интерполяции в гравиметрических пунктах.

Метод был опробован на теоретической модели В.Ф. Еремеева [4], представляющей собой поверхность конуса с высотой $H = 4,0 \ \kappa m$ и радиусом основания $R = 10 \ \kappa m$. Возмущающее тело (материальная точка) расположено на пересечении оси конуса с плоскостью z=0,

 $max |\Delta g| = 250 \text{ млг}, y = 1000 \text{ гал}$. Расчёты проводились для 38 пунктов при z' = О и точности подбора интерполирующей функции $\delta^{(R)} \leq 2,5 \text{ млг}$. Шаг расчётной сети h = 2,0 км был выбран из соображений соответствия модели реальным условиям. Максимальная ошибка

1См. статью В. И. Аронова в Изв. АН СССР, серия "Физика Земли", 1970, № 7.

уклонений отвесных линий составляет $max |\delta \xi''(\delta \eta'')| = 1",06$ т.е. 3% $max |\xi''(\eta'')|$. Ошибки интерполяции аномалий Δg на поверхности конуса не превышают значения $\delta_{max}^{(R)}$. Таким образом, результаты вполне соответствуют теоретическим оценкам (1) и (2). При уменьшении шага расчётной сети точность вычислений может быть значительно повышена.

При практических расчётах на международном опытном полигоне подбор интерполирующей конструкции (значений α_{kj}) осуществлялся по формуле (9) в прямоугольнике 300 х 320 км. Использовалась палетка *с* размерами 11*h* х 11*h*; *h* =10 км. Вычисления проводились в нескольких вариантах: при значении z' = -5 км, $\delta_{max}^{(R)} = 2,0$ млг и $\delta_{max}^{(R)} = 5,0$ млг, а также z' = -10 км и $\delta_{max}^{(R)} = 5,0$ млг Кроме того, был выполнен вариант вычислений без учёта разновысотности наблюдений. В последнем случае предполагалось, что измеренные значения Δg отнесены к уровню моря $z_{p,q} = 0$.

Составляющие гравиметрических уклонений отвеса в центральной зоне $(0, R = 80 \ \kappa M)$ вычислялись по формуле (7), в которой было принято

$$C_{kj}^{(\xi)} \Big(C_{kj}^{(\eta)} \Big) = \begin{cases} C_{kj}^{(\xi)} (C_{kj}^{(\eta)}) & npu \ (kh-x)^2 + (jh-y)^2 \leq R^2, \\ 0 & npu \ (kh-x)^2 + (jh-y)^2 \leq R^2. \end{cases}$$
(11)

Это позволило практически ограничить учитываемую область кусочным контуром, близким к окружности радиуса R с центром в расчётной точке. Поправки за влияние зон свыше 80 км и притяжение топографических масс заимствованы из работы О. М. Остача и Л. П. Пеллинена [5].

Прежде чем переходить к обсуждению полученных результатов отметим, что наиболее приемлемыми следует, по-видимому, считать результаты расчётов при $\delta_{max}^{(R)} = 5,0$ млг. Небольшое сглаживание аномалий в пунктах, где наблюдения проведены с более высокой точностью, должно с успехом компенсироваться эффективной фильтрацией случайных ошибок измерений и непредставительных характеристик поля. Если, кроме того учесть, что согласно теоретическим оценкам ошибки интерполяции составляют 4 - 6 мГал, подбор интерполирующей конструкции с более высокой точностью заведомо не оправдан.

Значения гравиметрических уклонений отвеса, вычисленные при различных параметрах интерполирующей конструкции (3), сведены в таблицу. Здесь же представлены результаты астрономических определений и значения ξ'', η'' , полученные в работе [5] по формулам Венинг-Мейнеса. Из таблицы видно, что гравиметрические уклонения отвеса характеризуются хорошей внутренней сходимостью. Расхождения в значениях ξ''_{zpae} и η''_{zpae} , Вычисленных различными способами и при различных параметрах z' и $\delta^{(R)}_{max}$ в среднем составляют 1",0. Максимальные расхождения зафиксированы в астропунктах 14 и 17, которые расположены в пределах аномальной зоны, слабо охарактеризованной гравиметрической съёмкой. Существенную роль в данном случае играет, по-видимому, и разновысотность наблюдений. Высокая внутренняя сходимость гравиметрических уклонений отвеса подтверждает выводы О. М. Остача и Л. П. Пеллинена [5] о возможных грубых ошибках астрономических определений в пунктах 32, 38, 43, 49 и 50.

Анализ ξ " - составляющих остаточных уклонений отвеса (ξ "_{*acmp*} - ξ "_{*грав*}) в остальных астропунктах показывает, что они изменяются в направлении с севера на юг по закону, близкому к линейному. Природа этого эффекта пока остаётся проблематичной. Так, например, по мнению Л. П. Пеллинена, всего вероятнее, он обусловлен пропуском крупной аномалии

 Δg в средних зонах. Очевидно, возможны и другие толкования, однако уже сейчас есть основания утверждать, что эта закономерность не может быть обусловлена ошибками вычислений в центральной зоне. В противном случае не находит объяснения её отчётливо региональный характер и хорошая внутренняя сходимость результатов, полученных при различных параметрах вычислительной схемы. Возможно, подобная закономерность имеет место и для η " - составляющих уклонений отвеса. Однако недостаток фактических данных делает её не столь очевидной.

ū									Гравим	иетричесн	кие уклон	ения оте	зесных л	иний							
астро- пункта Е	=		по фор Венинг-1	омулам Мейнеса		Ë	$\delta^{(R)} = 0$	5 км, z = 2,0 млг	0,	_	$\delta^{(R)} = 2,$	—5 км, ,0 млг			$\delta^{(R)}=5$	-5 км, ,0 млг			$\delta^{(R)}=5$	—10 км, ,0 млг	
2	dura la dur		без уче	та разно	BLICOTHO	сти пунк	тов набл	юдений					с учето	и разнов	ысотност	ти пункто	ов наблю	дений			
		ž	Δξ"	" <i>u</i>	$\Delta \eta$ "	ب ر عر	Δξ"	" <i>u</i>	$\Delta \eta$ "	ب ۳	Δξ"	"U	$\Delta \eta$ "	۳ ت	Δξ"	ц"	$\Delta \eta$ "	۳ س	Δξ"	"μ	$\Delta\eta$ "
14 -26,3	3 +17,1	-19,7	-6,6	+13,2	+3,9	-18,9	-7,4	+14,9	+2,2	-20,5	-5,8	+15,3	+1,8	-20,6	-5,7	+15,6	+1,5	-20,0	-6,3	+15,8	+1,3
17 -33,8		-27,1	-6,7	+11,0	I	-27,4	-6,4	+11,5	I	-27,7	-6,1	+11,7	I	-27,8	-6,0	+13,5	I	-27,4	-6,4	+13,7	I
20 -20,9) +1,0	-15,9	-5,0	+1,6	-0'6	-15,8	-5,1	+1,6	-0,6	-15,8	-5,1	+1,6	-0,6	-15,9	-5,0	+1,2	-0,2	-16,0	-4,9	+0,9	+0,1
30 -24	.8 +23,3	-20,8	-4,0	+26,1	-2,8	-20,6	-4,2	+26,4	-3,1	-20,4	-4,4	+26,3	-3,0	-20,2	-4,6	+26,4	-3,1	-19,9	-4,9	+26,4	-3,1
32* -6,9	I	-7,5	+0'6	+3,0	I	-7,6	+0,7	+2.2	I	-7,6	+0,7	+2,2	I	-7,8	6'0+	+2.9	I	-7,8	6'0+	+2,5	Ţ
33 -8,3	+14,4	-3,9	-4,4	+16,6	-2,2	-4,2	-4,1	+17,3	-2,9	-4,2	-4,1	+17,1	-2,7	-3,9	-4,4	+16,7	-2,3	-3,9	-4,4	+16,6	-2,2
34 -11,4	1 +24,9	-7,3	-4,1	+25,9	-1,0	-7,0	-4,4	+24,4	+0,5	-7,0	-4,4	+24,2	+0,7	-6'6	-4,5	+25,8	-0,9	-6,3	-5,1	+26.1	-1,2
37 -2,9	+2.2	+1,0	-3,9	+4,6	-2,4	+1,1	-4,0	+3.1	-0,9	+1,1	-4,0	+3,2	-1,0	+1,3	-4,2	+3,0	-0,8	+0,9	-3,8	+2.4	-0,2
38* +4,0	-8,9	+9,5	-5,5	-1,4	-7,5	+8,8	-4,8	-0,2	-9,1	+8,7	-4,7	0	-8,9	6,6+	-5,9	-0,1	-9,0	+10,4	-6,4	+0,2	-9,1
40 -2,4	I	+1,6	-4,0	+18,4	Ι	+1,5	-3,9	+17,7	I	+1.5	-3,9	+17,6	I	+1,4	-3,8	+18,0	I	+1,1	-3,5	+18,0	I
43* +13,	4 +23,2	+11, 8	+1,6	+18,2	+5,0	+10,5	+2,9	+17,7	+5,5	+10,6	+2,8	+17,9	+5,3	+10,4	+3,0	+17.6	+5,6	+10,8	+2,6	+17,6	+4,6
45 -5,6	_1_7	-2,6	-3,0	-0'9	-1,1	-3,4	-2,2	-1.0	-0,7	-3,4	-2,2	-1,0	-0,7	-3,5	-2,1	-0.9	-0,8	-3,9	-1,7	-0,8	6′0-
46 -5,4	I	-2,0	-3,4	-1,2	I	-2,8	-2,6	-1,7	I	-2,7	-2,7	-1,7		-2,9	-2,5	-1,6		-3,3	-2,1	-1,4	Ι
47 +13,	4	+16,6	-3,2	+10,5	I	+16,5	-3,1	+10,5	I	+16,3	-2,9	+10,4		+16,1	-2,7	+10,5	I	+15,9	-2,5	+10,7	I
48 -7.0	I	-2,5	-4,5	-4,4		-4,0	-3,0	-4,8	I	-4,0	-3,0	-4,7		-3,5	-3,5	-4,6		-4,2	-2,8	-4,8	Ι
49* -6,2	I	+4,6	-10,8	+14,0	I	+4,0	-10,2	+14,6	I	+3,8	-10,0	+15,1	1	+3,'7	-9,9	+15,2	I	+3,6	-9,9	+15,3	I
50* -5,7		-6,1	+0,4	+19,7	Ι	-8,2	+2,5	+19,5	I	-8,1	+2,4	+19,5	1	-7,5	+1,8	+19,4	I	-7,8	+2,1	+19,6	=
Средне-квад погрешность	ратическая	+ 4	",5	+2	",3	+ 4	4,	- +I	6, '	+ 4	,2	- - +	8,	+4 "	с,	= [+	٢,	±4"	ъ,	- +	,6
То же без уч линейной составляюще	ета й	-0 +	ء 8	+1	6,"	-0 -	8,	+1 "	۲,	+0	s,	+1 =	,6	±0"	4,	+1 1	ů,	±0"	5,	= - -	e,

Примечание. Пункты, отмеченные звездочкой, при расчете средне-квадратической погрешности не учитывались.

При расчётах с параметрами $z' = -5 \ \kappa M$, $z' = -10 \ \kappa M$ и $\delta_{max}^{(R)} = 5,0 \ MR2$ среднеквадратические погрешности уклонений отвесных линий составили: $\epsilon_{\xi} = \pm 4",2; \epsilon_{\eta} = \pm 1",6$, а с учётом линейной составляющей $\epsilon_{\xi} = \pm 0"4$. Последнее вполне соответствует приведённым выше теоретическим оценкам. Среднеквадратические погрешности вычислений по формулам Венинг-Мейнеса равны $\epsilon_{\xi} = \pm 4",5; \epsilon_{\eta} = \pm 2",3$ (с учётом линейной составляющей – $\epsilon_{\xi} = \pm 0",8$).

Большой интерес представляют результаты расчётов в астропункте 14, расположенном на большой высоте $z > 2,0 \ \kappa m$ в непосредственной близости высоких гор. Погрешность определения η " - составляющей по формуле Венинг-Мейнеса в этом пункте равна +3",9 (относительная ошибка $(\delta \eta "/\eta ")=22$. При использовании интерполирующей конструкции (3) без учёта разновысотности наблюдений $\delta \eta "=+2",2$; а с учётом разновысотности наблюдений $\delta \eta "=+1",3$ (относительная ошибка 8%).

Выводы

1. Реально возможная точность интерполяции карт аномалий Δg и вычислений гравиметрических уклонений отвеса в условиях международного опытного полигона в Западных Альпах может быть охарактеризована величинами $|\delta g| = 4 - 6 \text{ млг}, \text{ max} |\delta \xi^{"}(\delta \eta^{"})| = 1", 0 - 1", 2$.

2. Точность интерполяции аномалий Δg при помощи вычислительной схемы типа (3) близка к оптимальной. Точность последующего вычисления уклонений отвеса также соответствует теоретическим оценкам (если пренебречь линейным фоном).

3. Изложенный метод позволяет одновременно (в единой полностью автоматизированной вычислительной схеме) производить следующие операции: а) интерполяцию аномалий

 Δg от произвольной сети пунктов к узлам квадратной сетки; б) редуцирование аномалий силы тяжести на внешние плоскости; в) фильтрацию случайных ошибок измерений и непредставительных характеристик поля; г) вычисление различных трансформант (в том числе и гравиметрических уклонений отвеса) в точках физической поверхности и внешней по отношению к ней области.

4, Учёт разновысотности наблюдений позволяет существенно повысить точность определения гравиметрических уклонений отвеса даже в условиях, когда шаг наблюдений в несколько раз превышает колебания высот гравиметрических пунктов.

Авторы благодарят Л. П. Пеллинена за постоянное внимание и помощь при выполнении этой работы.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. В. И. Аронов. Редуцирование аномалий силы тяжести в горной области на плоскость с помощью электронных вычислительных машин.—Сб. ОНТИ, серия «Региональная, разведочная и промысловая геофизика», вып. № 23. Изд. ВИЭМС, 1965.
- 2. В. И. Аронов. Вычисление уклонений отвеса по наблюдениям *Д g* в горном районе.— Изв. Вузов, серия «Геодезия и аэрофотосъёмка», № 6, 1964.
- 3. В. И. Аронов, В. М. Гордин. Об одном способе построения вычислительных схем для интерполирования и трансформаций потенциальных полей.— Сб. «Прикладная геофизика», вып. № 53. Изд-во «Недра», 1968.
- 4. В. Ф. Еремеев, М. И. Юркина. Методы вычислений на основе интегрального уравнения Молоденского для возмущающего 'потенциала. Труды ЦНИИГАиК, вып. № 157. Изд-во «Недра», 1965.
- 5. О. М. Остач; Л. П. Пеллинен. Вычисление гравиметрических уклонений отвеса в нулевом приближении в районе Западных Альп. Наст. сб., стр. 13.
- 6. Л. П. Пеллинен. О вычислении уклонений отвеса и высот квазигеоида в горах. Труды ЦНИИГАиК, вып. № 176. Изд-во «Недра», 1969.

ABSTRACT

The method of computation of gravity deflections of vertical is discussed, being based on interpolation of initial gravity anomalies Δg by a system of harmonic functions. The results are given of its

application in computations at the international test site in the Western Alps. Theoretical evaluation is made of the accuracy of the computations at the test site. Since allowance was made for different elevations of the observations, the deflections of vertical obtained from the Vening-Meinesz formulas were corrected and made more precise.

1.2. ФИЗИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ АППРОКСИМАЦИИ И ФИЛЬТРАЦИИ АНОМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

(В. М. Гордин, Б. О. Михайлов, В. О. Михайлов, Изв. АН ССР, сер. «Физика Земли», № 1, 1980)

Рассмотрены вопросы аппроксимации геофизических полей с помощью линейных конструкций, порождаемых интегральными свёртками. Подобные конструкции имеют физический смысл «гравитационных», «тепловых» и других «истокообразных» аппроксимаций. Показано, что при соответствующем выборе модельных автокорреляционных функций процедура оптимальной фильтрации по Колмогорову – Винеру эквивалентна аппроксимации оценок полезного сигнала и помехи физическими полями, вызываемыми некоторой системой источников. Эф-фективность построения «гравитационных» аппроксимаций, удовлетворяющих критерию Колмогорова — Винера, демонстрируется на теоретических примерах.

§ 1. Приближение дискретных геофизических характеристик с помощью стандартных алгоритмов, таких, как полиномиальная среднеквадратическая аппроксимация, ортогональные разложения и т.п., часто не обеспечивает надлежащей точности и устойчивости решений, обнаруживая сильную зависимость результатов от распределения ошибок эксперимента, вариаций структуры и плотности сети наблюдений [1, 2]. В принципе указанные трудности преодолимы, чему в литературе имеется немало убедительных примеров [3, 4 и др.]. Однако остаётся определённая неудовлетворённость, обусловленная формальностью стандартных аппроксимаций, несоответствием аналитических свойств исходной и аппроксимирующей функций. Более того, при решении некоторых интерпретационных задач, например при аналитическом продолжении измеренных геофизических полей как гармонических функций координат, эта неудовлетворённость приобретает принципиальный характер.

В последнее время предложен ряд специализированных алгоритмов аппроксимации, базирующихся на физических представлениях или, иначе говоря, на моделировании источников измеренных геофизических полей. В геодезической и разведочной гравиметрии работы в этом направлении проводились целым рядом исследователей, которые использовали для приближения аномалий силы тяжести линейные комбинации функций, определяющих притяжение элементарных возмущающих масс — материальных точек, линий, пластин, стержней и т.п. [5—8 и др.]. Практическое применение подобных «гравитационных» аппроксимаций (термин принадлежит В.Н. Страхову) при решении задач фильтрации, редуцирования и трансформаций потенциальных полей показало их высокую эффективность [9—14].

Возможностям обобщения рассматриваемого подхода посвящена работа [15], где построены аналоги «гравитационных» аппроксимаций над классами функций с мажорированными образами Фурье. К сожалению, физическая сторона дела в этой работе не затрагивалась, вследствие чего полученные результаты приобрели формальный характер. Цель настоящей статьи - по-пытаться восполнить указанный пробел.

§ 2. Ограничиваясь для простоты случаем одной пространственной переменной, обозначим через u_j значения некоторой геофизической характеристики $u(x) \in L_2(-\infty, +\infty)$, измеренной на множестве точек $P\{x = x_i, j = 1, 2...()\}$, и предположим, что имеет место оценка²

² Приоритет решения геофизических задач в классах функций, удовлетворяющих

$$F_u(\omega) \le CH_\lambda(\omega), \tag{1}$$

где $F_u(\omega)$ Фурье-образ функции u(x); $C = const < +\infty$; $H_\lambda(\omega)$ функция, образующая вместе со своим оригиналом $h(x,\lambda)$ фейеровскую пару второго рода [16], которая обладает следующими свойствами:

a)
$$h(x,\lambda) < +\infty \text{ при } -1 \le x \le +1;$$
 6) $x^2 h(x,\lambda) < +\infty \text{ при } |x| < +\infty;$

B) $h(x,\lambda) = h(-x,\lambda)$; Γ) $\sqrt{2\pi}H_{\lambda}(0) = 1$.

В этом случае характеристика *u*(*x*) представима в виде интегрального оператора первого рода

$$u(x) = \lambda \int_{-\infty}^{+\infty} h(x - \xi, \lambda) \alpha(\xi) d\xi , \qquad (2)$$

действующего из L_2 в L_2 .

Аппроксимирующую функцию \bar{u} будем конструировать путём замены интегральной свёртки (2) конечной линейной комбинацией

$$\overline{u}(x) = \lambda \sum_{\substack{k \\ -\ell}} \alpha_k h(x - x_k, \lambda)$$
(3)

Если потребовать выполнения равенств $u(x_j) = u_j$, j = 1, 2,..., то определение входящих в формулу (3) параметров a_k сводится к решению линейной системы уравнений

$$U = \mathbf{AX}$$
, (4)
где $U = \begin{bmatrix} u_j \end{bmatrix}$; $X = \begin{bmatrix} \alpha_k \end{bmatrix}$; $A = \begin{bmatrix} a_{kj} \end{bmatrix}$ - квадратная матрица с элементами
 $a_{kj} = h \begin{pmatrix} x_j - x_k, \lambda \end{pmatrix}$; $k, j = 1, 2, \dots$.

Обращая систему (4) по методу простой итерации

$$X^{(R+1)} = X^{(R)} + \delta^{(R)}; \quad \delta^{(R)} = U - AX^{(R)}$$
(5)

(R = 1, 2, ... - номер приближения), получаем семейство аппроксимирующих функций $\overline{u}^{R}(x, \lambda) = \lambda \sum_{k} \alpha_{k}^{(R)} h(x - x_{k}, \lambda)$.

В работе [15] показано, что рассматриваемая процедура итеративных приближений эквивалентна воздействию на входной сигнал (вектор *u*) двухпараметрического фильтра с характеристической функцией

$$\psi_{R}(\omega,\lambda) = 1 - \left[1 - H_{\lambda}(\omega)\right]^{(R)} .$$
(7)

Пусть входным сигналом является сумма

$$u_{\delta}(x) = u(x) + \delta(x) , \qquad (8)$$

.(6)

где u(x) – полезный сигнал (приближаемая аномалия), $\delta(x)$ – сигнал – помеха, охарактеризованный значениями некоторых функционалов $v_i = \Phi_i[\delta], i=1,2,...$. Тогда параметры фильтра можно найти, вычисляя значения Φ_i над остаточной погрешностью $\delta_R(x) = u_{\delta}(x) - \overline{u}^{(R)}(x,\lambda)$ и применяя критерии:

$$\boldsymbol{\Phi}_{i}[\boldsymbol{\delta}_{R}(\boldsymbol{x}_{k})] \leq \boldsymbol{v}_{i}; \quad i=1,2,\dots$$
(9)

ИЛИ

$$\sum_{i} k_{i} |\Phi_{i}[\delta_{R}] - v_{i}|^{2} = \min; \quad k_{i} = const; \quad i = 1, 2, \dots \quad (10)$$

и т.п. Эффективность фильтрации существенным образом повышается, если на основании априорной информации о свойствах помех удаётся определить некоторые множества B_{δ} «запрещённых» значений δ_R . В этом случае вместо (5) целесообразно использовать предложенную в работе [17] модифицированную итеративную схему

$$X_{(R+1)} = X_{(R)} + \delta^{(R)} \quad . \tag{11}$$

неравенству (1) принадлежит В. Н. Страхову [6].



Рис. 1. Частотные характеристики итеративных приближений при использовании гравитационных аппроксимаций 1- λ =2,0; 2- λ =0,5

Здесь $\bar{\delta}^{(R)} = [\bar{\delta}_{R}(x_{k})]$;

$$\delta_{R}(x_{k}) = \begin{cases} \delta_{R}(x_{k}) & \delta_{R} \in B_{\delta} \\ 0 & \delta_{R} \notin B_{\delta} \end{cases}$$
(12)

§ 3. Рассмотрим, например, одну из модификаций алгоритма «Редукция», на протяжении последних лет плодотворно разрабатываемого Ароновым [2, 10, 17, 18 и др.]. Исходной сверткой при его построении служит оператор с ядром Абеля - Пуассона

$$u(x) = \frac{\lambda}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\alpha(\xi) d\xi}{(x-\xi)^2 + \lambda^2} , \qquad (13)$$

а формулы (6) и (7) принимают вид*

$$\overline{u}^{(R)}(x,\lambda) = \frac{\lambda}{\pi} \sum_{k} \alpha_{k}^{(R)} \frac{\lambda}{(x-x_{k})^{2} + \lambda^{2}} \quad ; \tag{14}$$

$$\psi_R(\omega, \lambda) = 1 - (1 - e^{-|\omega|\lambda})^R \quad . \tag{15}$$

Из анализа графиков функций $\Psi_R(\omega, \lambda)$, изображенных на рис. 1, следует, что в данном случае итеративный процесс (5) эквивалентен низкочастотному фильтру, полоса пропускания которого регламентируется параметром *R*., а крутизна характеристики — параметром λ .

Интегральный оператор (13) задает, как известно, решение внешней задачи Дирихле для уравнения Лапласа

$$\frac{\partial^2 u}{\partial^2 x} + \frac{\partial^2 u}{\partial^2 z} = 0; \quad u(x, z)|_{z=-\lambda} = \alpha(x)$$
(16)

в полуплоскости $-\infty \le x \le +\infty$, $-\lambda < z \le +\infty$ Именно это обстоятельство, обеспечивающее идентичность аналитических свойств исходной и приближающей функции при $z \ge 0$, и обуславливает эффективность применения алгоритма «Редукция» в гравиметрических приложениях. С физической точки зрения порождаемая оператором (13) «гравитационная» аппроксимация (14) определяет притяжение системы горизонтальных вещественных линий, плотно-

^{*} Подробное изучение свойств «гравитационной» аппроксимирующей конструкции (14) проведено В. Н. Страховым в работе «Исследования по теории интерпретации магнитных в гравитационных аномалий» (М., ИФЗ АН СССР, 1965).

сти которых $\sigma_k = \alpha_k^{(R)}/2 \prod f$ (*f* – гравитационная постоянная) подбираются таким образом, чтобы разность $\delta_R(x) = u_{\delta}(x) - \bar{u}^{(R)}(x, \lambda)$ удовлетворяла критериям типа (9), (10) на множестве пунктов наблюдений $[x_i]$.

В трёхмерном варианте аналогами формул (13) — (15) служат соотношения

$$u(x, y) = \frac{\lambda}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\alpha(\xi, \eta) d\xi d\eta}{\left[(x - \xi)^2 + (y - \eta)^2 + \lambda^2 \right]^{3/2}} \quad ; \tag{17}$$

$$\overline{u}^{(R)}(x, y, \lambda) = \frac{1}{\pi} \sum_{k} \alpha_{k}^{(R)} \frac{\lambda}{\left[(x - x_{k})^{2} + (y - y_{k})^{2} + \lambda^{2} \right]^{3/2}}$$
(18)

$$\psi_R(x, v, \lambda) = 1 - (1 - e^{-\lambda \sqrt{u^2 + v^2}})^R$$
(19)

Технологические аспекты реализации алгоритма «Редукция» на ЭВМ подробно освещены в работах [10, 18, 19].

§ 4. Обратимся к рассмотренной в работе [15] аппроксимирующей конструкции

$$\overline{u}^{(R)}(x,\lambda) = \frac{1}{2 \lambda \sqrt{\pi}} \sum_{k} \alpha_{k}^{(R)} e^{-\left(\frac{\lambda - \lambda_{k}}{2 \lambda}\right)} \quad .$$
⁽²⁰⁾

Порождающая ее интегральная свертка

$$u(x) = \frac{1}{2 \lambda \sqrt{\pi}} \int_{\infty}^{\infty} \alpha(\xi) e^{-\left(\frac{x-\xi}{2\lambda}\right)^2} d\xi$$
(21)

дает решение задачи Коши для уравнения теплопроводности на бесконечной прямой

$$\frac{\partial u}{\partial t} = a^2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}; \quad u(x,t)|_{t=0} = \alpha(x); \quad t > 0$$
(22)

при $t = \lambda^2 / a^2$ (*a*—коэффициент температуропроводности). Это позволяет трактовать формулу (20) и ее двухмерный аналог

$$\bar{u}^{(R)}(x, y, \lambda) = \frac{1}{4 \pi \lambda^2} \sum_{k} \alpha_k^{(R)} e^{-\frac{(x-x_k)^2 + (y-y_k)^2}{4 \lambda^2}} , \qquad (23)$$

как «тепловые» или «диффузионные» аппроксимации, рекомендуя их для обработки геотермических измерений, построения карт вторичных ореолов рассеивания по данным литогеохимических съемок и т.п. Подчеркнем, что функции $\bar{u}^{(R)}(x,\lambda)$ и $\bar{u}^{(R)}(x,y,\lambda)$ имеют в данном случае физический смысл распределений температур (концентраций) при $t = \lambda^2/a^2$, вызываемых системами мгновенных источников с напряженностями $Q_k \sim \alpha_k^{(R)}$, которые помещены в пункты наблюдений при t=0.

§ 5. Обобщая развиваемый подход, предположим, что приближаемая функция *и* является решением задачи Коши для уравнения параболического типа

$$\frac{\partial u}{\partial t} = M \, u; t > 0; \tag{24}$$

$$u(x,t)|_{t=0} = \alpha(x); \quad -\infty \le x \le +\infty.$$

$$(25)$$

Здесь M — эллиптический дифференциальный оператор с постоянными коэффициентами; $\alpha(x)$ — некоторая обобщенная финитная функция. Пусть, кроме того, определена обобщенная функция источника $G_t(x)$, являющаяся решением задачи (24) — (25) при частном значении $\alpha = \delta_0$, где δ_0 — дельта-функция Дирака. Тогда, как известно [20], решение задачи (24) — (25) представимо в виде интегральной свертки

$$u(x,t) = \int_{-\infty}^{+\infty} G_t(x-\xi)\alpha(\xi)d\xi$$
(26)

или в символической записи

$$u = G_t * \alpha . \tag{27}$$

Действительно, поскольку $\frac{\partial G_t}{\partial t} - MG_t = 0$, имеем

$$\frac{\partial u}{\partial t} - Mu = \frac{\partial}{\partial t} (G_t * \alpha) - M(G_t * \alpha) = \left(\frac{\partial G_t}{\partial t} - MG_t\right) * \alpha = 0,$$
(28)

а в пределе при $t \rightarrow 0$

$$\lim_{t \to 0} \left(\lim_{t \to 0} G_t \right) * \alpha = \delta_0 * \alpha = \alpha$$
 (29)

Замена интегральной свертки (26) конечной и применение итеративных процедур (5) или (11) приводит к «истокообразной» аппроксимирующей конструкции

$$\overline{u}^{(R)}(x,\lambda) = \sum_{k} \alpha_{k}^{(R)} G_{\lambda}(x-x_{k}), \qquad (30)$$

обеспечивающей сохранение за функцией $\overline{u}^{(R)}$ аналитических свойств решения задачи (24) — (25).

Аналогичным образом могут приближаться решения задачи Коши для уравнений гиперболического типа

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = M u; \quad t > 0; \tag{31}$$

$$u \mid_{t=0} = 0; \quad \frac{\partial u}{\partial t} \mid_{t=0} = \alpha; \quad -\infty \le x \le +\infty,$$
(32)

а также для уравнений эллиптического типа

$$Mu =$$

Отличие заключается лишь в том, что в первом случае ядро интегральной свертки (26) должно удовлетворять уравнению (31) при начальных условиях

α.

$$G_t \mid_{t=0} = 0; \quad \frac{\partial G_t}{\partial t} \mid_{t=0} = \delta_0; \quad -\infty \le x \le +\infty,$$
(33)

а во втором — быть решением уравнения

$$MG = \delta_0 \tag{34}$$

§ 6. Наряду со специализированными приемами аппроксимации и фильтрации в разведочной геофизике получили распространение методы приближения измеренных характеристик, заимствованные из теории связи, в частности различные модификации минимально-квадратических фильтров Колмогорова — Винера [21—27 и др.]. При их конструировании в рамках аддитивной модели (8) предполагается, что полезный сигнал u(x) и помеха $\delta(x)$ являются реализациями стационарных случайных процессов, удовлетворяющих гипотезе эргодичности, и охарактеризованы заданием автокорреляционных функций $B_u(x)$, $B_{\delta}(x)$ или ассоциированных с ними по Фурье спектральных плотностей мощности $G_u(\omega)$, $G_{\delta}(\omega)$. Если функции u(x) и $\delta(x)$ статистически независимы, то фильтр Колмогорова — Винера представляет собой интегральную свертку

$$\hat{u}(x) = \int_{-\infty}^{+\infty} h^*(x - \xi) u_{\delta}(\xi) d\xi$$
(35)

с характеристической функцией

$$\mu^*(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} h^*(x) e^{-i\omega x} dx = \frac{G_u(\omega)}{G_u(\omega) + G_\delta(\omega)},$$
(36)

что обеспечивает выполнение условия

$$\varepsilon^{2} = \lim_{L \to \infty} \frac{1}{2L} \int_{-L}^{+L} |u(x) - \hat{u}(x)|^{2} dx = \min.$$
 (37)

При дискретном задании входного сигнала $u_{\delta}(x)$ в узлах равномерной сетки: $\{x_k = k\Delta x = 0, \pm 1, \pm 2, ...\}; \Delta x = const$, оптимальный фильтр удобно реализовать в виде конечной свертки — оператора весового скользящего суммирования

$$\hat{u}(x) = \sum_{k=0}^{+N} C_k^{(N)} u_{\delta}(x - k\Delta x), \qquad (38)$$

определяя вектор коэффициентов $\mathbf{C} = [C_k^{(N)}]$ из решения системы уравнений [27]:

$$\mathbf{B} = \left(\mathbf{A}_{u} + \frac{1}{\rho}\mathbf{A}_{\delta}\right)\mathbf{C}.$$
(39)

Здесь $\mathbf{A}_{u} = [a_{k,j}^{(u)}]; \mathbf{A}_{\delta} = [a_{k,j}^{(\delta)}]$ – квадратные матрицы порядка 2N+1 с элементами $a_{k,j}^{(u)} = \frac{1}{2} P((L-i)\mathbf{A}_{k,j}) = e^{(\delta)} \frac{1}{2} P((L-i)\mathbf{A}_{k,j})$

$$a_{k,j}^{(u)} = \frac{1}{\overline{u}^2} B_u((k-j)\Delta x); \quad a_{k,j}^{(\delta)} = \frac{1}{\overline{\delta}^2} B_\delta((k-j)\Delta x); \tag{40}$$

 $\mathbf{B} = [b_j]$ – вектор-столбец значений

$$b_j = \frac{1}{\overline{u}^2} B_u(j \cdot \Delta x); \quad j = 0, \pm 1, \dots, \pm N;$$
 (41)

 \bar{u}^2 , $\bar{\sigma}^2$ – средние квадраты амплитуд функций *и* и б; $\rho_0 = \bar{u}^2/\bar{\sigma}^2$ – входное отношение сигнал – помеха^{*}. При этом [27]

$$\varepsilon^2 = \overline{u}^2 - \frac{1}{2}\mathbf{B}\mathbf{C} \tag{42}$$

Вычисления по формулам (38) — (42) реализованы в АЛГОЛ-программе «OLT», краткое описание которой дано в работе [26].

Если $N \to \infty$, то решение системы (39) выписывается в явной форме [28, 29]

$$\lim_{N \to \infty} C_k^{(N)} = \frac{\Delta x}{2\pi} \int_{-\pi/\Delta x}^{+\pi/\Delta x} \frac{\sum_{-\infty}^{+\infty} G_u \left(\omega + \frac{2\pi n}{\Delta x}\right) \cos(\omega k \Delta x)}{\sum_{-\infty}^{+\infty} \left[G_u \left(\omega + \frac{2\pi n}{\Delta x}\right) + G_\delta \left(\omega + \frac{2\pi n}{\Delta x}\right) \right]} d\omega .$$
(43)

§ 7. На первый взгляд, лежащие в основе теории минимально-квадратической фильтрации представления о полезном сигнале и помехе как о реализациях стационарных случайных процессов исключает возможность каких-либо физических трактовок уже на стадии постановки задачи. Можно показать, однако, что при соответствующем выборе моделей авто корреляционных функций $B_u(x)$, $B_{\delta}(x)$ результатам фильтрации по Колмогорову – Винеру можно придать вполне определенный физический смысл.

Введем в рассмотрение некоторую обобщенную финитную функцию $\alpha(x)$, являющуюся решением интегрального уравнения

$$u_{\delta}(x) = \int_{-\infty}^{+\infty} [B_u(x-\xi) + B_{\delta}(x-\xi)] \alpha(\xi) d\xi$$
(44)

и примем

$$\hat{u}(x) = \int_{-\infty}^{+\infty} B_u(x - \xi) \alpha(\xi) d\xi \,. \tag{45}$$

Преобразуя эти выражения по Фурье, легко убедиться, что процедуры фильтрации (35) и

^{*} Практически в силу очевидной симметрии матриц A_u , A_δ и вектора В порядок системы (39) понижается до N-1

(44) – (45) тождественны.

Пусть, далее, в качестве моделей автокорреляционных функций используются выражения [30]

$$B_{u}(x) = \bar{u}^{2} \left[1 + \left(\frac{x}{\lambda_{u}}\right)^{2} \right]^{-1}; \quad B_{\delta}(x) = \delta^{2} \left[1 + \left(\frac{x}{\lambda_{\delta}}\right)^{2} \right]^{-1} , \quad (46)$$

где $\lambda_u = 2R_u/\Pi$, $\lambda_\delta = 2R_\delta/\Pi$;

$$R_{u} = \frac{1}{2\bar{u}^{2}} \int_{-\infty}^{+\infty} B_{u}(x) dx; \quad R_{\delta} = \frac{1}{2\bar{\delta}^{2}} \int_{-\infty}^{+\infty} B_{\delta}(x) dx \quad ,$$
(47)

— радиусы автокорреляции сигналов u и δ . Формулы (44) —(45) в этом случае приводятся к виду

$$u_{\delta} = \bar{u}^{2} \int_{-\infty}^{+\infty} \left[\frac{\lambda_{u}^{2}}{(x-\xi)^{2}+\lambda_{u}^{2}} + \frac{1}{\rho_{0}} \frac{\lambda_{\delta}^{2}}{(x-\xi)^{2}+\lambda_{\delta}^{2}} \right] \alpha(\xi) dxi; \qquad (48)$$

$$\hat{u}(x) = \overline{u}^2 \lambda_u^2 \int_{\infty}^{\infty} \frac{\alpha(\xi) d\xi}{(x-\xi)^2 + \lambda_u^2}.$$
(49)

Из выражения (48) следует, что входной сигнал $u_{\delta}(x)$ в данном случае можно трактовать как поле аномалий силы тяжести, порождаемое двумя простыми слоями с плотностями

$$\sigma_{u}(x) = \frac{\overline{u}^{2} \lambda_{u}}{2 f} \alpha(x); \quad \sigma_{\delta}(x) = \frac{\overline{u}^{2} \lambda_{\delta}}{2 f} \alpha(x); \tag{50}$$

залегающими на глубинах $\lambda_u u \lambda_\delta$ Притяжение первого из них, согласно (49), принимается за оценку полезного сигнала $\hat{u}(x)$, а притяжение второго — за оценку сигнала — помехи $\hat{\delta}(x)$, так что $\hat{u} + \hat{\delta} = u_{\delta}$.

§8 Рассмотрим случай дискретной сети измерений $P[\Delta x = k, r = 0, \pm 1, \pm 2,...]$. Совмещая произвольный расчетный узел $x \in P$ с началом координат и ограничивая пределы интегрирования по ξ значениями $\pm N\Delta x$, заменим интегральные свертки (48) — (49) конечными. В результате получим формулы

$$U_{\delta} = \left(A_{u} + \frac{1}{\rho_{0}}\right) X ; \qquad (51)$$

$$\hat{u}(0) = BX, \qquad (52)$$

где, как и прежде, $X = [\alpha_k]$; $U_{\delta} = u_{\delta}(j\Delta x)$, а элементы матриц A_u , A_{δ} и вектора **В** определяются на основании соотношений (40), (41) и (46)^{*}. С физической точки зрения подобная процедура эквивалентна замене простых слоев системами элементарных масс (горизонтальных вещественных линий) с линейными плотностями

$$\sigma_k^{(u)} = \frac{\lambda_u}{2f} \alpha_k; \quad \sigma_k^{(\delta)} = \frac{\lambda_\delta}{2f} \alpha_k; \quad (53)$$

расположенными в точках с координатами $(k \Delta x, -\lambda_u) u (k \Delta x, -\lambda_\delta)$ соответственно (рис. 2).

Разрешая систему уравнений (51) относительно вектора X, получим «гравитационную» аппроксимацию

$$\tilde{u}_{\delta}(x) = \sum_{-N}^{N} \alpha_{k} \left[\frac{\lambda_{u}^{2}}{(x - x_{k})^{2} + \lambda_{u}^{2}} + \frac{1}{\rho_{0}} \frac{\lambda_{\delta}^{2}}{(x - x_{k})^{2} + \lambda_{\delta}^{2}} \right], \qquad (54)$$

которая удовлетворяет интерполяционному условию $\tilde{u}_{\delta}(x) = u_{\delta}(x)$ при $x = j \Delta x$; $j = 0, \pm 1, \pm 2, ... \pm N$.

* Постоянный множитель \hat{u}^2 опускаем, считая, что он входит в значения.



Рис. 2. Сведение процедур фильтрации по Колмогорову — Винеру к «гравитационной» аппроксимации 1 — пункты наблюдений; 2 — система элементарных масс (горизонтальных вещественных линий), порождающая оценку помехи $\hat{\delta}$; 3 — система элементарных масс, порождающая оценку полезного сигнала

Покажем далее, что для расчетных узлов $x \in P$ оценки полезного сигнала $\hat{u}(x)$ (38) и (53) тождественно равны. Действительно, исключая из выражений (51), (52) вектор X, нетрудно найти, что

$$\hat{u}(0) = \mathbf{B} \left(\mathbf{A}_{\boldsymbol{\delta}} + \frac{1}{\rho_0} \mathbf{A}_{\boldsymbol{\delta}} \right)^{-1} \mathbf{U}_{\boldsymbol{\delta}}$$
(55)

откуда с учетом (39) получаем оценку полезного сигнала

$$\hat{u}(0) = CU_{\delta} \quad , \tag{56}$$

совпадающую с оценкой (38) при х=0. Поскольку выбор начала координат произволен, этот вывод справедлив для любого расчетного узла $x \in P$. Таким образом, при использовании модельных автокорреляционных функций (46) применение дискретного минимально-квадратического фильтра (38) эквивалентно скользящей «гравитационной» аппроксимации входного сигнала притяжением двух систем горизонтальных вещественных линий, одна из которых определяет оценку полезного сигнала, а вторая—оценку помехи. В отсутствие помехи $\delta = 0$ одна из систем источников аннулируется и выражение (54) с точностью до постоянных множителей совпадает со скользящей интерполяционной конструкцией, широко применявшейся В. Н. Страховым при построении вычислительных схем для трансформаций потенциальных полей [31, 32].

В случае произвольной системы узлов $P[x=X_k; k=0;\pm 1,...,\pm N]$ элементы матриц A_u и A_δ в системе (51) вычисляются на основании соотношений

$$a_{k,j}^{(u)} = \frac{\lambda_u^2}{(x_j - x_k)^2 + \lambda_u^2}; \quad a_{k,j}^{(\delta)} = \frac{\lambda_\delta^2}{(x_j - x_k)^2 + \lambda_\delta^2}$$
(57)

а оценка полезного сигнала находится по формуле

$$\hat{u}(x) = \sum_{k} \alpha_{k} \frac{\lambda_{u}^{2}}{(x - x_{k})^{2} + \lambda_{u}^{2}}; \quad x_{-N} \le x \le x_{+N} \quad ,$$
(58)

которая отличается от (14) лишь способом определения постоянных α_k .

§ 9. В геолого-геофизических приложениях в качестве модельных автокорреляционных функций часто [21, 23, 29 и др.] привлекаются функции Вейерштрасса

$$\underline{B}_{u}(x) = \overline{u}^{2} e^{\left(\frac{-x}{\lambda_{u}}\right)} \quad B_{\delta}(x) = \overline{\delta}^{2} e^{\left(\frac{-x}{\lambda_{\delta}}\right)} \quad ,$$
(59)

где $\lambda_u = 2R_u/\sqrt{\Pi}$; $\lambda_{\delta} = 2R_{\delta}/\sqrt{\Pi}$; Легко убедиться, что и в этом случае дискретная фильтрация по Колмогорову — Винеру допускает наглядную физическую интерпретацию. По аналогии с (54) имеем

$$\tilde{u}_{\delta}(x) = \sum_{-N}^{+N} \alpha_k \left[e^{-\left(\frac{x-k\Delta x}{\lambda_u}\right)^2} + \frac{1}{\rho_0} e^{-\left(\frac{x-k\Delta x}{\lambda_\delta}\right)^2} \right]$$
(60)

т. е. входной сигнал приближается суперпозицией полей температур (концентрацией) $\tilde{u}(x,t_0)$, порождаемых системами мгновенных источников с напряженностями $Q_k^{(u)} \sim \lambda_u \alpha_k$; $Q_k^{(\delta)} \sim \lambda_\delta \alpha_k$.Первая из них «срабатывает» при $t = t_0 - \lambda_u^2$ и определяет оценку полезного сигнала, а вторая - при $t = t_0 - \lambda_\delta^2$ и определяет оценку помехи^{*}. Опираясь на результаты § 5, фильтрующие конструкции рассматриваемого типа можно построить и для других функций источников.

§ 10. Переходя к обсуждению двухмерной задачи, в качестве модельных автокорреляционных функций положим [30]

$$B_{u}(x, y) = \overline{\mu}^{2} \left(1 + \frac{x^{2} + y^{2}}{\mu_{u}^{2}} \right)^{-3/2} ; \quad B_{\delta}(x, y) = \overline{\delta}^{2} \left(1 + \frac{x^{2} + y^{2}}{\mu_{\delta}^{2}} \right)^{-3/2} , \quad (61)$$

где $\mu_u = \sqrt{\frac{2}{\Pi}} R_u; \quad \mu_\delta = \sqrt{\frac{2}{\Pi}} R_\delta;$ остальные обозначения те же, что и в формулах (46). Аналогами интегральных сверток (48) — (49) в этом случае являются выражения

$$u_{\delta}(x, y) = \bar{u}^{2} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \left\{ \frac{\mu_{u}^{3}}{\left[(x - \xi)^{2} + (y - \eta)^{2} + \mu_{u}^{2} \right]^{3/2}} + \frac{1}{\rho_{0}} \frac{\mu_{\delta}^{3}}{\left[(x - \xi)^{2} + (y - \eta)^{2} + \mu_{\delta}^{2} \right]} \right\} \alpha(\xi, \eta) d\xi d\eta \quad , (62)$$
$$\hat{u}(x, y) = \bar{u}^{2} \mu_{u}^{3} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\alpha(\xi, \eta) d\xi d\eta}{\left[(x - \xi)^{2} + (y - \eta)^{2} + \mu_{u}^{2} \right]^{3/2}} \quad , \tag{63}$$

определяющие гравитационные эффекты простых слоев с плотностями

$$\sigma_{u}(x, y) = \frac{\bar{u}^{2} \mu_{u}^{2}}{f} \alpha(x, y); \quad \sigma_{\delta}(x, y) = \frac{\bar{u}^{2} \mu_{\delta}^{2}}{f \rho_{0}} \alpha(x, y); \quad (64)$$

которые расположены на внутренних по отношению к плоскости наблюдений плоскостях с аппликатами μ_u и μ_δ соответственно.

Замена интегральных сверток (62—63) конечными приводит к «гравитационным» аппроксимациям функций u_{δ} и \hat{u} притяжением систем точечных масс

^{*} Коэффициент температуропроводности а принят равным единице.



Рис. 3. Теоретический пример 1. а — карта изолиний входного сигнала $u_{\delta} = u + \delta$, составленная по значениям u_{δ} в пунктах наблюдений; б — карта изолиний теоретического поля и, составленная по значениям и в узлах регулярной сети; в — карта изолиний оценки \hat{u} , составленная по результатам расчётов

$$\tilde{u}_{\delta}(x, y) = \sum_{k} \alpha_{k} \left\{ \frac{\mu_{u}^{3}}{\left[(x - x_{k})^{2} + (y - y_{k})^{2} + \mu_{u}^{2} \right]^{(3/2)}} + \frac{1}{\rho_{0}} \frac{\mu_{\delta}^{3}}{\left[(x - x_{k})^{2} + (y - y_{k})^{2} + \mu_{u}^{2} \right]^{(3/2)}} \right\} \quad ; (65)$$

$$\hat{u}(x,y) = \sum_{k} \alpha_{k} \frac{\mu_{u}^{3}}{\left[(x - x_{k})^{2} + (y - y_{k})^{2} + \mu_{u}^{2} \right]^{(3/2)}} , \qquad (66)$$

где x_k , y_k — координаты пунктов наблюдений. Вектор $X = [\alpha_k]$ так же как и ранее, находится из решения системы уравнений (51), в которой следует положить

$$a_{k,j}^{(u)} = \frac{\mu_u^{\delta}}{\left[(x_j - x_k)^2 + (y_i - y_k)^2 + {\mu_u^2}\right]^{3/2}}, \quad a_{k,j}^{(\delta)} = \frac{\mu_\delta^{\delta}}{\left[(x_j - x_k)^2 + (y_i - y_k)^2 + {\mu_\delta^2}\right]^{3/2}}$$
(67)

§ 11. Очевидная аналогия аппроксимирующих конструкций (18) и (65) - (66) позволяет при реализации метода на ЭВМ эффективно использовать технологические приемы, разработанные применительно к алгоритму «Редукция» [10, 19 и др.]. В частности, в согласии с одной из последних модификаций этого алгоритма [19], элементарные массы целесобразно размещать непосредственно под пунктами наблюдений, при наличии сгущений исходной сети производить осреднение значений u_{δ} относя их к осредненным координатам, и т. п. Соответствующая программа «Редукция-OLT» для ЭВМ БЭСМ-6, составленная на языке ГДР-АЛГОЛ, включает себя процедуры коэффициентов В определения $\left(a_{k,j}^{(u)} + \frac{1}{\rho_0}a_{k,j}^{(\delta)}\right)$ по формулам (67), решения системы уравнений (51) относительно вектора **X**, вычисления значений $\hat{u}(x, y)$ на основании выражения (66) в узлах регулярной

тора **X**, вычисления значений $\hat{u}(x, y)$ на основании выражения (66) в узлах регулярной сети и произвольно расположенных точках с заданными координатами.

При числе исходных пунктов $N \ge 200$ матрица $\left(A_u + \frac{1}{\rho_0}A_\delta\right)$ полностью размещается в оперативной памяти ЭВМ и решение системы (51) не доставляет никаких затруднений. Если же приходится иметь дело с матрицами большей размерности, то удобно использовать итеративные методы, предусматривающие разложение матрицы в билинейный ряд [33]

$$\left(a_{k,j}^{(u)} + \frac{1}{\rho_0} a_{k,j}^{(\delta)}\right) = \sum_{i=1}^{m} c_{i,k} d_{i,j}$$
(68)

Поскольку для достаточно точного приближения правой части выражения (68) обычно можно ограничиться значениями m=3-5, такое представления матрицы $\left(A_u + \frac{1}{\rho_0}A_{\delta}\right)$ является весьма компактным и позволяет одновременно обрабатывать до 2500—3000 измерений.

§ 12. Рассмотрим результаты расчетов по программе «Редукция-OLT» на теоретических примерах.

Пример 1. В качестве полезного сигнала *и* и принято поле аномалий силы тяжести, порождаемое системой из семи шаров, которые залегают на глубине $h=5^{-3}$, а значения помехи получены по таблицам нормально распределенных случайных чисел. Сформированный подобным образом входной сигнал $u_{\delta}=u+\delta$ задан в 62 точках, плановое положение которых показано на рис. 3, *а*. Параметры распределения значений функций *и* и δ в этих пунктах таковы: Mu=-0.18; Du=4.51; $M\delta=0$; $D\delta=0.92$ где M и D—операторы вычисления математического ожидания и дисперсии. Входное отношение сигнала

³ Все величины приводятся в условных единицах.



Рис. 4. Теоретический пример 2. Обозначения те же, что и на рис. 3

к помехе $\rho_0 = D^2 u / D^2 \delta = 23.9$.

Расчеты проводились при значениях параметров $\rho_0 = 25$; $\mu_u = 4$; $\mu_{\delta} = 1$. Сопоставление карт теоретических значений полезного сигнала *u* (рис. 3, *в*) и оценок *u*, полученных по программе «Редукция-OLT» (рис. 3, *в*), позволяет признать результаты фильтрации вполне удовлетворительными. Дисперсия погрешности D_{ε} в узлах регулярной сети составляет 0,52, т. е. примерно в 1,8 раза меньше величины D_{δ} , в исходных пунктах $D_{\varepsilon}=0,47$. Отношение сигнала к помехе на выходе фильтра $\rho = D^2 u / D^2 \varepsilon = 74.9$; коэф-

фициент усиления $k^2 = \rho / \rho_0 = 3,1$.

Пример 2. Функции u, δ и u_{δ} сформированы таким же образом, как и в примере 1. Отличие заключается лишь в уменьшении амплитуды полезного сигнала в 2,6 раза, так что Mu = -0.07; Du = 1.84; входное отношение сигнала к помехе $\rho = 4.0$. Карта значений u_{δ} , изображена на рис. 4, a. Из анализа рис. 4, δ и e, на которых изображены карты изолиний значений u и их оценок, следует, что, несмотря на высокий (50%) уровень помех, результаты фильтрации и в этом случае удовлетворительны. Дисперсии погрешности D_{ε} в исходных пунктах и узлах регулярной сети соответственно равны 0,40 и 0,42, что примерно в 2,2 раза меньше величины D_{δ} . Отношение сигнала к помехе на выходе фильтра $\rho = 19.1$; коэффициент усиления $k^2 = 4.8$.

Интересно сопоставить распределения помехи δ и ее оценки $\hat{\delta} = u_{\delta} - \hat{u}$ в исходных пунктах. Соответствующие гистограммы и теоретические кривые нормальных распределений, приведенные на рис. 5, совпадают почти полностью. Различия в математических ожиданиях не превосходят 0,06 (пример 2), т. е. 6,7% $D\delta$, и статистически незначимы. Аналогичный вывод справедлив и для значений дисперсий, которые различаются не более чем на 4,4% $D\delta$.

На рис. 5 приведены, кроме того, гистограммы погрешностей фильтрации ε в узлах регулярной сети (предпоследняя строка) и исходных пунктах (последняя строка). Различия между ними также статистически незначимы, что свидетельствует о высокой точности «гравитационной» аппроксимации (65) и ее устойчивости к неправильностям сети наблюдений — наличию сгущения узлов в правой части планшета и купюры в его центре (рис. 3, *a* и 4, *a*).

выводы

1. Для аппроксимации решений задач математической физики удобно использовать линейные конструкции, порождаемые интегральными свертками с фейеровскими ядрами. Применение подобных «гравитационных», «тепловых» и других «истокообразных» аппроксимаций сохраняет за аппроксимирующей функцией аналитические свойства исходной, а параметризация соответствующих конструкций итеративными методами позволяет одновременно эффективно фильтровать высокочастотные помехи.

2. При соответствующем выборе модельных автокорреляционных функций процедуры оптимальной минимально-квадратической фильтрации по Колмогорову — Винеру эквивалентны аппроксимации оценок полезного сигнала и помехи физическими полями, порождаемыми некоторымисистемами элементарных источников. В частности, использование в качестве модельных автокорреляционных функций выражений (61) приводитк «гравитационной» аппроксимации разделяемых сигналов притяжением систем материальных точек.

3. Построение «гравитационных» аппроксимаций, удовлетворяющих критерию Колмогорова — Винера, сводится к решению систем линейных алгебраических уравнений и реализовано в программе «Редукция-OLT» для ЭВМ БЭСМ-6. Для решения задач большой размерности предусматривается разложение матрицы системы в билинейный ряд, что позволяет одновременно обрабатывать до 2500—3000 пунктов.

4. Опробование программы «Редукция-OLT» на теоретических примерах показало, что разработанная методика достаточно эффективна и может быть рекомендована для аппроксимации и фильтрации данных площадных грави- и магнитометрических съемок.



— пример 1, правая — пример 2

При соответствующей замене систем элементарных источников алгоритм «Редукция-OLT» может использоваться для обработки геотермических измерений, построения карт вторичных

ореолов рассеивания и решения других геолого-геофизических задач.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Аронов В. И., Гордин В. М. О методах интерполяции наблюдений на квадратную сеть. Экспрессинформация ОЦНТИ ВИЭМС, серия «Математические методы исследований в геологии». М., № 12, 1973.
- 2. Аронов В. И., Гордин В. М., Ширгинова А. И. К вопросу о построении графиков и карт изолиний в геологии и геофизике с помощью ЭЦВМ. Со! «Математические методы и ЭЦВМ в геологии». М., 1971 (Тр. Всес. н.-и. геол.-разв. цефт. ин-та, вып.103).
- 3. Беспрозванный П. А., Чернов А. А. Интерполяция в узлы регулярной сети с помощью ЭВМ. Экспресс-информация ОЦНТИ ВИЭМС, серия «Математические методы исследований в геологии», М., 1973, № 12.
- 4. Смирнова М. И.- Аппроксимация геологических полей. Изв. вузов. Геология и разведка, № 2, 1973.
- 5. *Аронов В. И.* К вопросу о редуцировании аномалий силы тяжести. В кн.: «Геофизическая разведка», вып. 14. М., Гостоптехиздат, 1963.
- 6. *Страхов В. Н.* Об одном численном методе решения линейных интегральных уравнений типа свертки. Докл. АН СССР, Ш, 3, 1963.
- 7. Bjehammnar A. A new theory of geodetic gravity. Trans.Roy. Inst. Techn., No. 243. Stockholm, 1964.
- 8. Алексидзе М. А., Санадзе Г. И. О новом способе пересчета силы тяжести в горной области. Изв. АН СССР. Физика Земли, № 6, 1968.
- 9. Аронов В. И., Гордин В, М. Об одном способе интерполяции аномалий и вычислений гравиметрических уклонений отвеса в районе Западных Альп. Геофиз. бюл. АН СССР, вып. 24, М., «Наука», 1971.
- 10. Аронов В. И. Обработка на ЭВМ значений аномалий силы тяжести при произвольном рельефе поверхности наблюдений. М., «Недра», 1976.
- 11. *Лапина М. И.* Численный метод аналитического продолжения двухмерных потенциальных полей. Изв. АН СССР. Физика Земли, № 2, 4, 1967.
- 12. *Naidu P. S.* Two dimentional Strakhov's filter for extraction of potential field signal. Geophys. Prosp., *15*, No. 1, 1967.
- 13. Bjehammnar A. Geodesy on gravity. Stockholm, 1968.
- 14. Алексидзе М. А. Редукция силы тяжести. Тбилиси, «Мецниереба», 1969.
- 15. Гордин В. М. К теории интерполирования измеренных геологогеофизических характеристик. Сб. «Математические методы и ЭВМ в геологии». М., 1973 (Тр. Всес. я.-и. геол.-разв. нефт. ин-та, вып. 135).
- 16. Джрбашян М. М. Интегральные преобразования и представления функций в .комплексной области. М., «Наука», 1966.
- 17. *Аронов В. И.* Об оптимальной фильтрации случайных ошибок в гравиметрии. Изв. АН СССР. Физика Земли, № 10, 1970.
- 18. Аронов В. И., Беляйков Н. Е., Гордин В. М., Ландо. Т. И., Ширгинова А. И. Система автоматизированной обработки аномалий трехмерных потенциальных полей, заданных на плоскости или, негоризонтальной поверхности. Сб. «Математическиеметоды и ЭЦВМ в геологии». М., 1971 (Тр. Всес. н.-и. геол.-разв. нефт. ин-та, вып.103).
- 19. Аронов В. И., Кушнир Г. Ф., Михайлов В. О., Михайлов В. О. Алгоритм и программы интерполяции и фильтрации. Экспресс-информация ОЦНТИ ВИЭМС, серия«Математические методы исследований в геологии». М., 1977, № 12
- 20. Кошляков Н. И., Глинер Э. Б., Смирнов М. М. Основные дифференциальные уравнения математической физики. М., Физматгиз, 1962.
- 21. Андреев Б. А., Клушин И. Г. Реологическое истолкование гравитационных аномалий. М., «Недра», 1965.
- 22. Гладкий К. В., Серкеров С. А, Исследование оптимальных трансформаций потенциальных полей. В кн.: «Теоретические обоснования и практика трансформаций потенциальных полей для решения региональных геологических задач». М., Изд. ВНИИГеофизика, 1969.
- 23. Луговенко В. Н. О разделении геомагнитного поля на аномальную и нормальную составляющие. М., «Наука», 1969.
- 24. Сербуленко М. Г. Линейные методы разделения потенциальных полей. В кн.: «Приложение некоторых методов математики к интерпретации геофизических данных». Новосибирск, «Наука», 1-967.
- 25. Robinson J.C. Computer alsigned Wiener filters for seismic data. Geophysics, 37, No. 2, p. 235-259, 1972.
- 26. Гордин В. М., Михайлов. В. О. Линейные преобразования и тренд-анализ экспериментальных геологогеофизических данных. Сб. «Методы поисков и разведки нефтяных и газовых месторождений и экономическая оценка геологоразведочных работ». М., 1975 (Тр. Всес. н.-и. геол.-разв. нефт. ин-та, вып. 169).
- 27. Гордин В. М., Михайлов В.О. Применение критерия Колмогорова Винера при решении задач фильтрации и разделения геофизических аномалий. Изв. АН СССР. Физика Земли, № 2, 1977.

- 28. Яглом А. М. К вопросу о линейном интерполировании стационарных последовательностей и процессов. Усп. матем. наук, IV, вып. 4(32), 1949.
- 29. Гордин В. М. Способ построения асимптотически оптимальных операторов тренданализа типа весового скользящего среднего и его реализация на ЭВМ. Экспресс-информация ОЦНТИ ВИЭМС, серия «Математические методы исследований в геологии». М., 1973, № 7-8.
- 30. Гладкий К. В., Серкеров С. А. Определение некоторых статистических характеристик аномальных гравитационного и магнитного полей.' Сб. «Полевая геофизика». М., «Недра», 1967 (Тр. Моск. ин-та нефт.-хим. и газ. пром., вып. 68).
- 31. Страхов В. Я. О некоторых общих проблемах математической теории интерпретации магнитных и гравитационных аномалий. В кн.: «Методика, техника и результаты геофизической разведки». М., «Недра», 1967,
- 32. Страхов В. Я. Методы построения вычислительных схем для трансформаций потенциальных полей. В кн.: «Справочник геофизика», V. М., «Недра», 1968.
- 33. Ваглай Р. Д., Смирнов Б. К. К обработке двумерных сигналов на ЭВМ. Ж. вычислит, матем. и матем. физ., 15, № 1, 1975.

1.3. ОСОБЕННОСТИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ АНОМАЛИЙ ⊿*Т* ПРИ ГЕОМАГНИТНОМ КАРТИРОВАНИИ В ЭКВАТОРИАЛЬНЫХ ШИРОТАХ

(В. М. Гордин, Е. Н. Исаев, Геомагнетизм и аэрономия. 1979. - Т. 19. - № 1. - С.144-151)

На модельных магнитных аномалиях объектов, имитирующих линеаменты с пунктирным распределением магнитной восприимчивости, и блоковые структуры земной коры, рассмотрены особенности использования морфологии аномалий ΔT в качестве картировочных признаков геоструктур. Для субэкваториальных условий показано принципиальное различие морфологии магнитного поля структур широтного и меридионального простирания.

Под геомагнитным картированием подразумеваем комплекс приёмов районирования территорий (акваторий), обнаружения и параметризации источников магнитных аномалий по данным площадных аэромагнитной и гидромагнитной съёмок. Большинство рекомендуемых современными руководствами способов решения указанных задач разработано в предположении о вертикальном или близком к вертикальному намагничении возмущающих объектов. В экваториальных широтах, где угол наклонения нормального геомагнитного поля I_N не превосходит 10—20°, использование этих методов может привести к существенным ошибкам при геологическом истолковании магнитометрических данных.

Цель настоящей работы - исследование морфологических особенностей аномалий ΔT в экваториальных широтах и обсуждение некоторых приёмов их качественной и количественной интерпретации.

В последние годы при решении картировочных задач большое внимание уделяется применению формализованных методов математической статистики, теории случайных процессов и распознавания образов, позволяющих алгоритмизовать процедуры районирования, перепоручив их ЭВМ [1—3 и др.]. Не отрицая практической значимости и важности подобных алгоритмов, ограничимся традиционным физическим анализом, основанным на изучении модельных распределений источников магнитного поля и их отражения в морфологии аномалий ΔT .

Модельные магнитные поля, порождаемые однородно намагниченными пластовыми и призматическими телами, анализировались ранее в работах [4, 5 и др.] и было установлено, что при $I_N = 10 - 20^\circ$ индуктивно намагниченным призмам соответствуют «дипольные» аномалии, представляющие собой сопряжение максимум - минимум ΔT с ориентировкой минимума на север. Экстремумы ΔT тяготеют к граням призм, простирающимся в широтном направлении. Грани субмеридионального простирания отчётливого отражения в морфологии магнитных аномалий не находят.

Трудности практического использования моделей [4, 5] связаны главным образом с тем, что

реальные возмущающие тела имеют гораздо более сложную внутреннюю структуру, чем это предполагалось при моделировании. Поэтому даже при соблюдении геометрического подобия источников изменчивость интенсивности намагничения в пределах изучаемых объектов приводит к существенным различиям между модельными и реальными аномалиями ΔT .

Для выяснения морфологических особенностей аномалий ΔT , могущих служить картировочными признаками реальных геоструктур, были рассчитаны модельные магнитные поля объектов, имитирующих линеаменты с пунктирным распределением намагниченности и блоковые структуры земной коры. Аппликаты верхней и нижней кромок принимались равными: h=200 м, H=5000 м. Предполагалось, что намагничение объектов индуцировано современным нормальным полем с напряжённостью $T_N=38000 \ hT$ и углом наклонения $I_N=20^\circ$. Расчёты проводились на ЭВМ по формулам, заимствованным из работы [5]. Эффекты взаимного и внутреннего размагничивания не учитывались.

Модель 1 представляет собой цепочку из трёх прямоугольных призм с горизонтальными размерами 200Х800 м и магнитной восприимчивостью χ =0,02 ед. CGSM каждая. В геометрическом отношении она воспроизводит ситуацию, типичную для жильных тел, интрудированных разломов, скарновых рудопроявлений магнетита и других линейных образований: призмам соответствуют тела повышенной намагниченности, а промежуткам между ними – немагнитные интервалы. Анализ результатов расчётов при различных азимутах простирания цепочки, изображённых на. 1, позволяет констатировать следующее:

1) при широтном простирании (фиг. 1а) цепочка призм отражается в магнитном поле в виде линейной зоны сопряжения максимум – минимум ΔT с ориентировкой минимума на север. Вариации амплитуд аномалий по простиранию зоны не превосходят 10%, т.е. «безрудные» интервалы слабо проявляются в морфологии поля ΔT . Ясно, что практические возможности магниторазведки в подобной ситуации исчерпываются лишь обнаружением и картированием перспективной зоны в целом; локализация же отдельных рудных тел в реальных условиях вряд ли будет корректной,

2) в случае меридионального простирания (фиг. 16) рассматриваемой модели соответствует система сопряжённых экстремумов ΔT , амплитуда которых достигает абсолютных величин вблизи концов цепочки. «Безрудные» интервалы уверенно картируются по обратным сопряжениям максимум—минимум ΔT с ориентировкой минимума на юг, т.е. аномалиям фиктивной обратной намагниченности. В то же время фрагментарный характер аномальной зоны не всегда позволяет выделить объекты меридионального простирания, особенно при большой линейной протяжённости однородно намагниченных интервалов, когда расстояния между сопряженными экстремумами становятся значительными и практическое установление соответствия между ними затруднено;

3) для магнитных аномалий, порождаемых цепочкой призм, простирающейся под углом 45° к магнитному меридиану (фиг.1в), так же как и при широтном простирании, характерно линейное сопряжение максимумов и минимумов ΔT . Однако дифференцированность поля вдоль оси цепочки в данном случае существенно выше: вариации амплитуд локальных экстремумов достигают 30% полной амплитуды аномалии, «безрудные» интервалы уверенно картируются по изгибам изолиний ΔT в зоне максимальных градиентов.

Модель 2 имитирует блоковую структуру земной коры, образованную ортогональной системой линейных контактов пород с различной магнитной восприимчивостью и более поздних по времени заложения тектонических нарушений типа сдвигов (фиг. 2a, б). Значения χ варьируют в пределах (500–2000)·10⁻⁶ ед. CGSM. На фигуре: *1*- плановое положение индуктивно намагниченных призм с указанием магнитной восприимчивости в 1·10⁻⁶ ед. CGS; *2* — изолинии модельного поля ΔT в нТл.

Из анализа модельных карт изолиний ΔT следует, что при меридиональном простирании сдвигов (фиг. 2a) последние уверенно идентифицируются с линиями потери корреляции аномалий, причем горизонтальная амплитуда сдвига соответствует смещению экстремумов, приуроченных к широтным ограничениям намагниченных блоков. Сами блоки уверенно картируются по сопряжениям максимум - минимум ΔT даже при сравнительно небольших зна-







Фиг.1.





чениях $\chi = (500 - 2000) \cdot 10^{-6}$ ед. GGSM.

Гораздо более сложная картина наблюдается при широтном простирании сдвигов (фиг. 2б). Сопряжённые экстремумы ΔT , в силу частичной взаимной компенсации, оказываются в данном случае смещёнными относительно друг друга в направлении, противоположном направлению горизонтальных перемещений блоков. Картировочными признаками сдвигов служат цепочки чередующихся линейно вытянутых максимумов и минимумов ΔT . Что касается линий потери корреляции аномалий, то они не имеют аналогов в структуре модели, лишь в самых общих чертах повторяя контуры намагниченных блоков.

Таким образом, результаты модельных исследований убедительно иллюстрируют избирательную чувствительность аномалий ΔT к магнитным неоднородностям различной ориентации. С точки зрения обнаружения и аналитической параметризации намагниченных объектов наиболее благоприятным следует, по-видимому, признать случай широтного простирания. При меридиональном простирании линейно вытянутых структур их обнаружение по геомагнитным данным представляет собой довольно сложную практическую задачу. В то же время проблема локализации изменений магнитных свойств по простиранию для меридиональных структур решается более надёжно, чем для широтных.

Резюмируя обсуждение морфологических особенностей аномалий ΔT в экваториальных широтах, перечислим те моменты, учёт которых при решении картировочных задач представляется необходимым.

1. В отличие от высоких широт, где в качестве характеристики интен-

сивности аномалий обычно принимается их амплитуда, отсчитываемая от некоторого фиксированного (нулевого) уровня или регионального фона, вблизи экватора следует пользоваться величиной полной амплитуды аномалий: $\delta T_{ext} = \Delta T_{max} - \Delta T_{min}$. Здесь ΔT_{max} и ΔT_{min} зна-



чения поля в coпряжённых экстремумах. Оценивая по характеристике δT_{ext} магнитные свойства возмущающих объектов, нужно иметь в виду, что напряжённость геомагнитного поля убывает от полюсов к экватору, в связи с чем индуктивсоставляющая ная вектора намагничения будет уменьшаться в том же направлении. 2. При интерпретации

геомагнитных измерений в высоких широтах протяжённые линейные зоны повышенных градиентов *ДТ* часто и вполне обоснованно иденти-

фицируют с тектоническими подвижками, приводящими к вертикальному перемещению блоков с аномальным намагничением пород. В экваториальных широтах этот картировочный признак неприменим. Из фиг. 1, 2 следует, что зоны повышенных градиентов ΔT всегда приурочены к осевым или центральным частям возмущающих объектов и никак не характеризуют их вертикальных ограничений.

3. Привлечение в качестве формального картировочного признака такого параметра, как азимут преимущественного простирания изолиний ΔT в условиях экваториальных широт, требует большой осторожности, поскольку при $I_N \leq 10 - 20^\circ$ преобладание широтных простираний изолиний типично не только для субширотных (фиг. 1а), но и для изометричных структур (фиг. 2a, б). Строго говоря, этот признак свидетельствует лишь о коллинеарности векторов намагничения и напряженности нормального поля.

4.С большой осторожностью следует подходить и к применению визуальной межпрофильной корреляции аномалий ΔT или её формализованных аналогов, например, метода кросс-корреляции. По крайней мере из анализа модельных примеров ясно, что при меридиональной ориентации профилей корреляция аномалий ΔT должна производиться достаточно надёжно и приводить к результатам, которые в большинстве случаев будут соответствовать особенностям геологического строения. Если же профили ориентированы в широтном направлении, то реконструкции, основанные на стандартной межпрофильной корреляции, обречены на неудачу самой природой,

Переходя к аналитической параметризации возмущающих объектов, рассмотрим прежде всего качественную сторону вопроса. Из теории потенциала известно, что объёмное распределение источников магнитного поля в произвольном замкнутом теле эквивалентно некоторому распределению фиктивных магнитных зарядов по его поверхности [6]. В высоких широтах максимальная концентрация магнитных зарядов приходится на субгоризональные ограничения возмущающих тел, чем и обусловлена, большая чувствительность геомагнитных измерений к вариациям глубин залегания верхней кромки намагниченных объектов.

Иная картина наблюдается в экваториальных широтах, где наклонение индуцирующего

поля близко к 0° и максимальная концентрация фиктивных магнитных зарядов приходится на субвертикальные ограничения возмущающих тел, ориентированных под углом 90° к магнитному меридиану. Ясно, что в данном случае изменение глубины залегания верхней кромки будет приводить лишь к вариациям так называемой тонкой структуры поля ΔT , а надёжному определению будут доступны только плановое положение и глубина залегания указанных выше субвертикальных поверхностей или пластин.

Обычно при геомагнитном картировании основной задачей является получение генерализованных характеристик магнитных свойств разреза в целом. Поэтому, интерпретируя отдельные аномалии ΔT , почти всегда можно ограничиться анализом элементарных моделей источников: изолированных полюсов (тонких стержней), диполей (шаров) и их двумерных аналогов (тонких пластов и цилиндров). В условиях экваториальных широт для параметризации этих моделей - определения глубин залегания и магнитных моментов - удобно пользоваться методикой, основанной на анализе составляющих межэкстремального вектора E, т.е. величин δT_{ext} (см. выше) и $\delta x_{ext} = |x_{max} - x_{min}|$ (фиг. За). Технологию построения соответствующих расчётных формул проиллюстрируем на примере простейшей модели тонкого вертикального пласта, намагниченного современным нормальным полем под углом I_N .

Введём следующие обозначения: h - глубина залегания верхней кромки пласта, 2b << h - его горизонтальная мощность; $(\pi/2 - D_N)$ - азимут простирания пласта; m - магнитный момент. Если ось Ox ориентирована вкрест простирания пласта, то, положив для краткости $\operatorname{ctg} \theta = \operatorname{ctg} I_N \cos D_N$, будем иметь:

$$\Delta T(x) = -2m \sin^2 I_N (1 + ctg^2 \theta) (h \cos 2\theta + x \sin 2\theta) I(x^2 + h^2).$$
(1)

Дифференцируя (1) по x и приравнивая производную к нулю, получим линейное уравнение второго порядка, корни которого, т. е. абсциссы экстремумов ΔT , определяются по формулам

$$x_{\max} = -(h/\sin 2\theta)(1 + \cos 2\theta)$$
, $x_{\min} = -(h/\sin 2\theta)(1 - \cos 2\theta)$, (2)

откуда после простых преобразований находим

$$h = \phi (I_N, D_N) \, \delta x_{ext} , \quad \phi = \cos I_N \sin I_N \cos D_N / \left(\sin^2 I_N + \cos^2 I_N \cos^2 D_N \right) . \tag{3}$$

Подстановка соотношений (2) в формулу (1) и вычисление δT_{ext} приводит к следующему результату:

$$\delta T_{ext} = (2m/h) \sin^2 I_N (1 + \operatorname{ctg}^2 \theta) , \qquad (4)$$

и с учётом (3):

$$m = \psi (I_N, D_N) \delta T_{ext} \delta x_{ext}$$

$$\psi = \frac{1}{2} \frac{\sin I_N \cos I_N \cos D_N}{\left(\sin^2 I_N + \cos^2 I_N \cos^2 D_N\right)^2} \,. \tag{5}$$

В частности, если ось Ox ориентирована по магнитному меридиану, то $D_N = 0^\circ$ и

$$h = (\sin 2I_N/2) \,\delta x_{ext} , \qquad m = (\sin 2I_N/4) \,\delta T_{ext} \,\delta x_{ext} . \tag{6}$$

Графики функций $\phi(I_N, D_N)$ и $\psi(I_N, D_N)$ изображены на фиг. 36, в, которые могут служить номограммами для вычислений по формулам (3) и (5). Подчеркнём, что параметры δT_{ext} и δx_{ext} инвариантны по отношению к постоянной составляющей поля. Поэтому никаких затруднений, обусловленных выбором нулевого уровня, при использовании подобной методики не возникает.

Расчётные формулы типа (3), (5) для других элементарных моделей конструируются аналогичным образом. Отличие состоит лишь в более сложной структуре уравнений $\partial \Delta T / \partial x = 0$, для решения которых приходится привлекать численные методы. Следует иметь в виду, что при $I_N = 0$ функция ψ обращается в нуль. Поэтому данный метод реально применим для $I_N > |\pm 5^\circ|$.

Аналитические приёмы параметризации моделей призматических тел требуют гораздо больших затрат труда. Поэтому их применение целесообразно лишь в тех случаях, когда оно диктуется особенностями геологического строения. В этой связи в качестве экспресс-метода заслуживает внимания метод касательных в модификации, изложенной в работе [4]. Дальнейшее усложнение интерпретационных моделей приводит к необходимости использовать машинные алгоритмы параметризации, базирующиеся на принципах аппроксимационного подбора.

Рассмотрим, например, двумерную модель горизонтального слоя с переменной эффективной магнитной восприимчивостью $\chi = \chi(x)$ и известными аппликатами кровли и подошвы h и H. Если вектор намагничения слоя $\mathbf{J}(\xi)$ коллинеарен с вектором напряженности современного нормального поля \mathbf{T}_N , а значения $\chi(x)$ по порядку величин не превосходят 0,01 ед. CGSM, то приближённо можно считать, что $J(\xi) = T_N \chi(\xi)$. Задача определения эффективной магнитной восприимчивости $\chi(\xi)$ по аномалиям $\Delta T(x)$ в рамках этой модели сводится к линейному интегральному уравнению первого рода:

$$\Delta T(x) = 2T_N \int_{-\infty}^{+\infty} \left\{ \left(\sin^2 I_N - \cos^2 I_N \cos^2 D_N \right) \left[\frac{h}{(x-\xi)^2 + h^2} - \frac{H}{(x-\xi)^2 + H^2} \right] + 2\sin 2I_N \cos D_N \left[\frac{x-\xi}{(x-\xi)^2 + h^2} - \frac{x-\xi}{(x-\xi)^2 + H^2} \right] \right\} d\xi ,$$
(7)

решение которого находится по формуле [7]

$$\chi(x) = \left[2\pi T_N \left(a^2 + b^2\right)\right]^{-1} \sum_{m=0}^{\infty} \left[a \varDelta T \left(x, h - m \varDelta h\right) - b \overline{\varDelta T} \left(x, h - m \varDelta h\right)\right].$$
(8)

Здесь $\Delta T(x, h-m\Delta h)$, $\overline{\Delta T}(x, h-m\Delta h)$ - значения исходной аномалии ΔT и сопряжённой с ней гармонической функции, аналитически продолженные на уровни

 $z=h-m\Delta h$; $\Delta h=H-h$; $a=\sin^2 I_N-\cos^2 I_N\cos^2 D_N$; $b=\sin 2I_N\cos D_N$.

Приближенную оценку $\hat{\chi}$ удобно конструировать в виде оператора весового скользящего суммирования:

$$\hat{\chi}(x) = \sum_{k=-N}^{+N} C_k^{(N)} \Delta T (x - k \Delta x) , \qquad (9)$$

используя значения ΔT в узлах равномерной сетки с шагом Δx и определяя коэффициенты на основании минимально-квадратичного критерия Колмогорова - Винера [8]. $C_{k}^{(N)}$ Практически подобный алгоритм реализован в АЛГОЛ-программе «Капа» [7], восприимчивости с одновременной предназначенной для вычисления магнитной фильтрацией высокочастотных помех, т.е. ошибок измерений, вариаций тонкой структуры поля ΔT и т.п.

Эффективность программы «Капа» иллюстрирует фиг. 4, на которой приведены результаты её опробования на теоретической модели 1, где a — плановое положение магнитовозмущающих призм, $\chi_{meop}=0.2$ ед. CGSM; б - графики $\hat{\chi}(x)$, $\chi(x)$ и $\Delta T(x,0)$ по меридиональному профилю, совмещённому с осью Ox. Из фиг. 4 видно, что по кривой $\hat{\chi}(x)$ пересечение возмущающего объекта локализуется гораздо увереннее, чем по исходной аномалии $\Delta T(x)$. При этом фиктивный минимум $\hat{\chi}(x)$ в южной части профиля обусловлен, по-видимому, существенно трёхмерным распределением источников аномального поля (линейная протяжённость цепочки призм $L=3,8 \ \kappa m$ меньше, чем их вертикальная мощность $\Delta h=4,8 \ \kappa m$). Максимальная погрешность определения $\chi(x)$ составляет ~20% max $|\chi|$, что с точки зрения практики представляется вполне удовлетворительным. Это позволяет рекомендовать программу



«Капа» для оперативной оценки магнитной восприимчивости по данным аэромагнитной или гидромагнитной съёмок.

Наряду с аналитическими приёмами интерпретации заслуживают внимания разнообразные статистические, и особенно, эвристические методы, применение которых позволяет эффективно морфологичеучесть ские особенности аномалий ⊿Т в экваториальных широтах. В первую очередь это относится к простейшим субъективным трансформациям аномальных полей [9] - вычислению таких характеристик, как число локальных экстремумов или среднего N_{ext}

значения полной амплитуды аномалий $\overline{\delta T_{ext}}$ в скользящем окне заданного размера.

Опыт показывает, что при удачном выборе размеров окна построение карт изолиний характеристик $N_{ext}(x, y)$ и $\delta T_{ext}(x, y)$, отражающих контрастность распределения магнитных свойств, позволяет подчеркнуть некоторые замаскированные черты геологического строения, например, оконтурить структуры меридионального простирания.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Г. И. Каратаев. Корреляционная схема геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. «Наука», Новосибирск, 1966, 240.
- 2. Н. Г. Берлянд, Е. Н. Розе. Геомагнетизм и аэрономия, 1971, 11, 313.
- Ю. А. Воронин, О. С. Козлова. Сб. «Применение математических методов и ЭВМ при поиске полезных ископаемых». Изд. ВЦ СО АН СССР, Новосибирск, 1972, 180.
- 4. V. Vacquier, N. C. Steenland, R. G. Henderson, I. Zictz. J. Geol. Soc. America, Mem. 47, Washington, 1951.
- 5. Б. К. Баттачария. Сб. «Аэромагнитные методы в геофизике». «Мир», 1966, 69.
- 6. Б. М. Яновский. Земной магнетизм, Изд-во ЛГУ, 1978, 590.
- В. М. Гордин, В. О. Михайлов. Экспресс-информация. Сер. Региональная, разведочная и промысловая геофизика, вып. 21. Изд. ВИЭМС, 1977, 1.
- 8. В. М. Гордин. Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 3, 40.
- 9. Г. Я. Голиздра. Сб. «Разведочная геофизика», вып. 58. «Недра», 1973, 98.

1.4. ГЕОМЕХАНИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ КАК ОСНОВА КОМПЛЕКСНОЙ ИСТОРИКО-ГЕНЕТИЧЕСКОИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

(В. П. Мясников, В. М. Гордин, В. О. Михайлов, В. Л. Новиков, Ю. В. Сазонов, В книге: "Методика комплексного изучения тектоносферы". - М.: Радио и Связь. - 1984. - С. 99-110.)

Постановка проблемы историко-генетической интерпретации прикладных геофизических данных восходит к одному из основоположников отечественной геофизики акад. О. Ю. Шмидту, который еще в 1944 г. утверждал, что «...наиболее актуальным в геофизике является сейчас теоретическое осмысливание фактов, установление их причин...Отсутствие причинного объяснения, подлинной теории становится тормозом для развития приложений и для смежных наук, пользующихся выводами геофизики. Так, например, современная геология уже не может ограничиваться описанием явлений и прогнозов по аналогии, а в лице своих передовых представителей требует теории образования гор,впадин и т. п., причинного объяснения геологических явлений, выяснения природы действующих сил и количественного подсчета результатов их действия. Эту теоретическую работу совместно с геологией обязана выполнять геофизика...» [I].

За истекшие десятилетия достигнут большой прогресс в теоретическом истолковании экспериментальных геофизических данных с точки зрения эволюции земных недр. В самостоятельные научные дисциплины оформились такие историко-геофизические направления как геотермика, тектонофизика, геомеханика и т. п. На современном этапе трудно представить себе сколько-нибудь серьезную геотектоническую концепцию, которая не опиралась бы на достижения этих наук. Тем не менее при изучении конкретных геоструктур по-прежнему господствуют описательные методы традиционной геологии.

Как это ни парадоксально, успехи в теории динамики и эволюции недр почти не оказали влияния на прикладные геофизические исследования структур земной коры, и верхней мантии. Интерпретация обусловленных этими структурами геофизических аномалий обычно проводится, как и 30 лет назад, по следующей схеме. На основании геологических описаний и сведений о физических свойствах горных пород строится качественная статическая модель изучаемой геоструктуры, регламентирующая закономерности пространственного распределения физических характеристик среды. Затем производится параметризация этих закономерностей, устанавливается положение и- геометрия границ изменения плотности, магнитных и электрических свойств, скоростей распределения сейсмических волн, акустической жесткости и т. п., иначе говоря, решаются обратные задачи геофизики для принятой статической модели. Историко-геологические представления о формировании и эволюции геоструктуры привлекаются в подобной схеме лишь на уровне качественных геологических описаний, вне зависимости от устанавливаемых в процессе интерпретации закономерностей распределения физических свойств. Корректность генетических концепций принимается на веру без какихлибо геофизических доказательств, что методологически неудовлетворительно.

Поэтому представляет интерес обсуждение возможной регуляризации решений обратных задач на основе генетических представлений, т.е. путей перехода от статических интерпретационных моделей к динамическим, конструируемым в соответствии с гипотезами о механизме образования и эволюции геоструктуры [2, 3].

Обращение к динамическим моделям выдвигает на первый план ряд новых для прикладной геофизики проблем. Это. прежде всего проблемы решения прямых задач динамики недр, реконструкция процессов формирования неоднородностей в распределениях физических свойств, которые находят отражение в геофизических полях.

Реальные вариации плотности, магнитной восприимчивости, теплопроводности и других физических характеристик земной коры имеют полигенетическую природу. Они обусловлены тектоническими движениями различного масштаба и интенсивности, разнообразными магматическими и постмагматическими явлениями, физико-химическими преобразованиями вещества в процессе диа- и эпигенеза осадочных толщ и множеством других факторов. Механизмы действия и, особенно, взаимодействия большинства из этих факторов изучены в настоящее время в лучшем случае на качественном уровне поэтому не поддаются даже эскизному моделированию. Если однако ограничиться рассмотрением лишь .региональных моделей земной коры, то правомерно предположить, что доминирующее влияние на вариации физических свойств- оказывают тектонические процессы, приводящие к перемещению и деформациям горных пород. В свою очередь это позволяет в качестве рабочего .аппарата моделирования использовать методы механики сплошной среды [4], широко применяющиеся при решении сходных задач в тектонофизике [5, 6 и др.].

Обсуждение современного состояния и проблематики тектонофизических исследований не входит в нашу задачу, однако следует подчеркнуть, что комплексирование методов прикладной геофизики и тектонофизики требует соответствующего развития и совершенствования аппарата геомеханического моделирования. Расчёт полей скоростей и напряжений, которым обычно ограничиваются в настоящее время [6, 7 и-др.], оказывается уже недостаточным; необходим переход к глобальным деформационным характеристикам, отражающим динамику перераспределения физических свойств и изменение геометрии моделируемых структур во времени. Например, при изучении дислоцированных горизонтально-слоистых сред механическая модель должна с точностью до конечного числа параметров регламентировать положение и форму поверхностей скачкообразного, изменения физических свойств (плотностных контактов, отражающих и преломляющих сейсмических границ, опорных геоэлектрических горизонтов), отождествляемых затем с основными поверхностями раздела в .земной коре, а в масштабе осадочного чехла—с границами стратиграфических или литолого-фациальных комплексов.

Измеренные значения геофизических полей являются, как-известно, функционалами над распределениями физических свойств моделируемых сред (плотностью, упругими константами, электропроводностью и т. д.) и функциями, характеризующими геометрию различного рода границ. Следовательно, располагая заданными распределениями физических свойств и уравнениями динамики тектонического процесса, в принципе можно рассчитать любые порождаемые этими факторами геофизические эффекты (аномалии), т.е. решить прямые задачи геофизики для избранной механической модели. Что касается обратных задач геофизики, то их в данном случае естественно трактовать как задачи параметризации геомеханических моделей, определения наборов параметров, которые минимизировали, бы разность между модельными геофизическими аномалиями и измеренными значениями полей в заранее выбранной метрике.

Переход от статических интерпретационных моделей к динамическим открывает перед прикладной геофизикой ряд новых перспектив, на которых следует остановиться подробнее.

Основой для большинства современных методов комплексной интерпретации геофизических данных служат статистические или эмпирические связи между физическими параметрами возмущающих сред и элементами геологического строения [8, 9, 10 и др.]. Если таковые не установлены, то совместное истолкование геофизических наблюдений сводится к прямой суперпозиции различных, часто противоречащих друг другу интерпретационных моделей. В рассматриваемом случае наборы параметров, используемые при расчётах гравитационных, сейсмических и других характеристик геомеханической модели, в значительной мере перекрываются, вследствие чего появляется реальная возможность комплексного анализа разнородных геофизических данных на единой тектонофизической основе.

Другое, практически быть может наиболее важное преимущество обсуждаемого подхода связано с жёсткой регламентацией классов возможных решений обратных задач посредством задания уравнений эволюции модели. Глобальные деформационные характеристики, о которых говорилось выше, по существу играют роль регуляризаторов соответствующих функционалов в полном согласии -с теорией регуляризации некорректно поставленных задач. Единственное, но принципиальное отличие от ранее применявшихся приёмов регуляризации состоит в том, что эффект сокращения области эквивалентности при механическом моделировании достигается не формальными ограничениями свойств решений, а учётом особенностей эволюции изучаемых геоструктур.
Наконец, развиваемое направление изменяет по существу внутреннее содержание .процесса интерпретации геофизических данных. Если при традиционном (статическом) подходе основная задача состояла в определении геометрических характеристик разреза, то в рамках динамической модели центральная роль отводится выяснению степени соответствия наблюдений реальному структурообразующему процессу. На первый план в данном случае выдвигается проблема проверки априорной тектонической гипотезы, а определяемые при решении обратных задач геометрические характеристики служат лишь своеобразным «стыковочным узлом» между параметрами моделируемого тектонического процесса и геофизическими аномалиями.

Эффективность применения геомеханического моделирования при комплексной интерпретации данных гравиразведки и сейсморазведки проиллюстрируем на модели, которая, даёт описание деформаций вязкой горизонтально-слоистой среды под действием вертикальных перемещений жёсткого (недеформируемого) основания и воспроизводит таким образом механизм постседиментационной глыбовой складчатости, хорошо изученный как в полевых условиях, так и в лабораторных тектонофизических экспериментах [11—13 и др.] В предположении, что материал слоев ведёт себя в процессе деформации как жидкость Ньютона, можно свести прямую задачу геомеханики для рассматриваемой модели к краевой задаче для системы уравнений [4]

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + (\mathbf{v}\,\Delta)\mathbf{v} = \rho_i g - \frac{1}{\rho_i} grad P + \frac{\mu_i}{\rho_i} \Delta^2 \mathbf{v}; \quad \text{div}\,\mathbf{v} = 0 \quad , \tag{1}$$

при условии $\varepsilon = H/L \ll 1$, где. v—скорость деформации; Р— давление; ρ_i - плотность; μ_i - эффективная вязкость *i*-го слоя; *g*-ускорение свободного падения; *L* и *H*—характерные горизонтальный и вертикальный размеры моделируемых структур в системе координат (ξ, η, ζ) .

В качестве граничных условий естественно использовать динамические условия свободной поверхности на внешней границе ζ^* модели

$$P=0; \quad \frac{\partial \mathbf{v}_{\xi}}{\partial \zeta} = \frac{\partial \mathbf{v}_{\eta}}{\partial \zeta} = 0; \quad \zeta = \zeta^* \quad ,$$

стандартное сопряжение давления, касательных составляющих скорости, нормальных и касательных напряжений на внутренних границах ζ_{*i} , а также отсутствие потока масс через эти границы. В гидростатическом приближении при условии $\varepsilon \ll 1$ характерный масштаб скорости $v_0 = \varepsilon^3 \rho_0 g L^2 / \mu_0$, где ρ_0 и μ_0 - плотность и вязкость верхнего слоя [14], при этом инерциальными членами $\partial \mathbf{v} / \partial t$ в (1) естественно пренебречь как малыми высших порядков.

Решение краевой задачи двухслойной модели (*i*=0, 1) с границами ζ^*, ζ_{**} , располагающейся на поверхности жёсткого основания ζ_* дано в работе [14]. Там же при подстановке компонент вектора скорости $\mathbf{v}_{\xi}, \mathbf{v}_{\eta}, \mathbf{v}_{\zeta}$; в кинематическое условие перемещения свободной поверхности получена и решена система уравнений

$$v_{\xi} - \partial \frac{\zeta}{\partial \xi} v_{\xi} - \partial \frac{\zeta}{\partial \eta} v_{\eta} - \partial \frac{\zeta}{\partial t} = 0; \quad \zeta = \zeta^*, \zeta_*, \zeta_{**}, \qquad (2)$$

позволяющая перейти к глобальным деформационным характеристикам - уравнениям границ ζ^* , ζ_* , как функциям текущего времени t, аппликат поверхности основания ζ_{**} физических параметров слоев $\rho_0, \mu_0, \rho_1, \mu_1$ и числа Струхаля $Sh = v_0/LT$.

Обратная задача геофизики для модели постседиментационной глыбовой складчатости исследовалась в следующей постановке [15, 2, 3]. По внешнему полю аномалий силы тяжести $\Delta g(\xi, o)$, заданному на дневной поверхности $\zeta = 0$, и аппликатам верхней границы $\tilde{\zeta}^*$, известным из данных сейсморазведки, требуется определить положение и геометрию границ ζ_{*}, ζ_{**} , избыточные плотности на всех границах и параметры $\rho_0/\rho_1, \mu_0/\mu_1, Sh$. Задача сведена к минимизации нелинейного функционала

 $\Phi = \|\Delta g(\xi, 0) - \Delta g_m(\xi, 0)\|_{L_{\epsilon}}, \quad -L/2 \leq \xi \leq +L/2,$

т.е. среднеквадратической разности между измеренными значениями аномалий силы тяжести и полем $\Delta g_m(\xi, 0)$, порождаемым моделью при условии

$$\max \left| \zeta^*(\xi) - \zeta^*(\xi) \right| \leq \Delta H, \quad -L/2 \leq \xi \leq +L/2$$

и линейных ограничениях типа простых неравенств на все вычисляемые значения. Не останавливаясь на технологических аспектах решения, подробно изложенных в работах [15, 16], приведём соответствующий теоретический пример.

На рис. 1 изображён разрез двухслойной среды, деформированный движением пяти блоков



Рис. 1. Теоретический пример параметризации модели постседиментационной глыбовой складчатости: 1____ первоначальное положение границ $\zeta^{*}, \zeta_{*}, \zeta_{**} ; 2$ конечное положение границ при *t*=*T*; 3 — оценки $\hat{\zeta}_*, \hat{\zeta}_{**}$; 4 — ограничения на верхней границе $\pm \Delta H$: 5 исходное поле аномалий силы тяжести Δg ; 6 – аномалии .силы моделью тяжести, порождаемые Δg_m ; ρ , ρ_0, ρ_1, ρ_2 - плотности осадочных слоев И фундамента и возможные пределы их изменения.

жёсткого основания с амплитудой до 500 м. Его параметризация осуществлялась по значениям $\Delta g(\xi, o)$, заданным с .погрешностью 10% при $\Delta H = 100 \, \text{M}$. Несмотря на довольно высокий уровень шумов полученное решение удовлетворяет, на наш взгляд, самым строгим требованиям. Погрешность восстановления геометрии гра- ζ_*, ζ_{**} не превосходит 2,5% НИЦ средней глубины их залегания. С высокой точностью определяется и число Струхаля Sh, характеризующее длительность Т процесса деформации $\delta(Sh) = 2.3\% Sh$. Пример убедительно демонстрирует возможности геомеханической модели как регуляризатора. Без-ее применения решение обратной задачи гравиметрии для двух субгоризонтальных плотностных контактов

ζ_{*}, ζ_{**} было бы крайне неустойчи-

вым. Результаты практического моделирования глыбовой складчатости на одном из опорных разрезов Русской платформы, пересекающем Рязано-Саратовский прогиб И Жигулевско-Пугачевский свод, приведены на рис. 2. Разрез соответствующим образом генерализован, в качестве границ ζ^*, ζ_* и ζ_{**} приняты: кровля башкирского яруса $(\Delta \rho_0) = 0, 1 - 0, 2 \, \mathcal{E} / c M^3$, кровля турнейского яруса

 $(\Delta \rho_1) = 0, 1 - 0, 2 \epsilon/cM^3$ и поверхность кристаллического основания. Расхождения между их истинным положением и решением обратной задачи в данном случае более значительны, особенно в районе Рязано-Саратовского прогиба, что обусловлено, главным образом, влиянием конседиментационных эффектов. Тем не менее достигнутая точность восстановления разреза остается достаточно высокой; погрешности $\Delta \zeta_*$ и $\Delta \zeta_{**}$ не превосходят 10% глубины залегания моделируемых границ, а расчетные значения избыточных плотностей составляют: $\Delta \tilde{\rho}_0 = 0.15 \, c/c M^3$, $\Delta \tilde{\rho}_1 = 0.10 \, c/c M^3$, $\Delta \tilde{\rho}_2 = 0.15 \, c/c M^3$.

Стремление расширить «изобразительные возможности» рассмотренной модели стимулировало работы по ее усовершенствованию аналитическому описанию эффектов, связанных с изменениями скорости и знака движения жесткого основания, перераспределением материала по поверхности, его привносом и выносом [3]. Эти исследования привели к созданию модели конседиментационной глыбовой складчатости, в которой предусмотрен учет неравномерности и инверсий, движения блоков фундамента, а механизм размыва—осадконакопления воспроизводится на основании уравнения диффузии $\partial \zeta^* / \partial t = \lambda \Delta^2 \zeta^*$, где λ скорость разрушения рельефа, подобно тому, как это сделано в монографии [17]. Граничное условие при $\zeta = \zeta^*$ в данном случае приобретает вид

$$\frac{\partial \zeta^{*}}{\partial t} = v_{\zeta} - \frac{\partial \zeta^{*}}{\partial \xi} v_{\xi} - \frac{\partial \zeta^{*}}{\partial \eta} v_{\eta} + \lambda \Delta^{2} \zeta^{*} + \varphi$$

где функция φ характеризует (в зависимости от знака) либо привнос материала за счёт органогенного (хемогенного) осадконакопления, либо его вынос вследствие глобальных размывов. Предполагается, что отклонения границ $\zeta^*, \zeta_*, \zeta_{**}$ от первоначального положения малы. Это позволяет линеаризовать соответствующую систему уравнений, решение которой находится аналитически.



Рис. 2. Результаты практической интерпретации геофизических данных на опорном профиле глубокого бурения. График Δg приведён в условном уровне со снятым региональным фоном. Обозначения — см. рис. 1.

Пример решения прямой задачи геомеханики для модели конседиментационной глыбовой складчатоинтенсивным размывом сти с -осадконакоплением дан на рис. 3. Результаты первой стадии деформации (рис. 3,а) - заложения блоковых структур по фундаменту-очевидны; она сопровождается размывом материала над воздымающимся блоком и образованием сингенетичного слоя осадков VII, который заполняет депрессию над опускающимся блоком. Более интересна вторая стадия (рис. 3,б), когда в силу инверсии знака движения структуры фундамента аннулируются. Этот процесс приводит к формированию мульды над бывшим поднятием, заполняемой сингенетичными осадками слоя VIII, а над бывшей депрессией происходит частичный размыв слоя VII, сопровождаемый заложением пологих синклиналей на флангах подвижного блока. Решения подобных прямых задач представляют; на наш взгляд, самостоятельный интерес как рабочий аппарат анализа возможных структурные взаимоотношений в областях развития глыбовой складчатости.



Рис. 3. Прямая задача геомеханики для модели конседиментационной глыбовой складчатости. *а* — первая стадия деформаций; *б*—вторая стадия деформаций; I, II ... - линзы. Линзы *VII* и *VIII* образуются в процессе эволюции разреза.

Усложнение .модели приводит к увеличению числа параметров, подлежащих.определению по материалам геофизических съемок. С одной стороны это обстоятельство затрудняет решение соответствующих обратных задач, с другой – открывает перспективы привлечения историко-геологических и литологических данных, которые при традиционном подходе остаются обычно вне поля зрения интерпретатора.

Одним из наиболее интересных и важных в практическом отношении приложений методов геомеханики к комплексной интерпретации геофизических данных является моделирование .структурообразующих процессов в средах с инверсионным распределением плотности и, в первую очередь, процессов эволюции разрезов, содержащих мощные соленосные толщи. Трудности изучения последних в рамках традиционных геофизических моделей общеизвестны.Они обусловлены Сложным характером дислокации в надсолевых отложениях, связанным с явлениями диапиризма, и экранирующим влиянием соли, которое маскирует особенности геологического строения подсолевых комплексов, перспективных для обнаружения промышленных скоплений нефти и газа.

Геомеханическая модель, воспроизводящая нелинейную стадию развития неустойчивости Тейлора в вязкой стратифицированной жидкости [18], позволяет получить последовательное описание истории формирования соляных куполов в зависимости от физических параметров вещества, продолжительности деформаций, мощности соли, рельефа подсолевых отложений. Отправными моментами при ее построении служат результаты ранее проведенных численных и лабораторных экспериментов [19, 20 и др.]. Цель моделирования - определение характера геофизических эффектов, порождаемых перечисленными выше факторами.

Прямая задача геомеханики для модели диапировой складчатости рассматривалась применительно к двухслойной среде с постоянными параметрами $\rho_{0,}$ $\mu_{0,}$ $\rho_{1,}$ $\mu_{1,}$, заключенной в прямоугольной области Ω [21]. При решении системы уравнений

grad
$$P = \mu_k \Delta^2 \mathbf{v} + \rho_k g$$
, div $\mathbf{v} = 0$; $K = 0,1$

в качестве граничных использовались динамические условия свободной поверхности на верхней (подвижной) границе прямоугольника Ω , условия прилипания на его нижней и боковых (неподвижных) границах, а также условия непрерывности полей сил и скоростей на внутренней границе $\gamma(\xi, t)$, имитирующей поверхность раздела осадки - соль.

Краткая характеристика вычислительной схемы, которая сконструирована на основе мето-



Рис. 4. Модель диапировой складчатости. Схематический разрез на профиле Дангар - Макат заимствован ИЗ работы [25]: 1-первоначальное положение границы осадки $\gamma(0)$; 2-соль положение осадки конечное границы соль $\gamma(\xi(t))$; 3-надсолевые отложения; 4-кровля пород подсолевого комплекса

да конечных элементов, дана в работах [21, 22]. Пример моделирования солянокупольной структуры при значениях параметров

 $\rho_0 = 2,6 \ c.cm/3, \ \mu_0 = 10^{20} \ \Pi A,$ $\rho_1 = 2,22 \ c.cm/3, \ \mu_0 = 10^{18} \ \Pi A$

приведён на рис. 4,а. На рис. 4,б показана гипсометрия кровли соли на сейсмическом профиле Макат— Дангар в Эмбенской нефтегазоносной области [19]. Удовлетворительное совпадение главных морфологических особенностей модельной и натурных межкупольных депрессий является, на наш взгляд, свидетельством корректности модели.

Схематические модельные разрезы, изображенные на рис. 4, в, демонстрируют зависимость процесса формирования соляных куполов от рельефа подсолевых отложений, которая проявляется в унаследованном характере солянокупольных структур. Обнаружение и учет такого рода эффектов при интерпрета-

ции геофизических аномалий даже на качественном уровне безусловно представляет большой практический интерес.

Более полное использование возможностей параметризации модели диапировой складчатости по данным прикладной геофизики сопряжено с разработкой и алгоритмизацией новых интерпретационных приемов, в частности, решений прямой и обратной задач сейсморазведки МОВ для сложных отражающих границ, конфигурация которых регламентируется динамикой процесса структурообразования. Исследования в этом направлении уже начаты и привели к первым обнадеживающим результатам.

Создание частных моделей и решение частных интерпретационных задач безусловно не исчерпывает потенциальных возможностей комплексного геомеханического и геофизического моделирования. По мнению авторов эта работа является лишь первым этапом исследований, направленных на решение гораздо более сложной и важной проблемы - создание системы взаимосвязанных геомеханических моделей- как основы физической теории эволюции Земли и отдельных ее элементов.

Из общих соображений ясно, что такого рода система должна иметь иерархическую структуру, отражающую различия в пространственно-временных масштабах и степень генерализации моделируемых явлений. При этом связь между моделями на смежных иерархических уровнях должна осуществляться посредством последовательного определения нормальных составляющих геофизических полей, задания ограничений на параметры среды, установления стандартных сопряжений на некоторых поверхностях и т. п. с целью выделения аномальных характеристик разных порядков.

Конкретизация структуры обсуждаемой системы в настоящее время вряд ли оправдана; отдельные ее элементы безусловно будут уточняться в процессе дальнейших исследований. Тем не менее уже сейчас можно вполне определенно говорить о специфике возникающих задач, логической взаимосвязи между ними, выдвигая на этой основе следующие общие требования к системным моделям геодинамических процессов и методологии их построения.

1. Фундаментальная роль при создании системы принадлежит, очевидно, моделям «нулево-

го уровня», воспроизводящим закономерности глобальной эволюции Земли [23, 24,25]. Основой для построения этих моделей, которые регламентируют глобальные величины нормальных геофизических полей и соотношения для локализации наиболее крупных (мировых) аномалий, служат априорные гипотезы о начальном состоянии планеты, ее химическом .cocтаве и доминирующем механизме или комплексе механизмов эволюции. Естественно, эти гипотезы не должны противоречить, с одной стороны, соответствующим образом генерализованным экспериментальным данным, с другой—ограничениям, налагаемым физико-химическими законами и законами механики [25]. Изменение априорных гипотез может привести к кардинальной перестройке модели, однако соблюдение указанных выше требований во всех случаях является обязательным *.

2. Любая системная модель должна быть предсказательной, т. е. содержать в себе правила определения некоторых характеристик состояния и элементов физических полей, в том числе и доступных прямому наблюдению. Последнее необходимо для объективной оценки внутренней непротиворечивости моделей, проверки соответствия модельных представлений реальным процессам.

3. Как уже говорилось, системные модели на смежных иерархических уровнях должны удовлетворять условиям сопряжения по геофизическим характеристикам, ограничениям на параметры среды, энергетику геодинамических процессов и т. п. Поскольку центральная роль в данном случае принадлежит геофизическим характеристикам, на вопросах их согласования следует остановиться более подробно.

Пусть $|\varphi_i|$, i=1,2,... - совокупность измеренных элементов физических полей Земли, а $[\varphi_{i,k}]$, k=1,2,... - совокупность соответствующих геофизических характеристик модели *k*-го уровня, являющихся элементами некоторых метрических пространств $B_{i,k}$. Тогда, параметризуя модели посредством минимизации функционалов Φ_k естественно производить последовательное выделение геофизических полей разных уровней по схеме

$$\begin{aligned}
\Psi_{0}[\varphi_{i,0}] &= \|\varphi_{i} - \varphi_{i,0}\| = \min, \ \varphi_{i,0} \ \varphi_{i} \in B_{i,0} \ ; \\
\Delta \varphi_{i,1} &= \varphi_{i} - \varphi_{i,0} \\
\Phi_{1}[\varphi_{i,1}] &= \|\Delta \varphi_{i,1} - \varphi_{i,1}\| = \min, \ \varphi_{i,1} \ \Delta \varphi_{i,1} \in B_{i,1} \ ; \\
\Delta \varphi_{i,2} &= \varphi_{i} - \varphi_{i,0} - \varphi_{i,1} \ ; \\
\end{bmatrix} \\
\underbrace{\Phi_{k}[\varphi_{i,k}] &= \|\Delta \varphi_{i,k} - \varphi_{i,k}\| = \min, \ \varphi_{i,k} \ \Delta \varphi_{i,k} \in B_{i,k} \ ; \\
\Delta \varphi_{i,k+1} &= \varphi_{i} - \sum_{j=1}^{k} \varphi_{i,j} \ .
\end{aligned}$$

Из приведённых соотношений ясно, что построение системы интерпретационных геомеханических моделей позволит одновременно решить одну из кардинальных проблем прикладной геофизики: разделить измеренные элементы физических полей на составляющие разных порядков. При этом, в отличие от классических редукций и новых методов, развиваемых, например, в гравиметрии в рамках статического подхода [26, 27], процедуры разделения полей будут согласованы с представлениями о характере и масштабах геодинамических процессов. Физически обоснованное устранение фоновых составляющих должно резко расширить возможности применения разнообразных функционально аналитических и статистических методов интерпретации локальных аномалий, разрешающая способность которых в настоящее время невелика из-за большой чувствительности этих .методов к низкочастотным помехам.

В техническом отношении решения прямых и обратных задач для системных механических моделей целесообразно оформить в виде специализированного пакета программ, предназначенного как для теоретических исследований, связанных с проверкой и дискриминаци-

^{*}В настоящее время это, по-видимому, один из немногих способов провести разумную грань между наукой и научной фантастикой.

ей конкурирующих генетических гипотез, так и для комплексного изучения конкретных структурно-тектонических элементов земной коры с геологоразведочными целями.

В перспективе по мере накопления опыта и пополнения арсенала моделей, воспроизводящих различные геодинамические процессы, реализация намеченной выше программы позволит целенаправленно планировать полевые геофизические эксперименты, повысит информативность и достоверность геологического истолкования данных прикладной геофизики.

ABSTRACT

Features involved in stating a problem of complex interpretation of geophysical data with the use of geomechanical models of structure - forming processes are discussed. Theoretical and practical examples serve to show that the model of the post - sedimentation lump folding is an effective regulator in solving inverse problems in applied geophysics. Computation results in the solution of direct problems of geomechanics for the models of consedimentation lump folding and diapir folding are used as brief characteristics and for illustration. A programme has been outlined for developing a hierarchical system of geomechanical models as a basis for the physical theory of the evolution of the Earth and its separate elements.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шмидт О.Ю. Важнейшие задачи геофизики.—В кн.: Избранные труды (космогония и геофизика). М.: Издво АН СССР, 1960, с. 25—32.

2. Гордин В. М., Михайлов В. О., Мясников В. П. Перспективы интерпретации гравитационных аномалий с использованием механических моделей структурообразования. — В кн.: Перспективы развития гравитационных аномалий. М.: 1976, с. 112—126. Деп. в ВИНИТИ. № 3053—76.

3. *Михайлов В. О.* Применение моделей механики при решении обратных задач гравиметрии. Автореф. дисс. канд. физ.-мат. наук. М.: Ин-т физики Земли, 1977.— 15 с.

4. Седов Л. И. Механика сплошной среды.—М.: Наука, 1973.-536 с.

5. Гзовский М. В. Основы тектонофизики.—М.: Наука, 1975.—538 с.

6. Григорьев А. С., Ионкин В. П. Решение задач тектонофизики методами механики твердого деформируемого тела.—Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1973, № 1, с. 3—24.

7. Ползучесть осадочных горных пород // Ж. С. Ержанов, А. С. Сагинов, Г. Н. Гуменюк, Ю. А. Векслер.— Алма-Ата: Наука, 1970.—208 с.

8. Голиздра Г. Я. Основные задачи и результаты комплексирования гравитационного и сейсмического методов при изучении земной коры.—В кн.: Развитие методов геологической интерпретации гравитационных данных при комплексном исследовании глубинного строения регионов. М., 1975, с. 25—49. Деп. в ВИНИТИ. № 3700—75.

9. Николенко В. Н. Методы комплексной интерпретации геофизических наблюдений, основанные на теории распознавания образов. Автореф. дис. ... канд. физ.-мат.наук. Киев: Ин-т геофизики, 1977.—15 с.

10. Павленкова Н. И. Комплексная интерпретация глубинного сейсмического зондирования и гравиметрии.— Изв. АН СССР.-Сер. Физика Земли, 1978, № 2, с. 38—46.

11. Белоусов В. В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, т. 46, вып. 4, с. 5—23.

12. Белоусов В. В. Геотектоника.—М.: Изд-во МГУ, 1976.—327 с.

13. Белоусов В. В., Гзовский М. В. Экспериментальная тектоника.—М.: Недра, 1964.—119с.

14. Занемонец В. Б., Михайлов В. О., Мясников В. П. Механическая модель глыбовой складчатости. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1976, № 10, с. 13—21.

15. Механическое моделирование процессов формирования структур земной коры при геологическом истолковании региональных гравитационных аномалий // В. М. Гордин, В. Б. Занемонец, В. О. Михайлов, В. П. Мясников. — Геофиз. сборник АН УССР, 1978, вып. 81, с. 22—39.

16. *Михайлов В. О.* Применение механических моделей структурообразования при решении обратных задач гравиметрии. — Экспресс-информация ВНИИ экономики мин. сырья и геол. — разв. работ. Сер. Регион, разв. и промысл, геофизика, 1976, № 15, с. 1—17.

17. Харбух Дж., Бонем-Картер Г. Моделирование на ЭВМ в геологии.—М.: Мир, 1974.—318 с.

18. Биркгоф Г. Неустойчивость Гельмгольца и Тейлора.—В кн.: Гидродинамическая неустойчивость. М.: Мир, 1964, с. 68—94.

19. Сычева-Михайлова А. М. Механизм тектонических процессов в обстановке инверсии плотности горных

пород.—М.: Недра, 1973.—137 с.

20. Ramberg H. Gravity, deformations and ther Earth's crust .- N.Y.. Academic Press, 1967.-214p.•

21. *Мясников В. П., Новиков В. Л., Сазонов Ю. В.* Прямая задача моделирования соляных куполов. — Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 5, с. 1105—1107.

22. Новиков В. Л., Сазонов Ю. В. О моделировании процесса складкообразования в земной коре. — В кн.: Прикладные задачи математики / Тр. 1-го Моск. энергет. ин-та. М.: 1980, вып. 409, с. 22—23.

23. Мясников В. П., Маркарян Е. Г. Гидродинамическая модель эволюции Земли. —Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 5, с. 1055—1058.

24. *Мясников. В. П., Маркарян Е. Г.* Гидродинамическая модель эволюции планеты с уравнением состояния Лежандра.—Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 3, с. 565—568;

25. Мясников В. П., Фадеев В. Е. Модели эволюции Земли и планет земной гпуппы.М.:/ВИНИТИ, 1980.—230 с.

26. Козленко В. Г. Гравитационная модель тектоносферы и нормальные значения силы тяжести. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1978, № 7, с. 591—593.

27. О построении плотностной модели Земли по гравиметрическим данным / В. Г- Кпэленко, В. И. Старостенко, Г. А. Мещеряков, Д. П. Дейнеко. — Геофиз. журнал 1979, т. 1, № 3, с. 3—21.

1.5. УЧЕТ ВАРИАЦИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ПО МАТЕРИАЛАМ ГИДРОМАГНИТНОЙ СЪЕМКИ

(Гордин В.М., Экспресс-информ. ВИЭМС. Сер. Морская геол. и геофиз. N 3. - М.: ВИЭМС, 1980. - С. 1-14.)

Задача исключения из результатов гидромагнитных измерений вариационной составляющей магнитного поля Земли (МПЗ) наиболее просто решается при исследованиях на шельфе, когда соответствующие поправки могут быть получены (экстрополированы) по данным береговых магнитовариационных станций (MBC) или ближайших обсерваторий. На базах экстраполяции в первые сотни километров этот прием позволяет почти полностью исключить регулярные солнечносуточные S_q -вариации и лунносуточные L -вариации, градиенты которых как правило невелики [2 и др.]. Что касается магнитных бухт, и тем более, магнитных бурь, то их учет даже вблизи берегов вызывает большие затруднения. Горизонтальные градиенты этих возмущений, судя по опубликованным оценкам, могут достигать $0,1-0,4 \ hT/\kappa m$, что должно приводить к заметным изменениям амплитуд и смещению баз вариаций на сравнительно малых базах экстраполяции. Последнее обстоятельство убедительно подтверждается экспериментальными, в том числе и гидромагнитными данными [1, 3].

В открытом океане, где использование материалов береговых служб невозможно, даже обнаружение вариаций становится весьма сложной задачей, поскольку единственным источником информации о величине и структуре изменений МПЗ во времени могут служить лишь сами гидромагнитные измерения.

При маршрутной съемке, по-видимому, единственным приемлемым на сегодняшний день способом исключения из наблюдений S_q - и L - вариаций является низкочастотная фильтрация измеренных значений поля. Ее эффективность обусловлена тем, что радиусы автокорреляции локальных аномалий R_T на акватории мирового океана обычно не превосходят первых десятков километров, тогда как радиус автокорреляции (основной период) ложных аномалий R_q , вызываемых влиянием S_q -вариаций, соизмерим с суточным переходом судна, т.е. по крайней мере на порядок больше.

Для обработки наблюдений могут использоваться различные НЧ-фильтры, в том числе и элементарные приемы графического сглаживания или скользящего осреднения с оптимальным выбором размеров окна (В.М. Гордин, 1973). В последнем случае оценки средних квадратов амплитуд локальных аномалий, необходимые для оптимизации размеров окна, нетрудно найти непосредственно по материалам съемки, а значения средних квадратов амплитуд S_q - и L - вариаций – на основании данных, опубликованных в работах S. Matsushita, H. Maeda (1965).



Рис.1. Графики длиннопериодных *Т* – и *H* – аномалий на профиле Рио-де-Жанейро – Луанда во временном масштабе (23-26 марта 1978 г.)

Возможно применение и более сложных НЧфильтров, предусматривающих обработку наблюдений на ЭВМ [13]. Более конкретные рекомендации по данному вопросу излишни. Как показывают исследования [7], при соотношении радиусов автокорреляции разделяемых сигналов $R_q/R_T \ge 10-20$ фильтрация с помощью различных НЧ-фильтров приводит к сходным оценкам выходных отношений сигнал/шум, т.е. к примерно равноценным результатам.

Следуетособо подчеркнуть, что при отождествлении низкочастотной составляющей МПЗ с регулярными S_q - и L - вариациями безвозвратно теряется информация о длиннопериодных (региональных) аномалиях, имеющих геологическую природу [8]. Такова "неизбежная плата" за получение кондиционной информации о локальной составляющей МПЗ. Исключение составляют, по-видимому, лишь компо-

нентные съемки в экваториальных широтах, где S_q - вариации прявляются, главным образом, в изменении горизонтальной компоненты напряженности поля. Высокая коррелируемость низкочастотных составляющих по Т- и Н-каналам может в какой-то мере служить критерием разбраковки S_q - вариаций и региональных магнитных аномалий. В качестве примера на рис.1 воспроизведены графики низкочастотных составляющих модуля и Н-компоненты напряженности МПЗ на участке профиля Рио-де-Жанейро – Луанда, построенные по результатам наблюдений 23-26 марта 1978 г. в І-м рейсе г/с "Иван Киреев". Возмущения предположительно вариационной природы показаны на них стрелками.

Более широкие возможности возникают при работах на геофизических полигонах, когда критериями разбраковки вариационных возмущений и региональных аномалий может служить коррелируемостьнизкочастотных составляющих ИПЗ в пространстве (на смежных профилях) и во времени (на суточных графиках). Прием оценки S_q - вариаций на основе взаимной корреляции суточных графиков низкочастотных составляющих и их увязки с ближайшей MBC изложен в работе [9].

Если обработку полигона организовать таким образом, чтобы съемочные маршруты пересекались в течение суток не менее чем в 15-20 точках, то для исключения S_q - вариаций пригоден прием, основанный на анализе разностей показаний магнитометра, т.е. невязок в точках пересечений маршрутов. Его основные предпосылки таковы:

2.Измеренные значения модуля напряженности поля T содержат аппаратурные погрешности, ошибки координирования (навигации) и геомагнитные вариации различной природы, образующие поле ошибок, которое охарактеризовано значениями невязок в точках пересечений маршрутов.

3.Принимая за независимую пременную текущее время наблюдений t, поле ошибок можно представить в виде некоторой функции f(t), а невязки – в виде ее приращений $\Delta f_j^{(0)}$ на фиксированных временных интервалах Δt_j , где j=1, 2, ... N - номер точки пересечения маршрутов.

4. Функция f(t) в первом приближении является суммой двух составляющих: квазирегулярного тренда s(t), отражающего влияние S_q - вариаций, и функции n(t), ответственной за действие других источников погрешностей, т.е.

$$f(t) = s(t) + n(t) \tag{1}$$

Корреляционные и спектральные свойства составляющих s(t) и n(t) существенно различны. Первая из них является преимущественно низкочастотной, ее радиус автокорреляции (основной период) соизмерим с сутками. Вторая составляющая n(t) порождается большим числом факторов и поэтому может рассматриваться как реализация некоторого случайного процесса с радиусом автокорреляции, не превосходящим среднего интервала между временами прохождения точек пересечений маршрутов.

5.Составляющие s(t) и n(t) не коррелируют между собой.

Если принять перечисленные положения, то задачу учета S_q - вариаций можно, очевидно, свести к восстановлению низкочастотной составляющей s(t) по ансамблю приращений $\Delta f_j^{(0)}$ входного сигнала f(t), т.е. к задаче, в общих чертах аналогичной восстановлению дрейфа нуля измерительного прибора, которая детально исследована в гравиметрии.

Излагаемый ниже алгоритм оценки вариационной составляющей s(t) не претендует на техническую строгость. По существу, единственным его обоснованием служат результаты модельных вычислений.

Обозначим через t_{jl} , t_{j2} время прямого и повторного прохождений j- ой точки пересечения, так что $\Delta t_j = t_{j2} - t_{jl}$, а через Φ - оператор низкочастотной фильтрации (сглаживания) сигнала f(t), заданного в точках с абсциссами t_{jl} , t_{j2} . Предполагая, что ошибки в прямом и повторном прохождении j- ой точки равновероятны, сформируем значения нулевого приближения входного сигнала $f_0(t)$ на основании соотношений

$$f_{0}(t_{jl}) = -\Delta f_{j}^{(0)}/2; \quad f_{0}(t_{j2}) = \Delta f_{j}^{(0)}/2$$
(2)

Далее, в согласии с моделью (1), в качестве нулевого приближения вариационной составляющей примем

$$s_0(t) = \Phi[f_0] \tag{3}$$

и на основании формулы

$$\Delta f_{j}^{(1)} = \Delta f_{j}^{(0)} + s_{0}(t_{j1}) - s_{0}(t_{j2})$$
(4)

образуем ансамбль невязок первого приближения $\Delta f_j^{(1)}$, исключив влияние низкочастотной составляющей $s_0(t)$.

Повторяя процедуры (2-4), получим следущий итерационный алгоритм:

$$f_{p}(t_{jl}) = -\Delta f_{j}^{(p)}/2; \quad f_{p}(t_{j2}) = \Delta f_{j}^{(p)}/2; \\ s_{p}(t) = \Phi [f_{p}]; \\ \Delta f_{j}^{(p+1)} = \Delta f_{j}^{(p)} + s_{p}(t_{jl}) - s_{p}(t_{j2}),$$
(5)

где p=0, 1, ... - номер приближения.

Опыт модельных расчетов показывает, что при $p \to \infty$ величина $\max_t |s_p(t)|$ равномерно стремится к нулю, т.е. для произвольного ε найдется такое число q, что как только $p \ge q$, будет выполняться неравенство

$$\max_{k} |s_{p}(t)| < \varepsilon, \tag{6}$$

служащее критерием окончания расчетов. При этом за оценку $\,S_q\,$ - вариации принимается сумма

$$\hat{s}(t) = \sum_{j=0}^{q} s_{j}(t).$$
(7)

В качестве оператора Φ можно использовать практически любой НЧ-фильтр, рассчитанный на работу с цифровым материалом, задаваемым в произвольной системе узлов $[t_{jl}, t_{j2}]$. В частности заслуживает внимания алгоритм сплайн-аппроксимации (С.Н.Reinisch. 1967), в котором дисперсионный критерий целесообразно, по-видимому, заменить на критерий минимума взаимной корреляции разделяемых составляющих, предложенный в работе [12]. При наличии определенного навыка вполне приемлимые результаты можно получить,



Рис.2. Теоретический пример оценки S_q - вариаций по невязкам в точках пересечений галсов а – иллюстрация сходимости процесса последовательных приближений ($p=0\div3$); б – итоговые оценки суточных вариаций при различных значениях q. 1 – графики помех $f_p(t)$; 2 – графики вариационных составляющих $s_p(t)$; 3 – теоретическая (модельная) вариация s(t).

применяя к функциям $f_p(t)$ элементарный прием графического сглаживания^{*}

Обратимся к результатам опробирования алгоритма на модельном примере. При его составлении предполагалось, что наблюдения выполнены в течение суток; число точек пересемаршрутов чений $N = 24 \, u$ и полной амплитудой 100 нT. т.е. $s(t) = 50 \sin \frac{2\pi}{t} t$. Значения

поля в точках пересечений маршрутов помимо вариаций содержат случайную компаненту (помеху) $\delta T(t)$, среднее значение которой $\delta \overline{T} = 0$, а дисперсия $\sigma_{\delta T} = \pm 12,3 \ HT$. Все исходные цифровые характеристики модели, а также итоговые оценки $\hat{s}(t)$ приведены в табл.1.

Технологию последовательного исключения вариационных составляющих наглядно иллюстрируют графики функций $f_{p}(t)$ и $s_{p}(t)$ при $p=0 \div 3$, изображенные на рис.2,а. Иноб изменении формация основных статистик невя- $\Delta f_{i}^{(p)}$ в процессе зок итераций и их сходимости к "теоретическим" значениям этих статистик содержится в табл.2.

Среднеквадратическая оценка точности еденичного измерения $\sigma_{\delta T}$, определяемая по величине дисперсии остаточной погрешности (невязки)

Уже после того, как эта работа была сдана в печать, автору стало известно, что независимо и практически одновременно аналогичный подход был развит и применен Т.А.Пылаевой (НИИГА).



Рис.3. Процесс сходимости последовательных приближений и гистограммы невязок на геофизическом полигоне. Обозначения те же, что и на рис.2

 $\hat{\sigma_{\delta T}} = \sigma_{\Delta f}^{(\zeta)} / \sqrt{2}$, в рассматриваемом случае составила ±13,4 *нT*, что хорошо согласуется с исходным значением $\sigma_{\delta T} = \pm 12,3 \ \mu T$.

На рис. 2,6 приведены графики теоретических вариаций s(t) и их оценок $\hat{s}(t)$ при различном числе приближений q=0 ÷2. Среднеквадратические расхождения между ними, характеризующие погрешность исключения S_q - вариаций, равны ±13,4 нT при q=0; ±6,7 нT при q=1 и ±6,7 нT при q=2. Функция $f_{\varsigma}(t)$, как это видно из рисунка, не содержит значимых трендовых составляющих.

В качестве практического примера применения изложенного алгоритма рассмотрим результаты обработки наблюдений, выполненных 29 января 1979 г. во 2-м рейсе г/с "Иван Киреев" на полигоне, расположенном в центральной Атлантике в районе возвышенности Сьерра-Леоне. Продолжительность работ на полигоне составила 22 ч; число точек пересечений маршрутов - N = 31. Измерения проводились квантовым магнитометром КМ-2У, буксируемым на кабеле длиной 200 м. Для учета поправок за девиацию использовалась методика, предложенная в работе [5].

Приведенные на рис.3 графики функций $f_p(t)$, $s_p(t)$, гистограммы распределений величин $\Delta f_j^{(p)}$ и их основные статистики позволяют проследить эволюцию невязок в точках пересечений маршрутов в процессе последовательных приближений. Если при p=0 распределение исходных невязок близко к прямоугольному с параметрами $\Delta f_j^{(0)} = -27,7 \ \mu T$, $\sigma_{\Delta f}^{(0)} = \pm 60 \ \mu T$, то о ростом значения p наблюдается закономерная "нормализация" и центрирование соответствующих гистограмм. При p=3 гипотеза о нормальном распределении невязок $\Delta f_j^{(3)}$ принимается с вероятностью 0,95, а параметры распределения, характеризующие остаточные погрешности, равна $\Delta f_j^{(3)} = -1,8 \ \mu T$, $\sigma_{\Delta f}^{(3)} = \pm 17 \ \mu T$.

Довольно большая величина $\sigma_{\Delta f}^{(3)}$ обусловлена влиянием ошибок координирования (навигации), которые легко оценить по формуле

$$\sigma_{nav} = \frac{60}{v} \overline{\partial T/\partial t} \sigma_{\Delta l} \tag{8}$$

где $\sigma_{\Delta l}$ - среднеквадратичеекая погрешность определения места в милях; $\overline{\partial T/\partial t}$ - средний маршрутный градиент в hT/Muh; v - скорость судна в узлах. Принимая $\sigma_{\Delta l}=0,4-0,5$ мили [4], $\overline{\partial T/\partial t}=5 hT/Muh$, v=10 узлов, в условиях полигона

получим $\sigma_{nav} = \pm 12 - 15 \ \mu T$, тогда как по невязкам в точках пересечений маршрутов $\hat{\sigma}_{eT} = \sigma_{Af}^{(3)} / \sqrt{2} = \pm 12 \ \mu T$.

Полная амплитуда оценки вариационной составляющей s(t) после трех приближений оказалась равной 110 *нT* при среднеквадратическом значении ±32 *нT*. По порядку величин это вполне согласуется . с оценками амплитуд S_q - вариаций для экваториальных широт.



Рис.4. Карты изодинам модуля напряженности МПЗ на полигоне а – без учета S_q - вариаций; б – с учетом S_q - вариаций по предложенной методике. 1 – прокладка курса; 2 – станции обсервации

Карта изодинам модуля напряженности МПЗ на полигоне, составленная в условном уровне, изображена на рис.4. Для сравнения на этом же рисунке представлена аналогичная карта, которая построена без учета S_q - вариаций путем формального уравнивания съемочной сети. Различия в рисунке изодинам на этих картах не нуждаются в комментариях. В то же время нужно отметить, что аномалия T, которая оконтурена изодинамой "100" (см. рис.4, б), показанной пунктиром, возможно является ложной и связана с недостаточной точностью учета вариаций.

Резюмируя изложенное, необходимо еще раз подчеркнуть, что все рассмотренные выше подходы позволяют в какой-то мере оценить и исключить из результатов наблюдений лишь длиннопериодные S_q - и L – вариации. Для учета магнитных бухт и других нерегулярных возмущений МПЗ они непригодны и ни в коей мере не заменяют наблюдений с буйковыми MBC [1]. Широкое внедрение последних в практику гидромагнитных исследований является одной из актуальных задач морской магнитометрии.

Столь же актуальной, по мнению автора, является разработка систем градиентометрических измерений с дифференциальными магнитометрами, открывающих перспективы учета геомагнитных вариаций при маршрутной съемке. Следуя работам [10, 11], рассмотрим эту проблему более подробно.

В произвольно ориентированной декартовой системе координат *x*, *y*, *z* значения модуля напряженности МПЗ, измеренные на движущемся носителе, можно представить в виде сложной функции T[x(t), y(t), z(t), t)], зависящей от текущего времени *t* непосредственно и через декартовы переменные. Дифференцируя *T* по *t*, получим

$$dT/dt = (\partial T/\partial x) (\partial x/\partial t) + (\partial T/\partial y) (\partial y/\partial t) + (\partial T/\partial z) (\partial z/\partial t) \partial T/\partial t = y \text{ grad } T + \partial T/\partial t,$$
(9)

где v - вектор скорости носителя. Очевидно, что при движении по маршруту, совмещенному с осью ∂x , $v_y = v_z = 0$ и, следовательно, $dT/dt = v_z = 0$ Г/а z + 2T/2 t

$$dT/dt = v_x \partial T/\partial x + \partial T/\partial t.$$
⁽¹⁰⁾

Интегрирование последнего уравнения приведет к формуле

$$T(x(t), t) = T_1(x) + T_2(t) + T_0,$$
(11)

где

$$T_1(x) = \int_0^{x(t)} \frac{\partial T}{\partial x} dx \; ; \; T_2(t) = \int_0^t \frac{\partial T}{\partial t} dt -$$
(12)

соответственно стационарная и нестационарная составляющие МПЗ; T_0 - постоянная, равная абсолютному значению модуля напряженности в начальной точке маршрута.

Таким образом, располагая дифференциальным магнитометром, вариацию $T_2(t)$ с точностью до постоянной T_0 можно определить как разность между измеренным значением модуля напряженности T(x(t),t) и величиной $T_1(x)$, получаемой путем интегрирования измеренных значений маршрутного градиента $\partial T/\partial x$.

Постановка градиентометрических съемок сопряжена с целым рядом технических трудностей. В реальных условиях градиент приходится измерять на сравнительно малых базах, в связи с чем резко возрастают требования к идентичности метрологических характеристик датчиков и регистрирующих каналов. Важное значение приобретают фильтрация квазипериодических высокочастотных помех, обусловленных динамическими условиями буксировки, и исключение из наблюдений влияния питающих линий. Тем не менее, результаты экспериментальных работ с квантовым дифференциальным магнитометром КМ-8 в Центральной и южной Атлантике [6] дают основания ожидать, что задача учета вариаций путем интегрирования измеренных значений маршрутного градиента в ближайшие годы будет решена.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Буйковый дифференциальный протонный магнитометр для учета временных вариаций геомагнитного поля при морских магнитных съемках/ В.А. Мачинин, Ю.П. Цветков, А.Н. Пушков, А.Л. Харитонов.- В кн.: Фундаментальные проблемы морских электромагнитных исследований, (Тр. Ин-та земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн), М., 1979, с.51-59.
- 2. Васюточкин Г.С. К проблеме реализации высокой аппаратурной точности новейших магнитометров при аэромагнитной съемке. Геофизическая аппаратура, 1978, вып.66, с. 19-41.
- 3. Васюточкин Г.С. Факторы аномального поведения вариаций в средних широтах и учет их при высокоточных компонентных съемках. Регион., развед. и промысл. геофизика: Экспрессинформация/ ВНИИ экон.минер.сырья и геол.-развед. работ ВИМЭС, 1976, №19, с.16-35.
- 4. Гордин В.М. Оценка ошибок координирования съемочных галсов при морских геофизических исследованиях. Морская геология и геофизика. Экспресс-информация/ ВНИИ экон.минер.сырья и геол.-развед. работ ВИМЭС, 1979, №3.
- 5. Гордин В.М., Любимов В.В., Попов А.Г. Определение девиаторных характеристик буксируемых магнитометров при гидромагнитной съемке. Морская геология и геофизика. Экспрессинформация/ ВНИИ экон.минер.сырья и геол.-развед. работ ВИМЭС, 1979, №3.
- 6. Гордин В.М., Любимов В.В., Попов А.Г. Опыт работы с квантовым дифференциальным магнитометром КМ-8 в условиях морской магнитной съемки. В кн.: Фундаментальные проблемы морских электромагнитных исследований, (Тр. Ин-та земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн), М., 1979, с.40-47.
- 7. Гордин В.М., Михайлов В.О. Применение критерия Колмогорова Винера при решении задач фильтрации и разделения геофизических аномалий. Изв. АН СССР, Сер. Физика Земли, 1977, №2, с.46-63.
- 8. *Карасик А.М.* Проблемы региональных магнитных аномалий океанов. В кн.: Магнитные аномалии земных глубин. Киев: Наукова Думка, 1976, с.170-185.
- 9. Опыт исключения длиннопериодной составляющей вариаций геомагнитного поля по данным

гидромагнитной съемки/ С.С. Рождественский, Е.Г. Донец, А.М.Карасик, Т.А. Пылаева. Тр. Научно-исслед. Ин-та геологии Арктики, 1975, вып.10, с.91-97.

- 10. Семевский Р.Б. Преимущества градиетометра при магнитных съемках. Геофизическая аппаратура, 1977, вып.61, с.26-31.
- 11. Семевский Р.Б., Чернобуров Е.И., Поддубный А.И. Измерение вариаций геомагнитного поля в движении. Геофизическая аппаратура, 1977, вып.61, с.46-50.
- 12. Страхов В.Н. К теории биполярного анализа двухмерных потенциальных полей. Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1975, №8, с. 56-74.
- 13. Страхов В.Н., Валяшко Г.М. Об одном методе обработки результатов гидромагнитных съемок.-В.кн.: Магнитные аномалии земных глубин. Киев: Наукова Думка, 1976.

1.6 СУЩЕСТВУЕТ ЛИ ДОЛГОТНЫЙ ДРЕЙФ ГЛАВНОГО ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ?

(В.М. Гордин, В кн.: Новые методы интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. - М.: ИФЗ АН СССР, 1989. - С. 96-117.)

Памяти А.Н. Пушкова

§ 1. Одна из замечательных закономерностей вековых изменений главного геомагнитного поля, именуемая западным дрейфом, была обнаружена еще в 1692 г. Эдмондом Галлеем, который связывал это явление с проскальзыванием немагнитной коро-мантийной оболочки относительно намагниченного ядра и тем самым предвосхитил развитую только в середине нашего столетия гипотезу дифференциального вращения Земли [1]. Современные исследования долготного дрейфа берут начало с классических работ Э.Вестина и Е.Булларда с соавторами [2,3 и др.]. Особую важность они приобрели в связи с разработкой динамо-теорий происхождения земного магнетизма [4-6] и становлением прикладной палеомагнитологии, основной постулат которой - гипотеза центрального осевого диполя - предусматривает "стирание" недипольных неоднородностей палеополя за счёт долготного дрейфа [7,8 и др.].

Цель статьи: обратить внимание магнитологов на неоднозначность фактических данных, на модельность понятия долготного дрейфа, наконец, на возможность построения аналитических аппроксимаций векового хода, не содержащих дрейфующих компонент.

§ 2. Обозначим через r, ϕ, λ геоцентрические (сферические) координаты: радиус-вектор, дополнение к широте и долготу; через t - текущее время; R - средний радиус Земли; $V(r, \phi, \lambda, t)$ - внешний геомагнитный потенциал. Согласно теории Гаусса при r > R

$$V(r,\phi,\lambda,t) = R \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^{n} V_n^m(\phi,\lambda,t);$$

$$V_n^m(\phi,\lambda,t) = \operatorname{Re}\left[c_n^m(t)\exp(-i\,m\lambda)\right] P_n^m(\cos\phi);$$
(1)

 $P_n^m(\cos \phi)$ – присоединённые полиномы Лежандра в нормировке А. Шмидта.

В рамках канонической модели долготного дрейфа [3] гауссовы коэффициенты $c_n^m = g_n^m + ih_n^m$ аппроксимируются выражениями:

$$c_n^m(t) = C_n^m \exp\left[i m \lambda_n^m(t)\right]$$
⁽²⁾

где $C_n^m = G_n^m + iH_n^m = \text{const}$; $\lambda_n^m(t) = (1/m) \operatorname{arctg}(h_n^m/g_n^m) - \phi$ азовые углы, связанные со скоростями дрейфа соответствующих гармоник соотношениями: $V_n^m = d\lambda_n^m/dt$. В параметрической системе координат $g_n^m + ih_n^m$ изменения коэффициентов $c_n^m(t)$ можно уподобить движению по окружностям с радиусами $|C_n^m|$. Центры окружностей совпадают с началом координат.

§ 3. Анализы модели (2) на интервалах различной длительности показывают, что значения V_n^m резко изменчивы. За последние 100 лет гармоники V_2^1, V_2^2, V_3^3 испытывали устойчивый западный дрейф со скоростью порядка 0,2-0,3 град/год. Скорость дрейфа прецессионной

гармоники V_1^1 не превосходила 0,05 град/год. У гармоники V_3^1 скорость была знакопеременной, а гармоника V_3^2 устойчиво дрейфовала на восток [3,9]. На 450-летнем интервале западный дрейф со скоростью 0,18-0,20 град/год был характерен для гармоник $V_1^1, V_2^1, V_2^2, V_3^4$, тогда как гармоники V_3^1, V_3^2, V_3^3 периодически меняли направление дрейфа с западного на восточное [10-12]. Рассмотрение 2000-летнего интервала приводит к заключению, что существенные вариации скорости и направления дрейфа свойственны всем анализируемым гармоникам [13, 14].

Наряду с изменчивостью скоростей во времени многие авторы констатируют пространственную неоднородность явления долготного дрейфа. Установлено, в частности, что на земной поверхности имеются области как с устойчивым западным, так и с устойчивым восточным дрейфом [15, 16 и др.]. По данным Н.П. Беньковой с коллегами [10,11], происшедший около 1650 г. распад Среднеазиатского фокуса векового хода сопровождался уменьшением скорости западного дрейфа к востоку от бывшего фокуса и увеличением скорости к западу от него. Аналогичная ситуация возникла около 1750 года при распаде Тихоокеанского и образовании Восточно-Сибирского и Северо-Американского фокусов векового хода. Широтная зональность скоростей дрейфа – убыстрение перемещения мировых аномалий по мере приближения к экватору – убедительно продемонстрирована в работах А.Н. Пушкова с соавторами [17, 18], Л.Г. Касьяненко и И.Г. Золотова [18].

§ 4. Столь же разноречивы результаты ретроспективных дипольных и мультипольных анализов. Согласно [19], эволюцию главного геомагнитного поля за период 1905-1945 гг. воспроизводит модель эксцентрического диполя, дрейфующего на запад со скоростью порядка 0,3 град/год. Сходная оценка получена авторами работы [20], предполагавшими, что эксцентрический диполь движется по замкнутой эллиптической орбите, испытывая не только западный, но и широтный дрейф. Оценка скорости последнего за период 1922-1960 гг., указанная в [21], составляет 0,2 град/год, т.е. соизмерима со скоростью западного дрейфа. Применение трехдипольных аппроксимаций [22,23], естественно, приводит к иным траекториям диполей и оценкам скоростей. Однако практически во всей случаях неоднородности остаточного поля оказываются пространственно стабильными [24].

В широко известной модели Л. Олдриджа и Д. Гурвица [25] долготный дрейф отождествляется с западной прецессией оси центрального диполя и вращением системы радиальных диполей, расположенных на сфере радиусом 0.5 R. Средняя скорость вращения за период 1945-1955 гг. оценивается в 0.25 град/год, что хорошо согласуется с данными других исследователей. Тем не менее, эту оценку вряд ли можно считать значимой из-за чрезвычайно большого разброса скоростей; четыре из девяти модельных диполей движутся не на запад, а на восток.

Казалось бы, подтверждаемый всеми дипольными аппроксимациями вывод о преобладании западных компонент в движении эксцентрического или прецессии центрального диполей также неоднозначен. Альтернативное решение даст, например, модель Г.Ф. Загнил и А.А. Ясинского [26], в которой источники главного поля приближаются неподвижным эксцентрическим диполем с осью, прецессирующей в восточном направлении со скоростью 0,3 град/год, и системой радиальных диполей на границе ядро-мантия, подверженных явлениям роста-распада.

В рамках мультипольных моделей неоднородность долготного дрейфа проявляется в изменчивости скоростей вращения диполя, квадруполя и мультиполей более высоких порядков [27,28]. В работе [29] показано, что инверсии направлений вращения и резкие скачки скорости свойственны главным образом диполю и квадруполю. Изученные на интервалах 100 и 450 лет поля октуполя и тетраполя не претерпевают значительных перестроек.

§ 5. Объективную информацию о временных изменениях структуры главного поля дают Фурье - анализы рядов археомагнитных измерений. Благодаря им установлено, что спектр вековых вариаций дискретен, содержит 7000-8000-летние осцилляции и возмущения о периодами 4500-4700, 3200-3700, 1800-2000, 900-1300, 500-700 и 300-400 лет [30,31 и др.]. Аналогичные анализы рядов обсерваторских измерений [32 и др.] выявляют возмущения с периодами 60, 30, 20 и 11 лет.

Явления долготного дрейфа в распространении перечисленных возмущений выражены поразному. Так, например, низкочастотные 7000 - 8000-летние и высокочастотные 60-летние вариации заметных тенденций к дрейфу не обнаруживают. Первые из них отражают глобальные изменения магнитного момента ядра Земли [33], вторые имеют, по всей вероятности, релаксационный характер [34]. В отношении среднечастотных компонент с периодами 500 - 700 лет предполагается, что они дрейфуют на запад со средней скоростью 0,16 град/год. Однако даже в этом сравнительно хорошо изученном частотном диапазоне степень согласия эмпирических данных с модельными представлениями оставляет желать лучшего. Как указывает Г.Н. Петрова [36], "...существуют районы, где на протяжении 2 тыс. лет амплитуда 600-летней вариации остаётся ничтожной (Монголия, Средняя Азия) и другие, где за тот же период, несмотря на явление западного дрейфа, амплитуда очень высока (Болгария, Япония)". В работе [37] на основании изучения археомагнитного интервала в 5500 лет 600-летняя вариация трактуется как недрейфующая, а компонентам с периодом 1200 лет предписывается устойчивый восточный дрейф.

§ 6. Ещё в начале 60-х гг. Т. Нагата, анализируя пространственно-временную структуру недипольной части главного поля, пришёл к выводу, что она содержит как стабильные во времени, так и переменные (дрейфующие и недрейфующие) компоненты [38, 39 и др.]. В современном вековом ходе, по мнению Т. Нагата, находят отражение не только осцилляции момента центрального диполя, западная прецессия его оси и западный дрейф недипольного поля, но и другие эффекты: вращение оси центрального диполя в меридиональной плоскости со скоростью ~0,02 град/год и явления роста-распада недипольных неоднородностей с характерными градиентами ~10 нТл/км.

Обстоятельные исследования в области разделения недипольного поля на дрейфующую и недрейфующую части проведены Т. Юкутаки в работах [40-42 и др.]. Предполагая, что основная энергия векового хода сосредоточена в дрейфующих компонентах, он исходил из критерия квадратического минимума энергии остаточного поля:

$$\int_{S} \left| \frac{\partial V}{\partial t} - \left(\vec{v} \nabla \right) V \right|^{2} dS = \min$$
(3)

(S - поверхность Земли) и получил оценки скорости дрейфа составляющих вектора напряжённости по осям топоцентрических координат. Эти оценки в очередной раз дрейф явление пространственно подтвердили, ЧТО долготный неоднородное. Характеризующие его значения v_{λ} варьируют от -0.5 до +0.5 град/год. Средние скорости долготного дрейфа на 50-летнем интервале оказались равными: для северной составляющей 0,163 град/год, для восточной составляющей – 0,202 град/год, для вертикальной составляющей – 0,139 град/год. В работе [43] на основании критерия (3) показано, что ось вращения дрейфующего поля не совпадает с осью вращения Земли. Хотя учёт широтной несколько уменьшает величину остаточного поля, большая составляющей скорости V_ф часть векового хода не может быть объяснена ни западным, ни каким-либо иным дрейфом.

§ 7. Нетривиальность задачи разделения векового хода на дрейфующие компоненты и поле роста-распада убедительно продемонстрирована В.П. Головковым с соавторами [44], изучавшими морфологические изменения полного, недипольного и неквадрупольного полей на глобальных широтных профилях за эпоху 1400-2050 гг. По мнению авторов этого исследования, расположенные в средних широтах крупные неоднородности, имеющие тот же знак, что и дипольное поле, практически не дрейфуют, но подвержены росту-распаду. Неоднородности противоположного знака испытывают как западный, так и восточный дрейф. В экваториальных широтах преобладает западный дрейф со средней скоростью примерно 0,16 град/год.

Наконец, упомянем технологически отличную от [40-42] попытку разделения недипольно-

го поля на дрейфующее, недрейфующее и поле роста-распада, предпринятую в работе [45] на базе 450-летней модели Н.П. Бельковой [11]. Дрейфующее поле, согласно [45], перемещается на запад с постоянной скоростью 0,2 град/год, оставаясь неизменным по конфигурации. Симптоматично, что полученные в рамках этого предположения оценки разделяемых компонент оказываются соизмеримыми по интенсивности. Амплитуды характерных возмущений составляют: у дрейфующего поля – ±12 – 17 тыс. нТл, у недрейфующего – ±10 – 12 тыс. нТл.

§ 8. В целом анализ эмпирических данных и феноменологических моделей векового хода приводит к трём в известной мере противоречивым выводам [44]:

- всем гармоникам недипольного поля свойственны долготные перемещения, сопровождаемые явлениями роста-распада;
- западный дрейф присущ только некоторой глобальной составляющей полю эксцентрического диполя, а остаточное поле дрейфует лишь в экваториальных широтах или вообще не дрейфует;
- каждая мировая аномалия дрейфует обособленно, преимущественно на запад, но с большим разбросом скоростей.

§ 9. Обратимся к физической стороне дела. По представлениям Э. Булларда [3] и его последователей, в долготном дрейфе отражаются особенности гравитационной конвекции в жидком ядре. Подъём лёгкого и погружение тяжёлого вещества при сохранении момента количества движения приводят к тому, что внешняя часть жидкого ядра, содержащая источники недипольного поля, вращается медленнее, чем его внутренняя часть, в которой расположены источники дипольного поля. Скорость вращения коро-мантийной оболочки v_m определяется условиями динамического равновесия в системе ядро-мантия; её величина удовлетворяет двухстороннему неравенству: $v_{il} < v_m < v_{i2}$, где v_{i1} , v_{i2} - соответственно скорости вращения внешней и внутренней частей жидкого ядра. Пространственно-временная неоднородность долготного дрейфа обусловлена с одной стороны, возникновением вихрей на границе разрыва скоростей, с другой - латеральной изменчивостью электропроводности нижней мантии, регламентирующей электромагнитную связь последней с ядром.

Ф. Стейси [46], констатируя большую познавательную ценность этой модели, подчёркивал, что она не объясняет всех особенностей векового хода, указанных в [38,39]. Ясно, например, что порождаемое быстро вращающейся внутренней частью жидкого ядра дипольное поле должно испытывать устойчивый восточный дрейф. В действительности же прецессионная гармоника V_1^1 в течение последних 450 лет дрейфует на запад [10-12]. Серьёзные затруднения вызывает объяснение изменений энергии недипольного поля. По оценкам, приведённым в [46], наблюдаемый с конца XVШ века рост его интенсивности должен сопровождаться неправдоподобно быстрым замедлением вращения Земли - $dv/dt \sim -R \cdot 10^{-21}$ рад/с².

Не избавляет от трудностей и альтернативная модель Р. Хайда и С. Мейлина [47], в которой подвижные недипольные неоднородности порождаются неровностями (бампами) на границе ядро-мантия. Амплитуды бампов по сейсмометрическим данным вряд ли превосходят первые километры, тогда как для обеспечения генерации дрейфующих компонент векового хода они должны быть по крайней мере на порядок больше [48]. Приходится предполагать, что на границе ядро-мантия располагается гипотетический переходный слой, обладающий чрезвычайно высокой электропроводностью [33,49].

§ 10. В современных магнитогидродинамических теориях за вековой ход ответственны волновые процессы в жидком ядре. Согласно С.И. Брагинскому [5,6], 7000-8000-летним осцилляциям магнитного момента центрального диполя отвечает основной период собственных колебаний земного динамо, вариациям с периодами ~ 10^3 лет (в том числе и 600-летним) - так называемые МАК-волны, возникающие при взаимодействии магнитных, архимедовых и кориолисовых сил, а вариациям с периодами ~ 10^2 лет - крутильные колебания в ядре. На характерных временах порядка 10^3 лет эти представления формализуют волновые модели С.И. Брагинского [50,51], построенные по материалам авторских ретроспективных анализов для эпох

1550-2000 гг., дополненным археомагнитными данными. Гауссов коэффициент $\tilde{c}_1^0(t)$ волновой модели I (BM I) аппроксимируется квадратической параболой

$$\widetilde{c}_{1}^{0}(t) = \widetilde{g}_{1}^{0}(t) = f_{10}^{0} + f_{11}^{0} + f_{12}^{0}t^{2}, \qquad (4)$$

зональный коэффициент $\tilde{c}_2^0(t)$ и тессеральные коэффициенты $\tilde{c}_n^m(t)$ (n, m=1,2) - зависимостями вида:

$$\tilde{c}_{2}^{0}(t) = \tilde{g}_{2}^{0}(t) = f_{20}^{0} + f_{21}^{0} \cos\left(\omega_{0}^{21}t + \delta_{21}^{0}\right)$$

$$\tilde{c}_{n}^{m}(t) = \tilde{g}_{n}^{m}(t) + i \tilde{h}_{n}^{m}(t) = \sum_{k=1}^{2} f_{nk}^{m} ext \left[i(\omega_{nk}^{m} + \delta_{nk}^{m})\right],$$
(5)

где f_{nk}^m , ω_{nk}^m , δ_{nk}^m - действительные постоянные.

Из формул (1), (4-5) следует, что наряду с параболическим уменьшением магнитного момента центрального диполя модельный вековой ход воспроизводит в данном случае стационарное возмущение и аксиально-симметричную стоячую волну, совместно описывающие изменения второй зональной гармоники, а также совокупность бегущих волн

$$V_{nk}^{m} = f_{nk}^{m} \cos\left(\omega_{nk}^{m}t + \delta_{nk}^{m} - m\lambda\right) P_{n}^{m}(\cos\phi).$$
(6)

Периоды последних – $T_{nk}^m = 2\pi / |\omega_{nk}^m|$ – варьируют от 680 до 5000 лет. В отличие от канонической модели (2) траектории тессеральных коэффициентов ВМ I в плоскости $g_n^m + ih_n^m$ образуются посредством сложения равномерных движений по двум окружностям с радиусами $|f_{nl}^m|$, $|f_{n2}^m|$ и центрами в начале координат. В усовершенствованной волновой модели II (ВМ II) принято

$$\begin{cases} \tilde{c}_{1}^{0}(t) = f_{10}^{0} + f_{11}^{0} F(t-\tau); \quad F(\tau) = \frac{\tau}{T_{0}^{3}} (\tau-\tau_{0}) (2\tau-T_{0}), \\ \tilde{c}_{2}^{0}(t) = f_{20}^{0} + \sum_{k=1}^{2} f_{2k}^{0} \cos\left(\omega_{2k}^{0} t + \delta_{2k}^{0}\right), \\ \tilde{c}_{n}^{m}(t) = f_{n0}^{m} \exp\left(i\delta_{n0}^{m}\right) + \sum_{k=1}^{2} \exp\left[i\left(\omega_{nk}^{m} t + \delta_{nk}^{m}\right)\right]; \end{cases}$$

$$(7)$$

 $T_0 = 8.10^3$ лет, $\tau_0 = 10^2$ лет. Траектории тессеральных коэффициентов ВМ І - результат сложения равномерных движений по окружностям с радиусами $|f_{nl}^m|$, $|f_{n2}^m|$ и координатами концентра: $f_{n0}^m \exp(i\delta_{nk}^m)$.

§ 11. Установленные в процессе параметризации формул (4-5) и (7) соотношения

$$\boldsymbol{\omega}_{1}^{l} \cong \boldsymbol{\omega}_{21}^{l}; \quad \boldsymbol{\omega}_{21}^{2} \cong \boldsymbol{\omega}_{11}^{l} + \boldsymbol{\omega}_{21}^{l}; \\ \boldsymbol{\omega}_{21}^{0} \cong \boldsymbol{\omega}_{12}^{l} - \boldsymbol{\omega}_{21}^{l}; \quad \boldsymbol{\omega}_{22}^{2} \cong \boldsymbol{\omega}_{21}^{l} + \boldsymbol{\omega}_{12}^{l}$$

$$(8)$$

$$\omega_{11}^{l} \cong -\omega_{22}^{l}; \quad \omega_{12}^{l} \cong -\omega_{21}^{l} \cong -\omega_{22}^{2}; \omega_{21}^{2} \cong \omega_{11}^{l} - \omega_{21}^{l}; \quad \omega_{21}^{0} \cong \omega_{12}^{l} - \omega_{21}^{l}; \quad \omega_{22}^{0} \cong \omega_{21}^{l} - \omega_{11}^{l}$$
(9)

для ВМ II демонстрируют важнейшее свойство волновых моделей – резонансные взаимодействия отдельных МАК-волн и групп волн, образующихся в результате сложения вычитания опорных колебаний. В то же время именно этот замечательный факт вызывает определённое недоумение. Если равенства (8,9) действительно имеют место и резонансные взаимодействия - физическая реальность, то одновременно необходимо признать, что пространственная структура МАК-волн с высокой степенью точности совпадает с пространственной структурой сферических гармоник. Иными словами, изобретённому

К. Гауссом формальному способу задания внешнего геомагнитного потенциала в рассматриваемом случае приписывается строго определённый физический смысл^{*}.

Другая важная особенность волновых моделей - резкое преобладание бегущих МАК-волн типа (6) над стоячими. Последние представлены в (5) лишь аксиально-симметричным колебанием V_{21}^0 , в (7) – колебаниями V_{21}^0 , V_{22}^0 . Это ответственное модельное допущение фактически означает, что вековой ход тессеральных гармоник не содержит недрейфующих компонент, а свойственные им явления роста-распада обусловлены интерференцией бегущих МАК-волн.

В целом волновые модели удовлетворительно согласуются с эмпирическими данными. Средние квадратические погрешности (СКП) приближения коэффициентов \tilde{g}_n^m , \tilde{h}_n^m ВМ II на 450-летнем интервале не превосходят ±200 – 400 нТл; суммарная СКП – $D_{\sigma} \sim \pm 700$ нТл - примерно в 3,5 раза меньше прогнозных оценок точности ретроспективных анализов [11,12]. На 1500-летнем интервале относительная погрешность приближения модуля напряжённости поля – 8%, ошибки приближения наклонения и склонения составляют соответственно 2° и 10°.

§ 12. Итак, подавляющее большинство магнитологов считает, что ведущая роль в пространственно-временной структуре векового хода принадлежит компонентам, испытывающим долготный, преимущественно западный дрейф или бегущим волнам. При скоростях $V \sim 0,1-0,2$ град/год они совершают полный оборот вокруг Земли за 2-4 тыс. лет. Отсюда делается принципиальный вывод: осреднение на временах порядка 10^4 лет "стирает" прецессионные и недипольные неоднородности главного поля, уподобляя его полю центрального осевого диполя.

Поскольку в палеомагнитологии осреднение во времени предусмотрено самой методикой исследований, этот вывод, приобретает статус аксиомы, которую распространяют на весь фанерозой (600 млн. лет), дискутируя лишь вопрос о возможном нецентральном положении осевого диполя в геологическом прошлом [7,8]. Что касается недипольных неоднородностей палеополя, то им отводится роль случайных шумов. Практически во всех моделях палеовековых вариаций [8] отсутствие значимых систематических возмущений дипольной структуры принимается безоговорочно.

§ 13. Употреблённый выше словооборот "подавляющее большинство" подразумевает существование "еретиков". В числе таковых назовём прежде всего А.Н. Пушкова, который неоднократно подчёркивал [52], "...что гипотезу центрального диполя можно рассматривать как первое, весьма грубое приближение в силу удивительной стабильности недипольных компонент поля, стабильности смещения магнитного центра Земли, проявляющихся при анализе осреднённой на больших временных интервалах информации". Усреднение ретроспективных моделей поля за 90, 500 и 2000 лет [53] наглядно демонстрирует эту "удивительную стабильность", подтверждаемую, кроме того, и археомагнитными данными [36,54 и др.]. Более того, результаты сферического анализа угловых элементов палеополя, относимых к эпохе Брюнес [55], дают основания предполагать, что стабильность самых крупных недипольных неоднородностей сохранялась на временах порядка 7.10⁵ лет. Все это, по словам А.Н. Пушкова, "...противоречит сложившимся представлениям об осреднении за счёт западного дрейфа недипольного поля... и ставит под сомнение основной постулат, используемый при обработке палеомагнитной информации" [53].

Нужно отметить далее, что, казалось бы, бесспорная реальность западного дрейфа на коротких временных интервалах также не бесспорна. "Еретические" соображения на этот счёт

^{*} Хорошо известно, что теория Гаусса развита без привлечения каких-либо предположений об источниках земного магнетизма. Подобно ньютоновой теории тяготения она даёт ключ к пониманию того как устроено геомагнитное поле, оставляя в стороне вопрос почему это поле устроено именно так, а не иначе.

высказывал, например, Ф. Стейси при обсуждении уже упоминавшейся дипольной модели [25]. Разброс в скоростях радиальных диполей, по его мнению, "...может означать, что выбранная модель неудовлетворительна, но есть более вероятная альтернатива: сам западный дрейф имеет гораздо меньшее значение, чем предполагается" [46]. Аналогичные высказывания можно найти в работах [15,20,43 и др.].

§ 14. Вопрос, фигурирующий в заголовке статьи, переформулируем так: существует ли принципиальная возможность создания моделей векового хода, не содержащих ни дрейфующих компонент, ни бегущих МАК-волн. Положительный ответ на него даёт предложенная в [56,57] пульсационная модель (ПМ), в рамках которой каждая из гауссовых гармоник за исключением V_1^0 приближается аддитивной суммой стационарного возмущения и двух косинусоидальных пульсаций (стоячих волн) с постоянными фазовыми углами и общими для всех гармоник частотами ω и 2 ω . Изменения коэффициентов ПМ задаются в форме

$$\hat{c}_{n}^{m}(t) = \sum_{k=0}^{2} F_{nk}^{m} \cos k \left(\omega t + \Delta_{nk}^{m} \right) \exp\left(im \theta_{nk}^{m} \right)$$
(10)

Траектории коэффициентов в плоскости $g_n^m + ih_n^m$ – результат сложения колебательных движений вдоль прямых, пересекающихся в точке с координатами $F_{n0}^m \exp\left(im\theta_{n0}^m\right)$. Наклон прямых относительно действительной оси характеризуют фазовые углы $m\theta_{n1}^m$, и $m\theta_{n2}^m$. Модель развита до n = 1,2; m = 0+2. Для определения входящих в (10) параметров ω , Δ_{nk}^m , F_{nk}^m , θ_{nk}^m использовался примерно такой же массив независимых данных, как и в [50,51], а именно: а) ретроспективные оценки сферических коэффициентов g_n^m =Re c_n^m , h_n^m =Im c_n^m для эпох 1550, 1600 1650, 1700, 1750 и 1800 гг., опубликованные С.И. Брагинским [51], б) аналогичные оценки для эпох 1829 -1970 гг. из [58], дополненные данными модели "Magsat" с интерполяцией к 1850, 1900, 1950 гг. и экстраполяцией на 2000 г. Условная минимизация функционала качества

$$\Omega = \mathbf{M}_t \left\{ \sum_n \sum_m |\boldsymbol{c}_n^m(t) - \hat{\boldsymbol{c}}_n^m(t)|^2 \right\}, \qquad (11)$$

 $(M_t - oператор усреднения во времени)$ осуществлялась путём неформальной графоаналитической подгонки по нелинейным аргументам ω и Δ_{nk}^m , с последующим вычислением F_{nk}^m , θ_{nk}^m по методу наименьших квадратов. Найденная по этой схеме опорная частота $\omega = 0,138$ град/год отвечает периодам пульсаций $T_1 = 1300$ лет и $T_2 = 650$ лет. Значения остальных параметров приведены в табл. 1. За начало отсчёта времени t = 0 так же, как и в [50, 51], принята эпоха 1900 г.

									Габлица І.
n	m	k=0		k = 1			k=2		
		F_{n0}^m	$m\theta_{n0}^m$	F_{nl}^m	$m\theta_{n1}^m$	Δ_{n1}^m	F_{n2}^m	$m\theta_{nl}^m$	Δ_{n2}^m
		нТл	град.	нТл	град.	град.	нТл	град.	град.
1	1	1791	133	4861	295	183,5	1293	19	318,5
2	0	-1340	-	323	-	303,0	1554	-	73,5
	1	3012	338	3421	290	266,0	382	349	87,0
	2	3582	301	4582	316	224,0	2610	56	355,0

§ 15. Поскольку ПМ и волновые модели в известном смысле альтернативны, представляет интерес сопоставить их между собой. Результаты сопоставления иллюстрирует рис. 1, на основном поле которого в системе координат $g_n^m + ih_n^m$ изображены: 1 - траектории эмпирических оценок коэффициентов c_n^m (исходные данные); 2 - аналогичные траектории коэффициентов ВМ II \tilde{c}_n^m , заимствованные из [51]; 3 - траектории коэффициентов ПМ \hat{c}_n^m . На врез-



ке в правом верхнем углу рисунка показаны графики зональных коэффициентов g_2^0 , \tilde{g}_2^0 , \tilde{g}_2^0 . Точки на кривых отвечают 50-летним интервалам; римские цифры - рубежам веков.

Анализ траекторий и графиков приводит к однозначному заключению: в течение последних 450 лет ПМ и ВМ II воспроизводят вековой ход гармоник V_1^1 , V_2^0 , V_2^1 , V_2^2 практически равноточно. Отношения дисперсии погрешностей приближения коэффициентов не превосходят критического значения критерия Фишера: F(1%, 10, 10) = 4,58 [59]. Нужно учесть такта, что минимизация функционала качества (11) в [51] и [57] производилась по-разному с привлечением разного объёма входных данных.

Несколько неожиданна высокая степень согласованности стационарных компонент приближаемых гармоник в ПМ и ВМ II. Коэффициент корреляции между ними оценивается по формуле

$$\rho = \frac{\sum_{n=1}^{2} \frac{1}{2n+1} \left[f_{n0}^{0} F_{n0}^{0} + \sum_{m=0}^{2} f_{n0}^{m} F_{n0}^{m} \cos\left(\delta_{n0}^{m} - m\theta_{n0}^{m}\right) \right]}{\sqrt{\sum_{n=1}^{2} \frac{1}{2n+1} \sum_{m=0}^{2} \left(f_{n0}^{m}\right)^{2}} \sqrt{\sum_{n=1}^{2} \frac{1}{2n+1} \sum_{m=0}^{2} \left(F_{n0}^{m}\right)^{2}}$$
(12)

Полагая $F_{10}^0 = f_{10}^0 = -29870$ нТл и подставляя в (12) значения остальных параметров из [51] и табл. 1, получим $\rho = 0,998$. Бели же принять $F_{10}^0 = f_{10}^0 = 0$, т.е. исключить из рассмотрения поле центрального осевого диполя, то $\rho = 0,904$.

§ 16. В табл.2 приведены результаты независимого контроля - величины невязок между коэффициентами пульсационной модели \hat{g}_{n}^{m} , \hat{h}_{n}^{m} и эмпирическими ретроспективными оценками \tilde{g}_{n}^{m} , \tilde{h}_{n}^{m} , опубликованными в работе [60]. Поскольку расхождения в математических ожиданиях (M_{Δ}) легко устраняются посредством соответствующей корректировки параметров F_{n0}^{m} , θ_{n0}^{m} , качество приближения можно признать вполне удовлетворительным. Стандарты невязок (D_{Δ}) варьируют в пределах от ±100 нТл до ±300 нТл; максимальная невязка Δh_{2}^{1} в эпоху 1550 г. составляет 741 нТл. Две последние строки табл.2 содержат оценки стандартов невязок для ВМ I и ВМ II, вычисленные по данным из [50,51]. В целом результаты независимого контроля подтверждают практическую равноточность ПМ и ВМ II. Непротиворечивость этой гипотезы легко устанавливается с помощью критерия Фишера с доверительной вероятностью 99%.

Эпоха гг.		Невязки: $\Delta g_n^m = g_n^m - \hat{g}_n^m$, $\Delta h_n^m = h_n^m - \hat{h}_n^m$, нТл							
		Δg_1^1	$\varDelta h_1^1$	Δg_2^0	Δg_2^1	$\varDelta h_2^1$	Δg_2^2	Δh_2^2	
15	550	-496	-208	-635	-335	+741	+ 93	-333	
16	500	-106	-164	-140	- 76	+312	+256	+ 37	
1650		+147	-160	+454	+ 93	+106	+319	+129	
1700		+171	-197	+226	+60	+269	+198	+172	
1750		- 27	+50	+246	- 82	+238	+60	+ 58	
1800		-149	+ 72	+ 43	- 67	+151	- 82	- 24	
1850		- 22	+ 27	+ 51	+ 94	-140	-173	-152	
1900		- 4	-112	+153	+148	- 32	+ 82	-205	
1950		- 66	-174	- 25	+114	+28	+103	-140	
2000		-239	-106	-356	+123	+131	+40	- 50	
M		- 79	- 97	+2	+7	+180	+ 90	-51	
D		±182	±101	±299	±141	±229	±139	±150	
D_{\varDelta}	BM I	±304	±158	±258	±229	±376	±364	±176	
D_{\varDelta}	BM II	±202	± 83	±257	±277	±214	±208	±185	

Таблица 2.

Распределение погрешностей приближения по эпохам характеризуют оценки стандартов остаточных полей:

$$D_{\Delta V}(t) = \frac{1}{3} \left[\left(\Delta g_1^1(t) - M \Delta g_1^1 \right)^2 + \left(\Delta h_1^1(t) - M \Delta h_1^1 \right)^2 \right] + \frac{1}{5} \sum_{m=0}^{2} \left[\left(\Delta g_1^m(t) - M \Delta g_1^m \right)^2 + \left(\Delta h_1^m(t) - M \Delta h_1^m \right)^2 \right]$$
(13)

Графики $D_{AV}(t)$ изображены на рис. 2, из которого видно, что временной ход оценок (13) для волновых и пульсационной моделей подобен. Максимумы D_{AV} приходятся на эпохи 1550, 1650 и 1850 гг., минимумы - на эпохи 1600, 1750 и 1950 гг. На интервале 1600-1800 гг. стандарты остаточных полей ВМ II и ПМ практически совпадают. Оцениваемый по формуле типа (12) коэффициент корреляции между потенциалами ВМ II и ПМ варьирует от 0,809 в 1550 г. до -0,055 в 1750 г.

§ 17. В заключение нужно подчеркнуть, что пульсационная модель, будучи по существу



пробной, не претендует на исчерпывающее описание главного геомагнитного поля за историческое время. В частности, её согласованность с ретроспективными оценками коэффициентов \hat{g}_n^m , \hat{h}_n^m для эпох 0-1500 гг. [13,14] столь же неудовлетворительна, как и согласованность этих оценок между собой. Тот факт, что изменения гармоник V_1^1 , V_2^0 , V_2^1 , V_2^2 на 450-летнем интервале можно объяснить, не прибегая к понятиям дрейфа и бегущих МАКволн, свидетельствует лишь о неединственности общепринятых решений. Не исключено, что вращение оси экваториального диполя и долготные перемещения недипольных неоднородностей - явления кажущиеся, обусловленные суперпозицией пространственно стационарных пульсаций.

Альтернативный характер ПМ и ВМ позволяет считать их крайними членами гипотетического ряда примерно равноточных моделей, содержащих как волновые, так и пульсационные компоненты. С точки зрения приложений наибольший интерес среди них будут, по-видимому, представлять модели с минимальным чис-

лом независимых параметров. Трудно надеяться однако, что построение этого ряда приблизит нас к пониманию природы векового хода до тех пор, пока не удастся найти физически обоснованные критерии дискриминации, позволяющие отдать предпочтение той или иной модели. На сегодняшний день такие критерии отсутствуют.

Автор благодарен В.П.Головкову и Е.Н.Розе за конструктивные советы и критику.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Bullard E.G. Edmond Halley (1656-1742). Endeavor, 1956, v. 15, p. 189.
- Vestlne E.H., Laporte L., Copper C. Geomagnetic secular change during past epochs. // Trans, Amer. Geophys. Union, 1946, v. 27, No 6, 814 p.
- 3. Bullard E.C., Freedman F.R.S., Gellman H., Nixon J. The of the earth's magnetic field. // Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1950, ser. A, v. 243, Ho 1, p. 67-92.
- 4. Рикитаки Т. Электромагнетизм и внутреннее строение Земли. Л., Недра, 1968, 331 с.
- 5. Брагинский С.И. Магнитные волны в ядре Земли. // Геомагнетизм и аэрономия, 1967, т. 7, № 6, с. 1050-1060.
- 6. Брагинский С.И. Геомагнитное динамо. // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1978, № 9, с. 74-90.
- 7. Cox A., Doell R. Review of paleomagnetism. // Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, v. 71, No 6, p. 645-768.
- 8. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А., Писаревский С.А. и др. Палеомагнитология. Д., Недра, 1982, 312 с.
- 9. Пушков А.Н. .Чернова Т.А. Особенности пространственно-временной структуры вековой вариации геомагнитного поля. // Препринт ИЗМИР АН СССР, 1972, № 18, 32 с.
- 10. Адам Н.В., Баранова Т.Н., Бенькова Н.П., Деревко Т.Н. Изучение геомагнитного поля по данным о магнитном склонении за 1550 1960 гг. // Геомагнетизм и аэрономия. 1970. т. 10, № 6, с. 1069-1074.
- 11. Бенькова Н.П., Коломийцева Г.И., Черевко Т.Н. Аналитическая модель геомагнитного поля и его вековые вариации за 400 лет 1550-1950. // Геомагнетизм и аэрономия, 1974, т. 14, № 5, с. 881-887.
- 12. Пушков А.Н., Чернова Т.А. Пространственно-временная структура геомагнитного поля и вековой вариации для 1550-1970 гг. // Геомагнетизм и аэрономия, 1975, т. 15, № 4, с. 705-708.
- 13. Коломийцева Г.И., Пушков А.Н. Аналитическая модель главного геомагнитного поля для интервала 2000 лет. // В кн.: Пространственно-временная структура геомагнитного поля. М., Наука, 1976, с. 52-67.
- 14. Брагинский С.И., Бурлацкая С.П. Сферический анализ геомагнитного поля по археомагнитным данным. // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1979, Ж.12, с. 59-66.

- 15. Почтарев В.И. О западном дрейфе геомагнитного поля. // Геомагнетизм и аэрономия, 1964, т. 4, № 2, с. 372-375.
- 16. Осипов Н.К., Федоров А.Н. К вопросу о западном дрейфе геомагнитного поля. // Геология и геофизика, 1967, № 12, с. 97-100.
- 17. Пушков А.Н., Файнберг Э.Б., Чернова Т.А., Фискина М.В. Анализ пространственной структуры геомагнитного поля методом разложения по естественным ортогональным составляющим. // Геомагнетизм и аэрономия, 1976, т. 16, № 2, с. 337 34с.
- 18. Золотов И.Г., Касьяненко Л.Г. Об определении скорости западного дрейфа недипольной части геомагнитного поля. // Геомагнетизм и аэрономия, 1977, т. 17, № 5, с. 957-961.
- 19. Vestine E.H. On variations of the geomagnetic field, fluid motions and the rate of the Earth's rotation. // J. Geoph. Res., 1953, v. 58, No 2, p. 127-145.
- 20. Пудовкин И.М., Валуева Г.Е. О характере дрейфа главного эксцентричного геомагнитного поля. // Геомагнетизм и аэрономия, 1972, т. 12, № 3, с. 513-518.
- Nagata T. Syono Y. Geomagnetic secular variation during the period 1955 1960. // J. Geomagn. Geoeleotr., 1961, v. 12, p. 84.
- 22. Ляхов Б.М. Западный дрейф геомагнитного поля и перемещение эксцентрических диполей. // Геомагнетизм и аэрономия, 1967, т. 7, № 5, с. 926-930.
- 23. Bochev A. Two and tree dipoles approximating the Earth's main magnetic field. // Pure and Appl. Geophys., 1969, v. 74, P. 29.
- 24. Пудовкин И.М., Валуева Г.Е. О дрейфе остаточных геомагнитных полей. // Геомагнетизм и аэрономия, 1972, т. 12, № 5, с. 897-900.
- 25. Alldredge L.R., Hurwitz L. Radial dipoles as a sources of the Earth's main magnetic field. // J. Geoph. Res., 1964, v. 69, No 12, p. 2631-2640.
- 26. Загний Г.Ф., Ясинский А.А. Математическая модель геомагнитного поля и его вариаций. В кн.: Ш Всесоюзный съезд по геомагнетизму, тезисы докл., Киев, 1986, с. 9-10.
- 27. Золотов И.Г. О представлении геомагнитного поля при помощи мулътиполей. // Геомагнетизм и аэрономия, 1966, т. 6, № 3, с. 556-567.
- 28. Winch D.E. Multipole analysis and secular variation. // J. Geomagn. Geoeleotr., 1968, v. 20, No 3, p. 205-210.
- 29. Мещеряков Г.А., Астафьев В.В., Марченко А.Н. Мультипольный анализ глобального магнитного поля для интервалов различной длительности. // Геомагнетизм и аэрономия, 1979, т. 19, № 4, о. 722-731.
- 30. Бурлацкая С.П. Об особенностях спектра вековых вариаций для последних 8500 лет. // Геомагнетизм и аэрономия, 1978, т. 18, № 5, с. 916-919.
- Калинин Ю.Д., Розанова Т.О. Спектральный состав археомагнитных вариаций за последние 8000 лет. // В кн.: Ш Всесоюзный съезд по геомагнетизму, тезисы докл., Киев, 1986, с. 10-11.
- Филиппов С.В. Спектральный анализ временных рядов среднегодовых значений геомагнитного поля с длиной записи более 50 лет. // В кн.: Исследования структуры геомагнитного поля. М., ИЗМИР АН СССР, 1983, С. 29-42.
- 33. Петрова Г.Н. Геомагнитные данные о ядре Земли. // Изв АН СССР, Физика Земли, 1977, № 11, с. 9-21.
- 34. Головков В.П., Коломийцева Г.И. Морфология 60-летних геомагнитных вариаций в Европе. // Геомагнетизм и аэрономия, 1971, т. ГХ, Ж 4, с. 674-678.
- 35. Бурлацкая С.П., Нечаева Т.Б., Петрова Г.Н. Реальность западного дрейфа геомагнитного поля по археомагнитным данным. // Докл. АН СССР, 1968, т. 178, № 6, с. 1301-1303.
- Петрова Г.Н. Вековые вариации и граница ядро-мантия. // В кн.: Геомагнитные исследования, № 17, М., Наука, 1976, с. 15-21.
- 37. Загний Г.Ф. Вариации геомагнитного поля по археомагнитным данным. // В кн.: Геофизические исследования литосферы. Киев, Наукова Думка, 1985, с. 71-77.
- Negate T. Two main aspects of geomagnetic secular variation westward drift and non-rifting components. -Proc. Benedum Earth Magnetism Symp., 1962, p. 39-55.
- Nagata T. Main characteristics of recent geomagnetic secular variation. // J. Geomagn. Geoeleotr., 1965, v. 17, p. 263-288
- 40. Yucutake T. The westward drift of the magnetic field of the Earth. // Bull. Earth Res. Inst. Tokyo Univ., 1962, v. 40, No 1, p. 1-66.
- 41. Yukutake T. The westward drift of the Earth's magnetic in historic times. // J. Geomagn. Geoelectr., 1967 v. 19, No 2, p. 103-116.
- 42. Yukutake T., Tachinaka H. The westward drift of the geomagnetic secular variation. // Bull. Earth Res. Inst. Tokyo Univ., 1968, v. 46, p. 1075-1102.
- 43. Золотов И.Г. Составляющие дрейфа геомагнитного поля. // Геомагнетизм и аэрономия, 1967, т. 7, № 4, с. 699-704.
- 44. Головков В.П., Куланин Н.В., Черевко Т.Н. О морфологии среднечастотных вековых вариаций геомагнитного поля. // Геомагнетизм и аэрономия, 1980, т. 20, № 5, с. 925-928.
- 45. Проскурня В.В. Разделение недипольного магнитного поля на дрейфующее, недрейфующее и поле роста-распада. // Геомагнетизм и аэрономия, 1981, т. 21, № 1, с. 143-148.
- 46. Стейси Ф. Физика Земли. М., Мир, 1972, 342 с.

- 47. Hide R., Malin S.R.C. Novel correlation between global features of the Earth's gravitational and magnetic field. // Nature, 1970, v. 225, No 5233, p. 605-609.
- 48. Ануфриев А.П., Брагинский С.И. О влиянии неровностей границы земного ядра на скорость жидкости и магнитное поле. // Геомагнетизм и аэрономия, 1977, т. 17, № 4, с. 742-750.
- 49. Петрова Г.Н., Бурлацкая С.П. Современные представления о вековых вариациях. // В кн.: Проблемы изучения палеовековых вариаций магнитного поля Земли. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 3-12.
- 50. Брагинский С.И. Аналитическое описание геомагнитного поля прошлых эпох и определение спектра магнитных волн в земном ядре. // Геомагнетизм и аэрономия, 1972, т. 12, № 6, с. 1092 1105.
- 51. Брагинский С.И. Аналитическое описание геомагнитного поля прошлых эпох и определение спектра магнитных волн в земном ядре. // Геомагнетизм и аэрономия, 1974, т. 14, № 3, с. 522- 529.
- 52. Пушков А.Н. Идеи, пережившие время к 200-летию со дня рождения К.Ф.Гаусса. // В кн.: Исследования пространственно-временной структуры геомагнитного поля. М., Наука, 1977, с. 6-17.
- 53. Пушков А.Н., Коломийцева Г.И., Чернова Т.А. Свойства геомагнитного поля на интервалах различной длительности. // В кн.: Исследования пространственно-временной структуры геомагнитного поля. М., Наука, 1977, с. 32-47.
- 54. Бурлацкая С.П. О диполъности древнего магнитного поля. // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1983, № 5, с. 76-82.
- 55. Adam H.V., Benkova N.P., Chramov A.N., Cherevko T.H. Spherical harmonic analysis of the geomagnetic field of the Brunhes epochs. // Studia Geophys. et Geodet., 1975, R. 19, No 2, p. 141-149.
- 56. Гордин В.М. Пульсационная модель эволюции главного геомагнитного поля на интервале 1550-2000 гг. // В кн.: Ш Всесоюзный съезд по геомагнетизму, тезисы докл. Киев, 1986, с. 5-6.
- 57. Гордин В.М. Пульсационная модель главного геомагнитного поля. // В кн.: Аппаратура и методы изучения гравитационного и магнитного полей в Мировом океане. Геленджик, НИПИОкеангеофизика, 1986, с. 30-36.
- 58. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Л., Изд. Лен. гос. ун-та, Г978, 592 с.
- 59. Большев Л.Н., Смирнов Н.В. Таблицы математической статистики. М., Наука, 1965, 464 с.
- 60. Головков В.П., Куланин Н.В., Черевко Т.Н. Аналитическая модель геомагнитного поля 1400-2050 г.г. // Геомагнетизм и аэрономия, 1981, т. 21, № I, с. 149-154.

1.7. ПРИРОДА АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ ОКЕАНОВ И ГИПОТЕЗА ВАЙНА-МЕТТЬЮСА

(В.М.Гордин, 1989-2000. Этот вариант статьи публикуется впервые)

Памяти Владимира Владимировича Белоусова

В физике не бывает точных доказательств и первопричины можно узнать только по их следствиям. Для этого, исходя из того, что уже известно на опыте, выдвигают гипотезы и затем проверяют, согласуются ли другие явления со сделанными предположениями. Чем больше обнаруживается явлений, согласующихся С гипотезой, тем более правдоподобной она становится. Нужно однако всегда помнить, что не существует момента, когда её истинность будет полностью доказана и что всегда может появиться явление, которое окажется несовместимым с нашими предположениями и, таким образом, совершенно его уничтожит.

> Христиан Гюйгенс Цит. по статье [.Кокс, Поллак, 1979; с. 61-62].

Введение

Предлагаемая вниманию читателей статья представляет собой расширенный и переработанный вариант работы [Гордин, 1989]. Инициатором её написания и первым придирчивым редактором был В.В.Белоусов, считавший, что объективная критика идей неомобилизма невозможна без критического анализа морских магнитометрических данных. Советы и замечания Белоусова оказали определяющее влияние не только на круг рассматриваемых вопросов, но и на стиль изложения. И то, и другое автор старался сохранить неизменным. Неизменной осталась и целевая направленность статьи: демонстрация того, что успех интерпретации магнитных аномалий океана по Вайну-Меттьюсу определён априорными идейными установками тектоники плит; сама же гипотеза Вайна-Меттьюса вряд ли может претендовать на универсальность. Посвящая этот вариант статьи памяти выдающегося отечественного геотектониста, я надеюсь, что непредвзятое обсуждение особенностей моделирования магнитоактивного слоя океанской литосферы окажется полезным для нового поколения специалистов в области морской геологии и геофизики, будет способствовать утверждению реалистических взглядов на возможности и перспективы морской магнитометрии как метода изучения геологического строения дна Мирового океана.

1. Модель Вайна-Меттьюса в интерпретацииморских магнитометрических данных

1.1. История вопроса

Становление и бурное развитие большинства методов морской геофизики приходится на вторую половину ХХ века. Единственное исключение - это морская магнитометрия. Зародившись в эпоху Великих географических открытий, она долгое время обслуживала нужды безопасного судовождения. Важнейшие вехи на этом пути: плавания Христофора Колумба в Новый Свет и Жоао де Кастро в Ост-Индию, методические разработки Франсиско Фалеро и Роберта Нормана, теория Большого Магнита Уильяма Гильберта, экспедиции Эдмунда Галлея на "Paramour Pinkk" и создание первых морских магнитных карт, труды Симона Стевина, Атанасиуса Кирхера и Эдварда Райта по каталогизации экспериментальных данных. В XVIII-XIX веках сведения о магнитном поле океанов пополнили данные экспедиций В.Беринга, Дж.Кука, Ж.Лаперуза, М.Флиндерса, И.Ф.Крузенштерна и Ю.Ф.Лисянского, Ф.Ф.Беллинсгаузена и М.П.Лазарева, Ф.П.Литке, Ф.И.Врангеля, О.Е.Коцебу, Дж.Роса, Ж.Дюмон-Дюрвиля, Ч.Уилкса, Р.Скотта и многих других знаменитых мореплавателей. Обработкой и обобщением магнитных измерений занимались У.Маунтайн и Дж.Додсон, Х.Ганстин, А.Я.Купфер, Э.Сэбайн. Особый размах эта деятельность приобрела благодаря Геттингенскому Магнитному Союзу, основанному в 1834 г. по инициативе А.Гумбольдта, К.Гаусса и В.Вебера. Важнейшее событие начала XX века - создание Института Карнеги, предназначенного для изучения явлений земного магнетизма и атмосферного электричества. Осуществленные им в 1905-1929 гг. систематические магнитные измерения на судах "Галилей" и "Карнеги", ознаменовали начало эпохи мировых магнитных съёмок.

Итогом усилий многих поколений магнитологов были последовательно уточнявшиеся данные о пространственно-временной структуре главного геомагнитного поля и его вековых вариаций. При этом крупнейшие неоднородности земного магнетизма нередко связывали с влиянием океанов. Основоположник научной магнитологии У.Гильберт, например, считал, что неправильности в глобальном распределении магнитного склонения обусловлены разным притяжением континентов и океанов [Gilbert,1600]. По мнению Г.Менцера, объяснявшего земной магнетизм действием кольцевых токов, причины несовпадения магнитных полюсов с географическими и другие отклонения главного поля от дипольного следовало искать в нарушениях циркуляции этих токов и обтекании ими высокоомных оснований континентов [Menzer, 1871].

Изучение магнитных аномалий на акваториях началось с высокоамплитудных возмущений в прибрежных районах. Еще в 1751 г. в Мемуарах Стокгольмской Академии наук было опубликовано сообщение об открытии уникальной магнитной аномалии вблизи о-ва Юссар-О в Финском заливе [Пасальский,1901]. Столетием позже мичман И.Диков обнаружил Одесскую магнитную аномалию с амплитудой по склонению порядка 6-7 град. [Диков, 1861]. Что касается структуры аномального магнитного поля в открытом океане, то в силу точечного характера и сравнительно невысокой точности измерений она оставалась практически неизвестной.

Положение изменилось лишь в 1953 г., когда вышла в море маломагнитная) шхуна "Заря" первое научно-исследовательское судно, предназначенное для проведения непрерывных набортных измерений всех элементов земного магнетизма. Инициаторами постройки шхуны были Н.В.Розе и Н.В.Пушков; бессменным (до середины 70-х гг.) руководителем съемочных работ – профессор М.М.Иванов.

Наиболее важным научным результатом съемок "Зари" стало обнаружение магнитной неоднородности дна океана и аргументированное разделение его на спокойные и аномальные зоны [Иванов, 1963]. Из анализа наблюдательных данных следовало, что аномальные зоны тяготеют к срединно-океаническим хребтам и некоторым внехребтовым поднятиям, которые были отнесены "... к своеобразным океаническим массивам, характеризующимся, по-видимо-му, наличием излияний основных и ультраосновных лав на огромных площадях океанского дна" [Иванов, 1966; с. 174]. Зоны спокойного поля, в соответствии с бытовавшими в то время геологическими представлениями, рассматривались как аналоги геосинклинальных прогибов.

Всеобщее внимание к геологическим аспектам морской магнитометрии привлекли аэромагнитные съёмки в северо-восточном секторе Тихого океана: вдоль западного побережья США [Mason, Raff, 1961; Raff, Mason,1961] и в его северо-западном секторе, мористее Курило-Камчатского глубоководного желоба [Соловьев, 1961]. Они привели к открытию не имеющих континентальных аналогов протяжённых систем линейных магнитных аномалий, названных впоследствии "полосовыми"^{*}. Вместе со сформулированными примерно в то же время постулатами тектоники мобильных литосферных плит это открытие легло в основу гипотезы формирования магнитоактивного слоя океанской литосферы, выдвинутой Ф.Вайном и Д.Меттьюсом [Vine, Matthews, 1963] и независимо от них Л.Морли и А.Лярошелем [Morley, Laroshelle, 1964].

Опираясь на представления о линейном спрединге дна океанов, авторы гипотезы предположили, что термоостаточная намагниченность, приобретаемая базальтами новообразованной литосферы по мере её остывания, подобно записи на магнитной ленте, хранит информацию об эволюции намагничивающего поля в геологическом прошлом. Наиболее контрастные события этой эволюции - инверсии полярности поля - приводят к образованию характерной линейно-упорядоченной структуры: латерального чередования прямо и обратно намагниченных блоков. Поскольку моменты инверсий в принципе могут быть датированы по палеомагнитным данным, интерпретация полосовых аномалий, вызываемых прямо и обратно намагниченными блоками, позволяет оценивать скорость спрединга и определять возраст океанского дна.

Судьба этой простой и элегантной гипотезы сложилась удачно. Переживавшая в 60-ые г.г. эпоху "Sturm und Drang" тектоника литосферных плит не только сразу же взяла её на вооружение, но и возвела в ранг основополагающих. Идеи Вайна и Меттьюса были воплощены в разнообразных полосовых моделях, которые надолго стали основным инструментом изучения магнитоактивного слоя океанской литосферы, создания палеореконструкций, воспроизводящих историю раскрытия океанов вплоть до юрского периода [Heirtzler etal., 1968; Карасик, 1971; Вакье, 1976]. Фактически к концу 70-х гг. в морской геофизике сформировалось новое научное направление - геоисторический анализ аномального магнитного поля [Карасик, 1979].

Ключевая роль в гипотезе Вайна-Меттьюса несомненно принадлежит конвейерному механизму: линейному спредингу дна и пассивной транспортировке плит от рифтогенных срединно-океанических хребтов к зонам субдукции. Если этот механизм отвергается, то интерпрета-

^{*}Уместно оговорить, что тезис об отсутствии континентальных аналогов справедлив лишь в отношении северо-восточного сектора Тихого океана. Аномалии в районе Камчатки, как впрочем и над большинством срединно-океанических хребтов, по своей морфологии практически неотличимы от континентальных аномалий Урала и других регионов [Симоненко, 1981].



Рис. 1. (1) Блоковые модели магнитоактивного слоя океанов: а - слой с кусочно-линейными границами; заштрихованы прямо намагниченные блоки; Е1 и Е2 области, свободные от источников; 1 - особые точки на границах контрастно намагниченных блоках (подмножество W1); 2 - геометрические особенности границ слоя (подмножество W2); 3 - смешанные особенности (подмножество W3); б - пример слояаннигилятора, не порождающего внешнего поля. намагниченности Ji параллельны Векторы границам слоя, а их проекции на ось абсцисс равны Поэтому собой. эквивалентные между заряды, сосредоточенные на границах между блоками взаимно компенсируются.

ция магнитных данных в рамках полосовых моделей утрачивает геоисторический смысл уже на уровне постановки задачи. Напротив, принятие конвейернорго механизма в качестве аксиомы делает гипотезу логически безупречной и, казалось бы, гарантирует успех геоисторического анализа. На самом деле это не так. Природа творит без циркуля и линейки, поэтому в реальных ситуациях корректность итоговых построений зависит не столько от априорной аксиоматики, сколько от решения ряда внутренних - методологических и технологических проблем. В их числе проблемы трассирования и идентификации магнитных аномалий, адаптации полосовых моделей к конкретным условиям изучаемого региона, параметризации адаптированных моделей, увязки модельных параметров с данными о магнитных свойствах горных пород и т.п. Игнорирование методологических и технологических аспектов нередко проявляется в некритическом отношении к результатам интерпретации, порождает миф о независимом совпадении оценок возраста океанской литосферы по магнитным аномалиям и данным бурения. В действительности эти совпадения предопределе-

ны самой методикой исследований [Гордин, 1983; Гордин и др., 1986].

1.2. Каноническая полосовая модель и её параметризация

Введем декартову систему координат с осью Ох, направленной вкрест простирания срединно-океанического хребта; ось Оz направим вертикально вниз. Согласно гипотезе Вайна-Меттьюса формальной моделью носителей источников аномального магнитного поля может служить квазигоризонтальный слой с латерально изменчивой намагниченностью J(x). Верхняя граница слоя h(x) совпадает с кровлей базальтов, т.е. с поверхностью акустического фундамента; нижнюю границу H(x) обычно идентифицируют с подошвой океанических габбро или с изотермой Кюри титаномагнетитов $T_c = 150-300$ град. С.

В каноническом варианте полосовой модели функция J(x) кусочно-постоянна; абсциссы её скачков (разрывов второго рода) x_i связаны с временами инверсий t_i и скоростью спрединга V линейной зависимостью $x_i = V t_i$. При этом модельный магнитоактивный слой приобретает блоковую структуру, образуемую совокупностью линейных элементов - бесконечных двухмерных призм с постоянными по величине и направлению намагниченностями (рис.1а).

Теоретические вопросы решения обратных задач магнитометрии для горизонтальных и квазигоризонтальных слоев всесторонне исследованы в работе [Страхов, 1981]. Показано, что

в общем случае эти задачи чрезвычайно неоднозначны из-за векторного характера источников и неодносвязности частей пространства, свободных от источников - областей E1, E2 на рис. 1а. Если границы слоя кусочно-линейны, то разрешимость обратных задач зависит от расположения и свойств, так называемых, особых точек поля, множество которых W удобно разделить на три подмножества: W1 - точки пересечения границ однородных блоков с верхней и нижней границами слоя; W2 - угловые точки границ h(x) и H(x); W3 - точки, одновременно являющиеся элементами подмножеств W1 и W2(рис. 1а). Основные результаты анализа блоковых моделей сводятся к следующему [Страхов, 1981].

1) Для горизонтальных слоев (W = W1) с заданными направлениями намагниченности обратная задача разрешима с точностью до произвольной константы J_0 . По внешнему полю можно найти аппликаты h = const, H = const, абсциссы скачков намагниченности и их амплитуду $J_i - J_{i-1}$. Невозможность определения абсолютных значений J_i обусловлено тем, что внешнее поле горизонтального пласта с постоянной намагниченностью тождественно равно нулю.

2) Если W = W3, то обратная задача не имеет единственного решения; существует бесконечное множество распределений намагниченностей-аннигиляторов, не порождающих внешнего поля. Справедливость этого утверждения иллюстрирует рис. 16. Одно из возможных ограниченений, обеспечивающее единственность решения при W = W3, - предположение, что намагниченность блоках переменна по величине или знаку, но постоянна по направлению.

3) В общем случае, когда подмножества W1, W2, W3 не пусты, обратная задача разрешима лишь в том случае, когда известно число блоков модели и а priori указана принадлежность особых точек к введённым подмножествам. По внешнему полю находятся координаты этих точек (геометрия слоя) и эффективная намагниченность: $J(x)=J_i(x)+kJ_0(x)$, где $J_i(x)$ - частное решение обратной задачи; $J_0(x)$ - намагниченность-аннигилятор; k - произвольная константа.

Аналогичную структуру имеет решение обратной задачи для слоя с конкордантными границами и непрерывной латерально изменчивой намагниченностью [Parker, Huestis, 1974].

Другая важная особенность обратных задач для моделей рассматриваемого типа - неустойчивость по входным данным. Даже малые возмущения (помехи), обусловленные ошибками измерений и неадекватностью модельных представлений, могут приводить к сколь угодно большим осцилляция в решениях. Степень неустойчивости по разным параметрам различна. Судя по численным экспериментам, вполне надёжно определяется положение кровли магнитоактивного слоя [Валяшко, 1981]. Устойчивость вычисления скачков намагниченности лимитируют размеры блоков, которые должны по крайней мере в 1,5-2,0 раза превосходить глубину залегания кровли слоя [Bott, Hutton, 1970]. Наибольшие, быть может, непреодолимые трудности доставляет определение аппликат подошвы магнитоактивного слоя и направления намагниченности [Страхов, Лапина, 1976; Гордин и др., 1986].

Влияние неадекватности модели проанализировано в работе [Гордин, Золотов, 1989]. На примере горизонтального слоя установлено, что игнорирование изменчивости намагниченности по вертикали приводит к экранированию глубинных неоднородностей: эффективная намагниченность модели характеризует лишь самые верхние горизонты магнитоактивного слоя. Там же исследованы погрешности двухмерного моделирования трёхмерных объектов.

Затруднения, связанные с неоднозначностью и неустойчивостью обратных задач, удаётся в какой-то мере преодолеть путём жёсткой параметризации полосовых моделей, задания геометрии границ слоя и направления намагниченности. Эти упрощения несомненно сокращают область эквивалентных решений, но не в состоянии устранить внутренних причин неустойчивости. К ним, прежде всего, относится структура магнитостратиграфических шкал, содержащих, наряду с эпохами прямой и обратной полярности, множество кратковременных эпизодов - ивентов, которые расчленяют модель на блоки с малыми горизонтальными размерами. Вклады малых блоков в суммарное поле взаимно компенсируются и, что позволяет варьировать намагниченность в чрезвычайно широких пределах при соблюдении всех требований приближенной эквивалентности измеренных и синтезированных (модельных) аномалий [Гор-

дин и др., 1981].

Указанные особенности ограничивают эффектвность как традиционных формализованных алгоритмов решения обратных задач магнитометрии [Bott, 1967; Bott, Hatton, 1970; Parker, Huestis, 1974 и др.], так и их современных модификаций, например, метода адаптивной перепараметризации, предусматривающего "насильственную" генерализацию последовательности инверсий [Иваненко, 1993]. На практике они применяются сравнительно редко. Гораздо более популярны приёмы, основанные на визуальной идентификации аномалий с проверкой корректности такой идентификации решением прямой задачи магнитометрии для соответствующих моделей и отрезков магнитостратиграфической шкалы.

В отличие от формализованных алгоритмов этот подход не накладывает сколько-нибудь жёстких ограничений на структуру и детальность полосовых моделей. Вычисления синтезированного (модельного) поля могут производиться в самых разнообразных модификациях (см. следующий раздел) с учётом наклона границ между контрастно намагниченными блокам [Greenwalt, Taylor, 1974], с односторонним разрастанием в рифтовой зоне [Yungul, 1971], с перескоками оси спрединга и частичным перекрытием стандартной последовательности аномалий [Macdonald, Fox, 1983; Меркурьев, Сочеванова, 1993] и т.п. Несмотря на различия в деталях, ключевые моменты - визуальная идентификация и ёе апостериорная проверка решением прямой задачи магнитометрии - во всех перечисленных и многих других интерпретационных работах остаются неизменными.

В методологическом отношении рассматриваемый подход представляет собой одну из возможных реализаций концепции аппроксимационного подбора [Страхов, 1979] и требует строгого соблюдения принятых в этой концепции правил перехода от формальных заключений к содержательным историко-геологическим выводам. К сожалению, соблюдаются они далеко не всегда. Нередко утверждается, что удовлетворительное соответствие между измеренными и синтезированными магнитными аномалиями доказывает (!?) справедливость постулатов тектоники литосферных плит. Подобные суждения логически неверны, поскольку эти постулаты - представления о линейном спрединге, пассивной транспортировке плит и палеомагнитной природе аномального магнитного поля - заложены в полосовую модель а priori; они возможная причина соответствия аномалий, но никак не могут быть его следствием.

Уместно напомнить, что интерпретации в концепции аппроксимационного подбора фактически сводится к проверке конкурирующих гипотез, которые по аналогии с математической статистикой либо отвергаются, либо не отвергаются, но никогда не принимаются. Поэтому даже идеальное совпадение графиков измеренных и синтезированных аномалий означает лишь, что модель не противоречит экспериментальным данным и не более того.

На практике положение усугубляется тем, что сравнение графиков осуществляется, как правило, на качественном уровне. Количественные (кросс-корреляционные) методы и оценки за редким исключением [Morgan, Loomis, 1971; Loncarevic, Parker, 1971; Меркурьев, Сочеванова, 2000 и др.] не применяются. В.Вакье ссылается в этой связи на авторитетное мнение Э.Булларда, согласно которому " очевидные признаки подобия, использующие взаимную корреляцию кривых, не очень пригодны, ибо испытывают повышенное влияние центрального пика и придают малый вес соответствию небольших пиков. К тому же результаты взаимной корреляции подвержены сильному влиянию незначительных неравномерностей горизонтального масштаба кривых, что может быть вызвано, например, небольшими изменениями скорости спрединга" [Вакье, 1976; с. 63].



Рис. 2. Идентификация линейных магнитных аномалий гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта в пределах Канаро-Багамского геотравеса [Пылаев и др., 1993]; а синтезированные аномалии без сглаживания; б - то же со сглаживанием (p = 0,6) по методике из работы [Tisseau, Patriat, 1981]; в - измеренные значения модуля напряженности аномального поля. Обратим внимание на то, что расчёты здесь произведены при скорости спрединга V = 2 см/год, хотя сами же авторы утверждают, что реальная скорость не превосходит 1,2-1,6 см/год.

Аргументы Булларда, отражая реальные трудности идентификации аномалий, лишь подчёркивают важность формализации признаков подобия - установления метрических мер и специальных решающих правил, которые позволили бы оценивать надёжность интерпретационных построений, если не объективно, то хотя бы единообразно. Пример произвола в трассировании и идентификации аномалий гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта в пределах Канаро-Багамского геотраверса приведен на заимствованном из работы [Пылаев и др., 1993] рис. 2. Помимо условности прослеживания отдельных аномалий он демонстрирует широчайшие возможности корреляционной подгонки за счёт сглаживания синтезированного графика

1.3. Модифицированные полосовые модели

Уже к середине 70-х гг. стало очевидным, что полосовая модель в своей канонической форме не в состоянии объяснить многих особенностей структуры магнитоактитвного слоя. Проведение глубоководных съёмок выявило резко дифференцированную картину придонного магнитного поля, преобладание высокочастотных аномалий с периодами 0,5-5,0 км и интенсивностью в первые тыс. нТл [Atwater, Mudie, 1973; Klitgord et al., 1973; Macdonald, 1977 и др.]. Природа высокочастотных аномалий в своё время вызвала оживленную дискуссию. Одни исследователи связывали их с флуктуациями палеонапряженности намагничивающего поля [Luendyk, 1969], другие - с геометрическими факторами: влиянием кровли и вариациями мощности магнитоактивного слоя [Larsen et al., 1974], третьи - с неинверсионными изменениями намагниченности, т.е. с геологическими причинами [Peter, 1970]. Реальность неинверсионных вариаций намагниченности подтвердили результаты петромагнитного изучения вторичных изменений океанских базальтов, прежде всего, процессов низкотемпературного однофазного окисления титаномагнетитов, приводящих к разрушению первичной термоостаточной намагниченности и зависящих от степени раскристаллизации базальтов [Печерский и др., 1977; 1979; и др.]. Существенные изменения претерпели представления об интенсивности намагниченности океанских базальтов. В коллекциях драгированных образцов преобладали



Рис. 3. Обобщенные вертикальные разрезы магнитоактивного слоя океанской литосферы: 1 -2 базальты; осадочные породы; 3 пе-реходная зона; 4 - дайковый комплекс; 5 - изотропные габбро; 6 - кумулятивные габбро и расслоенный комплекс; 7 - серпентинизированные пеоридотиты; 8 – "стандартная" зависимость средней намагниченности от глубины по Д.Кент и др. [Kent et al., 1978]; 9 - то же по Д.Данлопу и М.Прево [Dunpop, Prevot, 1982]; 10 - то же по В.М.Гордину и И.Г.Золотову [1989]; Введение переходной зоны между базальтами и дайковым комплексом основано 504B [Smith, Banerjee, на данных по скважине 1986]

сильномагнитные разности из краевых частей базальтовых потоков и пиллоу-лав. Как следствие этого, в работах 60-70-х гг. характерная намагниченность океанских базальтов обычно оценивалась в 10-20 А/м [Vine, 1966; Вакье, 1976 и др.]. Последующие обобщения базировались главным образом на изучении выбуренных базальтов, что привело к уменьшению оценок их характерной намагниченности сначала до 5 А/м [Lowrie, 1977; Kent et al., 1978], а затем и до 2,5 А/м [Dunlop, Prevot, 1982].

Не менее важными результатами изучения магнитных свойств базальтов из скважин глубоководного бурения было обнаружение феноменов тонкого переслаивания прямо и обратно намагниченных толщ [Melson et al., 1974; Rabinovich et al., 1976; Аументо, 1977] и вертикальной изменчивости намагниченности. В разрезе скважины 504В под высокомагнитой (4-6 А/м) базальтовой толщей была вскрыта 200-метровая переходная зона с аномально малой намагниченностью порядка 0,3 А/м и

верхние горизонты дайкового комплекса, намагниченность которых достигала 3 А/м [Smith, Banerjee, 1986].

Таким образом, выяснилось, что роль базальтов в формировании аномального магнитного поля океанов не столь велика, как это казалось ранее. Скорее нормой, чем исключением стало включение в магнитоактивный слой подбазальтовых источников магнитных аномалий: изотропных габбро, входящие в состав 3-го слоя океанской литосферы, и подстилающих этот слой серепентинизированых перидотитов [Назарова,1985; Соболев, Трухалев,1993; Гордин и др., 1993; Печерский и др., 1993; Попов, Щербаков, 1994 и др.]. Рис. 3 иллюстрирует эволюцию взглядов на вертикальную структуру магнитоактивного слоя океанов: последовательное увеличение его мощности и расщепление на раздеенные переходными зонами магнитоактивные ные горизонты.

Результаты недавно опубликованной работы [Трухин, Максимочкин, 1999] подтверждают существование трёх магнитоактивных горизонтов, но существенно сокращают мощность и интенсивность намагничивания серпентинитовых источников. Последние, по мнению авторов этой работы, локализованы в интервале глубин от 7,5 до 8,0 км и имеют среднюю намагниченность порядка 1 А/м. Из приведённой в табл. сводки экспериментальных данных по намагниченности океанских серпентинитов [Попов, Щербаков, 1994] следует, что оценка Трухина и Максимочкина занижена по меньшей мере в 2,5 раза.

Таблица 1

Район отбора образцов	Число	Остаточная намагниченность А/м		
	определения	Пределы изменения	Средняя	
Трансформный разлом Кларион	7	0,5 - 6,5	2,2	
Хребет Горриндж, банка Геттисберг	6	0,2 - 7,3	3,9	
Разлом Зеленого Мыса	12	0,04 - 2,8	0,9	
Разлом Сан-Паулу	2	0,4 - 0,6	0,5	
Зона разлома Кейн	2	3,8 - 8,7	6,2	
Тирренское море	2	1,7 - 4,8	3,2	
Разломы Хизена и Элтанин	13	1,3 - 1,6	1,5	
Марианский желоб	7	0,2 - 1,6	0,75	
Японское море	6	0,02 - 1,1	0,9	
СрАтл. хребет	10	1,2 - 6,2	2,4	
СрАтл. хребет	9	3,2 - 11,4	5,5	

Создание модифицированных полосовых моделей - это, по существу, целенаправленные попытки устранения противоречий между каноническими инверсинно-спрединговыми представлениями и экспериментальными данными. Начало этому процессу положила, по-видимому, публикация статьи [Matthews, Bath, 1967], в которой предполагалось, что внедрение базальтов не локализовано в рифтовой зоне, а осуществляется по системе подводящих каналов -"даек", нормально распределённых относительно центра спрединга. Тем самым объяснялось существование зон с переходной намагниченностью, разделяющих прямо и обратно намагниченные блоки канонической модели.

М.Б.Лейбов и Е.Г.Мирлин [1978] дополнили дайковую модель Меттьюса-Бата еще тремя предположениями: а) внедрение даек происходит в дискретные моменты времени t_k с заданным шагом dt; б) каждая дайка формирует покров, описываемой гауссовой квадратической экспонентой; в) положение центра спрединга в моменты t_k определяется по формуле

 $x(t_k) = x_0 + c_k$, где x_0 -абсцисса оси срединно-океанического хребта; c_k - нормально распределённые случайные числа. Таким образом, в модель вводилось четыре дополнительных параметра: два из них характеризовали амплитуду и размеры базальтовых покровов, а два других - дисперсии нормальных распределений даек и центров спрединга. Результаты моделирования убедительно продемонстрировали существенную зависимость геометрии носителей источников и морфологии синтезированных магнитных аномалий не только от скорости спрединга, но и от числа "даек", компактности их внедрения, объёма выносимого материала и дисперсии мгновенных скачков центра спрединга. Было показано, в частности, что при некоторых соотношениях параметров регулярная последовательности палеомагнитных аномалий вообще не образуется [Лейбов, Мирлин, 1978].

Первая двухъярусная модификация канонической полосовой модел и появилась в середине 70-х гг. [Cox et al., 1972; Blakely, 1976]. Интенсивно намагниченным пиллоу-лавам верхнего яруса, по мнению её авторов, свойственна контрастная полосовая структура с узкими переходными зонами, тогда как слабомагнитиным дайкам нижнего комплекса - структура с широкими переходными зонами. Благодаря этой особенности границы смены полярности приобретают наклонное падение от центра спрединга, наследуя падение изотермических поверхностей Кюри. В осевых частях срединно-океанических хребтов морфологию аномального магнитного поля определяет верхний ярус. С течением времени его намагниченность разрушается процессами низкотемпературного окисления и главная роль переходит к нижнему ярусу. В 80-ые гг. сходные по структуре полосовые модели обсуждались в работах [Линькова, Райкевич, 1985; Литвинов, Ваниева, 1986].



Рис. 4. Модели магнитоактивного слоя океанской литосферы: а - каноническая модель Вайна-Меттьюса; б - модель Р. Кидда [Kidd, 1977]; в - модель типа Кидда с переходными зонами [Гордин, Золотов, 1989]; 1 - прямо намагниченные блоки; 2 - обратно намагниченные блоки; 3 - слабомагнитные и немагнитные горизонты; 4 - толеитовые базальты; 5 - переходная зона; 6 - дайковый комплекс; 7 – нерасчленённые габбро-гипербазиты; 8 - изотропные габбро; 9 - кумулятивные габбро и расслоенный комплекс; 10 - перидотиты; 11 - серпентинизированные перидотиты.

Реакцией на обнаружение явления переслаивания прямо И обратно намагниченных толщ стала публикация модифицированной модели, учитывадлительность ющей периода рифтогенного корообразования t_c и её соотношения с шириной зоны внедрения экструзивных пород *L* и характерной продолжительностью эпохи одной полярно-[Johnson, сти t_{inv} Merrill, 1978]. Обозначим, как и прежде, через V - скорость спрединга. Тогда, очевид-HO, $t_c = L/V$ и при $L = 0 t_c = 0$, т.е. процесс корообразова-

процесс короооразования строго детерминирован и протекает в соответствии с канонической полосовой моделью. В реальных

ситуациях $t_c > 0$, вследствие чего в латеральном распределении намагниченности появляется случайная составляющая, которая "раскачивает" детерминированную последовательность прямо и обратно намагниченных блоков. За меру случайности, согласно [Johnson, Merrill, 1978], принимается отношение $k = t_c / t_{inv}$. Феномену переслаивания в рамках описанной модели отвечают значения k < 1. В предельном случае k = 0 переслаивание становится хаотическим и разрез магнитоактвного слоя уподобляется мозаике контрастно намагниченных линз.

Наконец, нужно упомянуть трёхъярусную полосовуюю модель, построенную на основании данных о петромагнитных свойствах офиолитов [Kidd, 1977]. Первоначальная ширина зон переходной намагниченности по Р.Кидду в среднем составляет 100 м. В верхнем (базальтовом) ярусе модели границы смены полярности наклонены к центру спрединга вследствие растекания лавовых потоков; в нижнем (габбро-гипербазитовом) ярусе, по аналогии с моделью Джонсона и Меррилла, наклон границ наследует падение изотермических поверхностей (рис. 4б). Образование широких переходных зон приписывается исключительно вторичным изменениям пород [Kidd,1977].

По сообщению К.Макдональда с соавторами [Macdonald et al.,1983], применение трёхярусной модели позволило преодолеть расхождения между результатами интерпретации придонных магнитных съёмок и магнитными свойствами образцов отобранных с помощью глубоководного аппарата "Алвин". Вариант модели Кидда, учитывающий современные представления о вертикальной зональности магнитоактивного слоя, изображён на рис. 4в.

Итак, даже беглый обзор демонстрирует широкие изобразительные возможности модифицированных полосовых моделей, ресурсы их адаптации к разнообразным физико-геологическим условиям при неизменном доминировании инверсионного фактора образования магнитных аномалий. Эти ресурсы ещё более возрастают, если допускается геометрические перестройки спрединговых систем. Характерный пример - работа [Van Wagoner, Johnson, 1983], посвящённая изучению магнитоактивного слоя Срединно-Атлантического хребта к югу от Азорских островов. Анализируя образцы пород из идентифицированных по магнитным аномалиям зон обратно намагниченных блоков, авторы обнаружили, что в 85% случаев (47 образцов из 55-и) породы обладают прямой намагниченностью. Это, казалось бы, однозначно противоречащее полосовой модели явление удалось объяснить эффектами локальной скачкообразной миграции и ветвления оси спрединга. О создании оригинального математического обеспечения для корреляционной локализации перескоков оси спрединга и моделирования магнитоактивного слоя с учётом перескоков сообщается в работе [Меркурьев, Сочеванова, 2000].

Оценивая состояние методологии и технологии интерпретации магнитных аномалий по Вайну-Меттьюсу, приходится констатировать, что дело обстоит не столь благополучно, как это кажется на первый взгляд. Произвол в оценках подобия измеренных и синтезированных аномалий нередко приводит к реконструкциям, корректность которых сомнительна. Возможные альтернативы исключаются путём жёсткой априорной параметризации полосовых моделей.

Наибольшие возражения вызывала и продолжает вызывать категоричность интерпретационных выводов, несовместимая с общеметодологическими принципами естественных наук. Будучи выводами по аналогии, они не обладают доказательной силой. Как писал ещё в XI веке знаменитый Ибн-Сина: "...утверждение по сходству может противоречить утверждению по другому сходству, так как есть много вещей, которые в одном отношении схожи, а в тысяче других различны. В отношении одного из них суждение будет правильным или может быть правильным, а в отношении другого неправильным. Стало быть аналогия может привлечь внимание и навеять сомнения, но не установить достоверность" [Ибн Сина, 1987; с. 116-117].

1.4. Магнитные аномалии и возраст океанской литосферы

Роль своеобразной "эталонной линейки" при идентификации магнитных аномалий и оценке возраста их источников отводится шкалам геомагнитной полярности, регламентирующим порядок инверсий палеонапряженности геомагнитного поля в абсолютном и относительном (геологическом) масштабах времени. В зависимости от способа датировки шкалы подразделяются на абсолютные - магнитохронологические, и относительные - магнитостратиграфические и аномалийные [Печерский, 1985]. На интервале в 5 млн. лет всеобщее признание завоевала магнитохронологическая шкала А.Кокса [Сох, 1969] – результат статистичского обобщения экспериментальных определений палеомагнитных характеристик и абсолютного возраста изверженных горных пород. Шкала включает в себя геомагнитные эпохи Брюнес, Матвуяма, Гаусс и Гильберт, а также 13 кратковременных эпизодов изменения полярности (ивентов) с характерной длительностью порядка 100 тыс. лет. Последующее уточнения шкалы Кокса основывалось на ревизии констант калий-аргонового метода определения абсолютного возраста и привело к удревлению главных инверсионных границ: Брюнес-Матуяма от 0,69 до 0,73 млн. лет, Матуяма-Гаусс от 2,43 до 2,48 млн. лет, Гаусс-Гильберт от 3.32 до 3,40 млн. лет [Mankinen, Dalrymple, 1979]. Отсюда следует, что относительная погрешность магнитохронологической шкалы Кокса, скорее всего, не превосходит первых процентов.

Магнитостратиграфические шкалы суммируют результаты палеомагнитного изучения биостратиграфически охарактеризованных образцов осадочных пород, т.е. согласуют последова-
тельность инверсий геомагнитного поля с классической шкалой относительного геологического возраста. В морской геологии они используются для корреляции разрезов глубоководных осадков [Линькова, 1984].

В морских (аномалийных) шкалах эталонная последовательность инверсий находится не по образцам, а по полосовым магнитным аномалиям и сопоставляется затем с биостаритиграфическими определениями возраста наиболее древних осадков, перекрывающих базальтовый фундамент и (или) с оценками абсолютного возраста базальтов. По-видимому, первые попытки построения таких шкал были предприняты в работах [Vine, Wilson, 1965; Pitman, Heirztler, 1966].

В 1968 г. Дж.Хейрцлер с соавторами, опираясь на данные магнитных съёмок и глубоководного бурения на Южно-Аталнтическом геотраверсе с привлечением данных по другим океанам, идентифицировали магнитные аномалии до 32-й включительно с возрастом 80 млн. лет [Heirtzler et al., 1968]. Четыре года спустя Р.Ларсон и У.Питман произвели идентификацию мезозойских магнитных аномалий М0 - М29, расширив тем самым временной диапазон аномалийных шкал до 150 млн. лет [Larson, Pitman, 1972].

Дальнейшие коррекции аномалийных шкал сводились к детализации или генерализации стандартной последовательности геомагнитных инверсий и уточнению их датировок [Larson, Hilde, 1975; La Brecque et al., 1977; Cande et al., 1978; Ness et al., 1980; Lowrie, Alvarez, 1981; Lowrie, Ogg, 1986; Kent, Gradstein, 1986; Harland et al., 1990; Cande, Kent, 1992; 1995; Gradstein et al., 1994 и др.]. Анализу этих коррекций посвящены работы [Шрейдер, 1993; 1998], согласно которым относительные погрешности временной привязки мезо-кайнозорйских инверсий сосатвляют примерно 10%. По мнению автора, в отношении мезозойских инверсий эта оценка занижена по крайней мере в 1,5 раза.

Таким образом, магнитохронологическая шкала Кокса является не только наиболее точной, но и пока что единственной шкалой, опирающейся на независимые экспериментальные данные, никак не связанные ни с проблемами глобальной биостратиграфической корреляции, ни с идеями тектоники плит. Аномалийные шкалы – это по существу полосовые модели Вайна-Меттьюса, привязанные к опорным временным реперам. В процессе геоисторической интерпретации аномалий реперные оценки возраста экстраполируются с опорного разреза на анализируемый, причём экстраполяция производится по косвенным признакам - номерам идентифицированных аномалий.

Даже если признать, что океанская литосфера образуется в строгом соответствии с постулатами тектоники плит, корректность такой экстраполяционной процедуры вызывает вполне обоснованные сомнения. Прежде всего, речь идёт об отождествлении возрастов базальтов второго слоя и перекрывающих их осадков. Хорошо известно, что на многих участках современных срединно-океанических хребтов осадочный чехол появляется на удалении L = 50-100 км от гребня, т.е. "отстаёт" от образования базальтов на время t = L/V. При скорости спрединга в V = 1,0 см/год это отставание составляет 5-10 млн. лет, т.е. примерно на порядок больше характерной длительности геомагнитных эпох.

Не менее вероятен альтернативный вариант внедрения базальтов под ранее сформировавшийся осадочный чехол. Ещё четверть века назад Ю.М.Шейнманн, анализируя материалы глубоководного бурения на опорном Южно-Атлантическом геотраверсе (3-й рейс "Гломар Челленджер"), подчёркивал, что "... из восьми скважин этого рейса в пяти верхний контакт базальта и осадков оказался интрузивным, для двух характер контакта неизвестен и лишь в скв. 15 имеются основания говорить о нормальном налегании осадков на базальт" [Шейнманн, 1973].

Другое, столь же неприятное с точки зрения геоисторического анализа обстоятельство связано с тем, что процессы формирования базальтов резко неравномерны во времени и пространстве. По мнению многих исследователей, для развития медленно разрастающихся срединно-океанических хребтов характерно чередование вулканических и тектонических стадий [Зоненшайн, Кузьмин, 1993]. Во время вулканических стадий спрединг сопровождается интенсивной магматической деятельностью, протекающей импульсиво с периодичностью в 5-



Рис. 5. Карты изодинам модуля напряженности аномального магнитного поля над срединноокеаническими хребтами: а - "скрытополосовые" (на самом деле почти мозаичные) аномалии над одним из участков хребта Книповича [Деменицкая и др., 1981]; б -Срединно-Атлантическим аномалии над полосовые хребтом в районе разлома Ошенографер [Phillips et al., переход от осевой зоны к флангам хребта 1975]: возрастанием уровня сопровождается изотропных шумов. Сечение изодинам - 100 нТл.

10 тыс. лет. Тектонические стадии отличаются от вулканических уменьшением частоты или даже полным прекращением извержений. На фоне продолжающегося спрединга это приводит к расчленению уже сформированного вулканического рельефа, возникновению зияющих трещин - гьяров и вертикальных сбросов. В "магнитной памяти" океанской литосферы названные стадии отразятся, очевидно, по-разному. Первым будут соответствовать интервалы достаточно детальной записи инверсий полярности, вторым - пропуски в стандартной последовательности инверсий.

Рассмотренная в предыдущем разделе вертикальная неоднородность магнитоактивного слоя океанской литосферы усугубляет эти затруднения. Ярко выраженной способностью к запоминанию направления намагничивающего палеополя обладают лишь верхние горизонты слоя 2А, сложенные пиллоу-лавами и базальтами из маломощных потоков. Для полнокристаллических порфировых базальтов из мощных потоков и силлов эта способность, вообще говоря, не свойственна. Нередки ситуации, когда даже после чистки переменным магнитным полем стабильное (предположительно первичное) намагниченности направление удаётся обнаружить всего у 50-

60% образцов [Печерский и др., 1979]. Ясно, что флуктуации направлений намагниченности базальтов *in situ* будут еще больше и в итоге могут полностью затушевать инверсионные обращения полярности.

Другим естественным ограничением ресурсов магнитоной памяти пород океанской литосферы является вязкая намагниченность, которую адепты Вайна-Меттьюса считают пренебрежимо малой. Это предположение, несомненно справедливое для пиллоу-лав, вряд ли можно распространять на весь объем магнитоактивного слоя. По данным Б.Смит [Smith, 1984] вязкая намагиченность (J_{rv}) , приобретаемая крупнозернистыми базальтовыми долеритами при температурах 28-63 град. С, достигает трети остаточнойнамагниченности J_n Для долеритовых габбро из скважины 334 характерно соотношение $J_{rv}=0,4J_n$ [Назарова, 1987]. Покскольку образование J_{rv} происходит за счёт разрушения метастабильных компонент первичной намагниченности, естественно ожидать, что в натурных условиях прямая намагниченность должна преобладать над обратной. По-видимому, первой на это обстоятельство обратила Н.Б.Дортман [1981]. Впоследствии асимметрия в интенсивности вторичных изменений прямо и обратно намагниченных пород из "палеоокенических" офиолитовых разрезов Армении была обнаружена экспериментально [Тюленева, Шолпо, 1985; Тюленева, 1988].

Объект идентификации - линейные магнитные аномалии, поэтому следует вновь обратиться к проблеме их надёжного трассирования на фоне изотропных шумов. На хребтах Рейкьянес в Северной Атлантике, Горда и Хуан-де-Фука в Тихом океане и др. уровень изотрпопных шумов сравнительно невелик; для аномального магнитного поля характерна отчётливо выраженная билатеральная симметрия и линейность отдельных аномалий. К сожалению, подобные хребты являются скорее исключением, чем правилом. Обычно линейность и билатеральная симметрия не столь отчётливы. В тех случаях, когда они вообще не выражены, попытки трассирования "магнитных осей" сопряжены с поистине фантастическим сгущением сетки трансформных разломов, отождествляемых с линиями потери корреляции полосовых аномалий. Показательны в этом отношении северо-атлантические хребты Моно и Книповича, на отдельных отрезках которых расстояния между трансформными разломами составляют 7-12 км, т.е. Соизмеримы с характерной шириной самих аномалий, варьирующей в пределах 7-15 км [Карасик, Рождественский, 1977]. Ясно, что магнитные поле на этих хребтах имеют не линейную, а мозаичную структуру (рис. 5а).



Нередко отмечается существенное нарушение линейности при переходе от осевых зон к

флангам срединно-океанических хребтов (рис. 5б) и далее к глубоководным котловинам. Для обширных пространств последних характерна интерференционная картина поля, образуемая аномалиями разных порядков. Линейные составляющие играют здесь подчинённую роль или вовсе отсутствуют. Во всяком случае, их обнаружение и трассирование на современном уровне изученности акваторий отражает не столько реальные факты, сколько желание во чтобы то ни стало "вписаться" В общепринятые модельные представления. К такому выводу приводит анализ материалов магнитных съёмок в западной части Северной Атлантики [Vogt et al., 1971] на Канаро-Багамском геотраверсе [Пылаев и др., 1993]; в зонах сочленения Южно-Атлантического хребта с Ангольской и Бразильской котловинами [Malche, Phillips, 1972; Глебовский и др., 1986], в Западно-Австралийской котловине Индийского океана [Markl, 1974] и многих других регионах.

Рис. 6. Изодинамы модуля напряженности аномального поля, порождаемого цепочкой индуктивно намагниченных призм при нормальном наклонении I = 20°; а - случай широтного простирания цепочки, которая трассируется по максимум-минимум Т без каких-либо сопряжению затруднений; б - случай меридионального простирания Т распадается цепочки: модельная аномалия на изометричные максимумы и минимумы, тяготеющие к торцам намагниченных призм. 1 - плановое положение призм; 2 - сетка секущих маршрутов [Гордин и др., 1986].

В экваториальных и субэк-

ваториальных широтах возможности надёжного трассирования аномалий модуля напряженности геомагнитного поля Т лимитирует, так называемый, эффект избирательной чувствительности этих аномалий к неоднородностям разной ориентации [Гордин, Исаев, 1979; Гордин и др., 1986]. Влияние эффекта иллюстрирует приведённый на рис. 6 модельный пример поля T, порождаемого цепочкой индуктивно намагниченных призм, при нормальном наклонении I = 20 град. Ясно, что в случае ориентации цепочки вдоль магнитного меридиана, попытки её трассирования по магнитным наблюдениям на сетке секущих маршрутов обречены на неудачу самой природой.

Итак, даже в осевых частях срединно-океанических хребтов магнитоактивному слою свойственна не строго линейная, а квазилинейная структура, осложнённая изометрическими неоднородностями (изотропными шумами). По мере удаления от осей роль шумов возрастает и, следовательно, возрастает неоднозначность трассирования полосовых аномалий. Сам факт присутствия в суммарном магнитном поле изотропных компонент предопределяет субъективность интерпретационного процесса: в зависимости от вкусов интерпретатора одна и та же аномалия может быть отнесена как к стандартной инверсионной последовательности, так и к изотропной "тонкой структуре" поля [Гордин, Михайлов, 1982; 1983].



Рис. 7. Изменение морфологии и амплитуды магнитных аномалий в Южной Атлантике в области перехода от Срединно-Атлантического хребта к Ангольской котловине: 1 - графики модуля напряженности аномального поля; 2 - ось Южно-Атлантического хребта; 3 - границы осевой зоны хребта; 4 - внутренняя граница переходной зоны; 5 - внешняя граница переходной зоны. По материалам наблюдений на г/с "Иван Киреев" [Удинцев и др., 1980]

Заключая обсуждение проблем геоисторического анализа магнитаномалий, ных нужно остановиться ещё на одном моменте, а именно, на апелляциях сторонников тектоники плит к впечатляющим совпадениям "независимых" (!) определений возраста литосферы по данным магнитной съёмки глубоководного И бурения. На мой взгляд, они иллюзорны. О какой независимости MOжет ИДТИ речь, если вся технология возрастной идентификации

основана на увязке магнитных профи-

лей со скважинными реперами и устранении возникающих расхождений посредством коррекции датировок и (или) перенумерации аномалий. В условности оценок "магнитного возраста" убеждает сопоставление нижнекайнозойских и мезозойских отрезков аномалийных шкал между собой. Из рис. 7, на котором изображены результаты такого сопоставления, ясно, что коррекции датировок приводят к деформациям стандартной последовательности инверсий: сдвигам, сжатиям и растяжениям шкалы с амплитудами, существенно превосходящими длительность идентичных геомагнитных эпох. Таким образом, уподобляя аномалийную магнитостратиграфическую шкалу "эталонной линейке", приходится признать, что определение магнитного возраста литосферы - это измерение с резиновым эталоном со всеми вытекающими отсюда последствиями.

2. Свидетельства гетерогенности магнитоактивного слоя океанской литосферы

2.1 Предварительные замечания

В исторической перспективе прогрессивное значение гипотезы Вайна-Меттьюса для развития морской магнитометрии несомненно. В своё время она резко стимулировала работы по изучению магнитного поля акваторий. За сравнительно короткие сроки рекогносцировочными магнитными съёмками были охвачены обширные площади, накоплен огромный объем новых экспериментальных данных, главным инструментом обобщения и интерпретации которых стали каноническая полосовая модель и её модификации. Составленные на этой основе Мировые карты осей магнитных аномалий сыграли выдающуюся роль в оперативном решении одной из важнейшех проблем морской геологии - проблемы единообразной пространственно-временной привязки геологических событий и структур.

К сожалению, столь резкая экспансия идей Вайна-Меттьюса способствовала их абсолютизации, утверждению тезиса об универсальности конвейерного механизма формирования магнитоактивного слоя океанской литосферы. В результате уже к концу 70-х гг. сложилось мнение, что "золотой век" морской магнитометрии позади, её проблематика себя исчерпала, а удел дальнейших исследований - детализация и уточнение ранее выявленных закономерностей [Вакье, 1976]. Безальтернативный прогресс, как это часто бывает, обернулся регрессом.

Ниже я попытаюсь хотя бы в самых общих чертах осветить строение магнитоактивного слоя океанской литосферы в пределах её крупнейших морфоструктур: срединно-океанических хребтов, глубоководных котловин и асейсмичных поднятий, обращая внимание на элементы структурной, возможно, структурно-генетической неоднородности носителей источников магнитных аномалий.

2.2 Срединно-океанические хребты

Наиболее упорядоченная и, следовательно, простая картина характерна для рифтогенных срединно-океанических хребтов. Здесь преобладают квазилинейные носители источников, которые ориентированы преимущественно вдоль оси хребта и сосредоточены в пределах базальтового слоя литосферы. Контрастность намагниченности максимальна в осевой зоне, где регистрируется наиболее интенсивная центральная аномалия. По мере удаления от оси контрастность блоков с повышенной (условно прямой) и пониженной (условно обратной) намагниченностью уменьшается. Одновременно возрастает роль изометрических носителей источников, связанных, по всей вероятности, с различиями в условиях кристаллизации базальтов и процессами низкотемпературного однофазного окисления титаномагнетиков.

Отмеченные закономерности типичны, но не абсолютны. Так, например, в районе тройного сочленения рифтогенных хребтов в Индийском океане центральные аномалии практически отсутствует, тогда как сопряжённые с ними аномалии 2 и 2а прослеживаются вполне надёжно [Tarscott et al., 1980]. В окрестностях о-ва Вознесения простирание полосовых магнитных аномалий и грядовых форм рельефа не совпадают друг с другом, что трактуется как проявление вторичных деформаций [Van Andel et al., 1973]. Не исключено, что здесь, как и во многих других районах, образование контрастно намагниченных блоков обусловлено не инверсиями полярности геомагнитного поля, а чередованием зон сжатия и растяжения, предопределяющим зональность низкотемпературных вторичных изменений базальтов. Косвенным подтверждением этой точки зрения могут служить уже упоминавшиеся данные по асимметрии вторичных изменений в прямо и обратно намагниченных толщах офиолитов Армении [Тюленева, Шолпо, 1985; Тюленева, 1988].

Широкое распространение изометрических источников вблизи осей спрединга, по мнению адептов тектоники плит [Johnson, Merrill, 1978; Карасик, 1981 и др.], характерно для медленно разрастающихся рифтогенных хребтов. Имеются однако основания предполагать, что это фе-

номен связан не только со скоростью спрединга, но и с неоднородностями, обусловленными сдвиговыми компонентами напряжений, внутриплитными надвигами, различиями в глубинности магматических очагов и другими индивидуальными особенностями строения и развития дна океана [Удинцев и др., 1980; 1985]. По всей вероятности, именно этими причинами обусловлены вариации интенсивности намагниченности блоков полосовой модели на разных пересечениях, Срединно-Атлантического хребта, в 2-3 раза превосходящие средние значения намагниченности [Гордин и др., 1987; Меркурьев и др., 2000].

Специального обсуждения заслуживает значимое увеличение радиусов автокорреляции и амплитуд магнитных аномалий на флангах срединно-океанических хреботов. По-видимому, впервые это эффект был обнаружен в Индийском океане на траверсе Бомбей – Сейшельские о-ва [Matthews, Loncarevic, 1963]. Последующие исследования показали, что он свойственен и другим акваториям. В западной части Южной Атлантики, например, увеличение амплитуд магнитных аномалий наблюдается на расстоянии на расстоянии 200-400 км от гребня Срединно-Атлантического хребта, где выделяется "переходная зона"(рис. 7) с резко расчленённой структурой акустического фундамента [Удинцев и др., 1980]. По оценкам А.М.Городницкого с соавторами [1994] увеличение амплитуд аномалий приурочено к временным рубежам 20-25 млн. лет в Атлантическом и Индийском океанах и 30 млн. лет в Тихом океане.

Природа рассматриваемого явления уже в течение двух десятилетий остаётся предметом оживлённой дискуссии. Высказывавшееся некоторыми исследователями тривиальное предположение о высокой интенсивности намагничивающего поля в позднем олигоцене (24-30 млн. лет назад) оказалось несостоятельным. Судя по результатам определений палеонапряженности магнитного поля на обожжённых контактах [Солодовников, 1997], верхнеолигоцновый магнитный момент Земли был примерно вдвое меньше современного.

Не менее проблематично предположение о связи источников высокоамплитудных аномалий с повышением содержания железа и титана в базальтах, слагающих фундамент глубоководных котловин. Последние по геохимическим признакам идентичны базальтам, лежащим в основании рифтогенных хребтов и в совокупности образуют особую формацию "океанических траппов" [Щека, Куренцова, 1981; Удинцев и др., 1985]. Ясно, что приуроченность высокоамплитудных аномалий к подножьям хребтов и их отсутствие в осевых зонах эта гипотеза объяснить не в состоянии.

В некотором отношении более перспективной долгое время казалась гипотеза, выдвинутая У.Блейлом и Н.Петерсеном [Bleil, Petersen,1983]. Предметом их исследования был процесс низкотемпературного окисления титаномагнетита Fe_2,27 Ti_0,58 Al_0,07 Mg_0,06 Mn_0,06 с кристаллической решёткой, состоящей из двух подрешёток: октаэдрической и тетраэдрической. Было показано, что для начальной стадии окисления свойственно образование вакансий в узлах октаэдрической решётки, приводящее к спонтанному уменьшению магнитного момента кристаллов от 0,61 M_b при z = 0 до 0,01 M_b при z = 0,6 (M_b - магнетон Бора, z - па-раметр окисления). Дальнейшее окисление (z > 0,6), по мнению Блейла и Петерсена, могло протекать по альтернативному сценарию образования вакансий в узлах тетраэдрической решётки) и сопровождаться увеличением магнитного момента кристаллов до 0,85 M b.

Судя по прикидочным расчётам, гипотеза Блейла-Петерсена в состоянии объяснить возрастание амплитуд магнитных аномалий на флангах рифтогенных хребтов с единственной, но существенной оговоркой: исследованный титаномагнетит был синтетическим. По свидетельству Д.М.Печерского [устное сообщ.], в природных титаномагнетиках, входящих в состав океанских базальтов, эффект изменения сценария низкотемпературного окисления пока не обнаружен. Отметим кстати, что продолжение разрушения октаэдрической решётки при z >0,6 будет приводить к инверсии направления намагниченности, т. е. к эффекту, сходному с экспериментально обнаруженным в работах [Тюленева, Шолпо, 1985; Тюленева, 1988].

В последние годы наибольшую популярность приобрела гипотеза серпентинизации, в первые выдвинутая для объяснения возрастания амплитуд магнитных аномалий на флангах Аравийско-Индийского хребта [Назарова, Шрейдер, 1981] и обоснованная в работах [Каракин и др., 1982; Лобковский, 1988]. Суть гипотезы состоит в следующем: на флангах рифтогенных хребтов в область пересечения изотерм 350-400 С с подошвой коры проникает океанская вода и здесь в диапазоне давлений Р = 150-260 МПа возникают условия, благоприятные для серпентинизации перидотитов, сопровождающейся образованием зёрен магнетита за счёт разложения оливина. Этот процесс приводит к наращиванию мощности коры, возрастанию магнитной восприимчивости и намагниченности её нижних новообразованных горизонтов [Назарова, 1985; Назарова, Городницкий, 1991; Гордин, Городницкий, 1994; Городницкий, 1998 и др.].

Если серпентениты действительно являются источниками высокоамплитудных магнитных аномалий, то становится понятным увеличение не только их интенсивности, но и радиусов автокорреляции, свидетельствующее о существенно большей ширине фронтов серпентинизации по сравнению с размерами зон внедрения базальтов в осевых частях рифтогенных хребтов. Одновременно находит объяснение фрагментарность полосовой структуры поля в переходных зонах, которая может быть связана с нелинейным (ячеистым) характером процесса серпентинизации.

Основные затруднения возникают при геоисторическом анализе высокоамплитудных аномалий. Дело даже не в высказанных в работе [Нгуен Тхи Ким Тхоа, Печерский, 1989] и вполне обоснованных соображениях относительно длительности процесса серпентинизации, сокращающей ресурсы "магнитной памяти" серпентинитов, а в пространственно-временной привязке самого этого явления. Допустим, что намагниченность серпентинитов приобретается мгновенно и наследует полярность геомагнитного поля, свойственную эпохе их образова-



Рис. 8. Расщепление стандартной последовательности полосовых аномалий на базальтовую и серпентинитовую подпоследовательности. Аналогами центральной в серпентинитовой подпоследовательности являются аномалии, образующиеся на флангах хребтов в областях пересечения подошвы коры с изотермами 350-400 С. [Гордин, Михайлов, 1983].

и результатов возрастной идентификации высокоамплитудных аномалий. Осуществить такую ревизию в рамках традиционных модификаций кинематической модели невозможно: необходимо учитывать динамические факторы, прежде всего, изменчивость теплового режима рифтогенеза, регламентирующего положение фронтов серпентинизации и их подвижность в пространстве и времени. Фактически это констатация несовершенства универсальной кинематической модели, потребности в замене её динамическими моделями, которые, в отличие кинематической, в каждом конкретном случае должны конструироваться индивидуально.

ния. Тогда, современной эпохе будут отвечать современные позиции фронтов серпентинизации на флангах хребтов, а соответствующие аномалии должны, очевидно, трактоваться как аналоги центральной. Действие конвейерного механизма приведет к перемещению плит сквозь эти фронты, т.е. к расщеплению стандартной последовательности магнитных аномалий на две смещенные относительно друг друга подпоследовательности: "базальтовую" и "серпентинитовую". Схематически описанный процесс изображен на рис. 8. Итак, гипотеза серепентинизации удовлетворительно объясняет морфологические особенности аномального магнитного поля над флангами рифтогенных хребтов, но требует радикальной ревизии методики

2.3 Глубоководные котловины и асейсмические поднятия

Большой сложностью и разнообразием отличается строение магнитоактивного слоя центральных частей глубтководных котловин.Наряду с практически безаномальными, так называемыми, "зонами спокойного поля", здесь нередко картируются аномальные зоны, отражающие влияние различных системам источников, обособленными как в плане, так и по глубине. Упорядоченность в строении этих систем проявляется только локально, вследствие чего для обширных пространств глубоководных котловин свойственная мозаичная картина магнитных аномалий, сходная с наблюдаемой над континентальными траппами.

По частотному составу аномалии над глубоководными котловинами разделяются на коротковолновые с радиусами автокорреляции 20-25 км и средневолновые с радиусами корреляции порядка 40-60 км. Первые, вероятно, обусловлены внутриплитным вулканизмом и вторичной дифференциацией магнитных свойств платобазальтов, слагающих фундамент котловин; вторые – подбазальтовыми источниками: либо телами серпентинизированных габброгипербазитов, либо реликтами континентальной литосферы.

Особый интерес вызывают системы квазилинейных носителей источников, образующие линейно-упорядоченные структуры, которым отвечают системы "мезозойских" магнитных аномалий. Характерные черты последних: отсутствие каких-либо признаков симметрии и пространственная разобщённость между собой и со структурами современных рифтогенных хребтов.

В основе разнообразных вариантов интерпретации мезозойских аномалий по Вайну-Меттьюсу лежат ответственные предположения о многократных перестройках в работе плитотектонического конвейера, изменении ориентации и перескоках осей спрединга, возникновении и внезапном отмирании зон субдукции и т.п. Все это приводит к представлениям о фантастически сложной динамике мантийной конвекции, трактуемой как основной движущий механизм тектоники плит, наделяет этот механизм физически нереализуемыми свойствами [Гордин, 1990].

Характерное время перестройки мантийных конвективных ячеек обычно оценивается в 10 млн. лет. В истории раскрытия Индийского океана, например, различные авторы предполагают до 4-5 перестроек [Johnson, et al., 1976; Шрейдер, 1989; 1990 и др.]. Следовательно, на них приходится примерно треть времени раскрытия, что вступает в прямое противоречие с возрастной идентификацией мезозойских аномалий.

Обратим внимание ещё на одно обстоятельство. Большинство систем мезозойских аномалий приурочено к периферическим частям глубоководных котловин, где многие исследователи вслед за В.В.Белоусовым [1968, 1973] усматривают крупномасштабные проявления процессов деструкции и океанизации окраин континентов [Talwani, Eldholm, 1973; Удинцев и др., 1980; Пущаровский, 1980 и др.]. Вполне возможно поэтому, что в мезозойских аномалиях зафиксированы следы континентальных палеорифтов, отделявших погружающиеся блоки от массива континентальной коры.

Свидетельством тесной взаимосвязи континентального и океанского рифтогенеза могут служить материалы аэромагнитной съёмки в западной части Аденского залива, заливе Таджура и южной части Афарского треугольника [Courtillot et al., 1980]. Благодаря ей установлено, что полосовые магнитные аномалии Аденского залива без потери корреляции пересекают границу океан-континент и затем, смещаясь по субмеридиональным разломам, сочленяются с полосовыми аномалиями над южным ограничением Афара.

Если считать рифты Афара аналогами срединно-океанических хребтов, находящихся на предокеанической стадии развития, то придётся признать факт формирования источников полосовых аномалий в доспрединговую эпоху, т.е. полностью отказаться от идейного содержания гипотезы Вайна-Меттьюса. Петрохимические данные однако указывают на более зрелую (постокеаническую) стадию развития этих рифтов. По мнению авторов работы [Разваляев,Поникаров, 1980], они являют собой пример современной рифтогенной деструкции континентальной литосферы, типичный не только для обсуждаемого региона, но и для

большинства внутренних морей и пассивных континентальных окраин. В рамках этой гипотезы аналогия между полосовыми аномалиями ограничений Афара и мезозойскими аномалиями в периферических частях глубоководных котловин выглядит вполне естественно.

Наиболее рельефно неоднородность магнитоактивного слоя проявляется в пределах асейсмичных поднятий и хребтов – сводовых или горстовых поднятий океанского дна, осложнённых вулканическими постройками. Характерную для них интерференционную картину аномального магнитного поля можно трактовать как свидетельство рассредоточенности источников в широком диапазоне глубин. На расположенной в экваториальной Атлантике возвышенности Сьерра-Леоне удаётся, например, выделить аномалии трёх существенно различных типов: а) неупорядоченные локальные возмущения, связанные с латеральными вариациями намагниченности базальтовых покровов; б) цепочки и кольца высокоамплитудных аномалий, которые тяготеют к подводным вулканам (кальдеррам) или контролируют тектонические разрывы; в) средневолновые изометрические аномалии, вызываемые глубинными источниками [Гордин, 1985].

Перечисленные особенности уже отмечались при анализе морфологии магнитных аномалий глубоководных котловин. Однако в данном случае их отличает гораздо большая контрастность, локализация на ограниченных участках акватории. Главное же отличие состоит в том, что в структуре магнитоактивного слоя асейсмичных поднятий и хребтов практически отсутствуют упорядоченные системы источников поля, порождающие "мезозойские" магнитные аномалии. Антагонизм этих элементов наглядно иллюстрирует обстановка в Индийском океане, где оси линейных аномалий срезаются подножьями склонов поднятий Кергелен, Мадагаскарского, Маскаренского, Восточно-Индийского и Западно-Австралийского хребтов точно так же, как они срезаются подножьями континентальных склонов Австралии, Африки и Мадагаскара.

В то же время предписанный тектоникой плит антагонизм линейных аномалий и зон субдукции соблюдается далеко не всегда. По-видимому, первыми на это обратили авторы работы [Ueda et al., 1967], установившие, что в районе о-ва Хоккакйдо оси линейных аномалий пересекают Японский глубоководных желоб, выходя на его тыловой склон. О пересечении мезозойскими линейными аномалиями северной части Курило-Камчатского и западной части Алеутского глубоководных желобов сообщается в работе [Кочергин и др., 1980].

2.4. Обобщённая модель магнитоактивного слоя

С точки зрения адептов неомобилизма изложенное выше, разумеется, можно трактовать как тенденциозное толкование единичных фактов, не укладывающихся в прокрустово ложе концепции тектоники плит, и игнорирование многочисленных подтверждений этой концепции. Хотя, как следует из эпиграфа, пристрастность в проверке интерпретационных гипотез вполне оправдана, обвинений в субъективизме автору не избежать.

"Повинны" в этом, как мне кажется, методологические установки современной геофизики и, прежде всего, принцип модельности, подменящий обсуждение реальных особенностей строения магнитоактивного слоя океанской литосферы обсуждением умозрительных модельных представлений. Таковы издержки преобладания идеологии над фактологией, для преодоления которых необходимо обращение к идеологически нейтральным интерпретационным моделям, никак не связанным с геотектоническими воззрениями.

Требованиям идеологической нейтральности удовлетворяет стохастическая (пуссонова) модель источников аномального магнитного поля, предложенная И.Г.Золотовым [1985, 1986]. Это модель субгоризонтального пласта, заполненного множеством случайно намагниченных диполей. Магнитные моменты диполей подчиняются нормальному распределению, их направления - распределению Фишера, а пространственные координаты диполей - распределению Пуассона. Далее для краткости пуассонова модель обозначается аббревиатурой ПМ.

Параметризация ПМ основана на анализе корреляционно-спектральных характеристик или кумулянт распределения ординат аномального магнитного поля и сводится к определения эффективной мощности пласта и, так называемого, каппа-фактора - интегрального показателя контрастности и концентрации случайных диполей в пределах трапеций заданных размеров. Технологические аспекты определения этих величин рассмотрены в монографии [Гордин,Золотов, 1989].

Первым и пока единственным примером применения ПМ служат интерпретации дисперсий аномального магнитного поля на акватории Индийского океана. Исходная карта дисперсий была составлена А.А.Шрейдером [Шрейдер, 1989]. Моделирование производилось в пределах трапеций 5 х 5 град. в режиме последовательного согласования модельных оценок дисперсий с экспериментальными. Степень согласия контролировалась на основании F-критерия с уровнем значимости q = 1% [Гордин и др., 1992; Гордин, 1994].

Анализ карты мощности модельного магнитоактивного слоя Индийского океана (рис. 9) показывает, что рифтогенные хребты почти на всем своём протяжении оконтуриваются пунктирными изопахитами d = 0,5-1,0 км. В районе тройного сочленения хребтов они образуют



слоя в Индийском океане (км). Штриховкой показаны области с минимальной мощностью d < 0,5 км. Вблизи континентальных окраин она возрастает до 18-20 км [Гордин, 1994].

Рис. 9. Изменчивость мощности модельного магнитоактивного

изометричный минимум d = 0,5 км, очертания которого близки к контуру крупнейшей мантийной структуры Индийского океана -Центрально-Индо-

океанского мегасвода [Малушина, 1987]. Сокращённые мощности магнитоактивного слоя характерны также для асейсмичных поднятий: Мадагаскарского и Маскаренского хребтов и плато Кергелен. В тоже время Западно-Австралийский хребет, судя по результатам моделирования, обладает намагниченным корнем мошностью порядка 10 км.

Переход от флангов рифтогенных хребтов к глубоководным котловинам, как правило, сопровождается резким возрастанием мощности модельного слоя до 2-3 км. В центральных частях котловин она составляет 5-6 км, а по мере

приближения к окраинам континентов достигает 10-15 км, т. е. становится соизмеримой с суммарной мощностью океанской коры. Исключение составляют две котловины: Кокосовая (d < 2,5 км) и, особенно, Южно-Австралийская, скорее всего, не являющаяся самостоятельной морфоструктурой, а представляющая собой погруженное северное крыло Австрало-Антарктического поднятия, где редуцирован третий слой коры - базальты налегают непосредственно на коро-мантийную смесь [Konig, Talwani, 1987].

Отмеченные выше различия в строении магнитоактивного слоя рифтогенных хребтов, асейсмичных поднятий и глубоководных котловин отчётливо проявляются не только в рисунке изопахит, но и в особенностях распределения каппа-фактора и его связи с рельефом дна (рис. 10). Изолиния "нормального" значения к = 1,0 на большей части акватории отвечает гра-



Рис. 10. Изменчивость каппа-фактора в модельном магнитоактивном слое литосферы Индийского океана. Штриховкой показаны области с минимальным каппа-фактором (к < 0,75). Максимумы каппа-фактора приурочены к центральным частям глубоководных котловин [Гордин, 1994].

ницам между положительными и отрицательными морфоструктурами дна.

Обширные области дефицита концентрации магнитных неоднородностей и (или) их малая контрастность (к < 0,75) характерны для осевых зон района тройного сочленения рифтогенных хребтов и Австрало-Антарктического поднятия (включая Южно-Австралийскую котловину). Аналогичные но более локальные минимумы каппа-фактора приурочены к Аравийско-Индийскому, Macкаренскому и южной части Восточно-Индийского хребтов, а также к плато Кергелен.

Относительно более высокие значения к = 1,0-1,1 свойственны континентальным окраинам Австралии, Восточной Африки и Мадагаскара и району Зндского глубоководного желоба. По существу они образуют некий мо-

дальный уровень, на фоне которого фиксируются максимуму каппа-фактора, отвечающие крупнейшим глубоководным котловинам. Рекордное значение $\kappa = 4,5$ зарегистрировано в Бенгальском заливе к югу от устья Ганга. В аномальной Кокосовой котловине, где, по мнению некоторых авторов, зарождается новый центр спрединга - $\kappa < 1,0$.

Результаты моделирования итожит билогарифмическая зависимость между каппа-фактора от мощностью магнитоактивного слоя (рис. 11), наглядно демонстрирующая магнитную гетерогенность разных морфоструктур. В левом нижнем квадранте сосредоточены точки (трапеции), относящиеся к рифтогенным хребтам и аномальным Южно-Австралийской и Кокосовой котловинам; в правом верхнем квадранте - точки , относящиеся к остальным глубоководным котловинам и Бенгальскому заливу. В целом они образуют слабо выраженный тренд, свидетельствующий о систематическом нарастании мощности, концентрации и контрастности магнитных неоднородностей.Складывается впечатление, что этот процесс происходит не сверху (излияния базальтов), а снизу (перекристаллизация габбро и серпентинизация гипер-





базитов).

В обособленную группу объединяются окраинно-континентальные точки, которые тяготеют к оси абсцисс - области нормальных значений каппа-фактора при широком разбросе оценок мощности магнитоактивного слоя. Последнее обстоятельство, на взгляд автора, можно интерпретировать, как свидетельство протоконтинентальной природы коры окраин континентов, глубоко переработанной процессами деструкции.

Что касается асейсмичных поднятий и хребтов, то отвечающие им точки не образуют обособленной группы. Одни размещаются в

квадранте рифтогенных хребтов, другие - вблизи оси абсцисс, т. е. по своим магнитным характеристикам сопоставимы с окраинами континентов.

Таким образом, из результатов обобщённого моделирования следует, что природа магнитоактивного слоя Индийского океана гетерогенна, многие особенности его строения не отвечают канонам гипотезы Вайна-Меттюса. Усреднённая в трапециях 5 х 5 град. контрастность и концентрация источников магнетизма растёт в направлении от рифтогенных хребтов к глубоководным котловинам. Предположение о доминирующей роли термоостаточной намагниченности базальтов не подтверждается, на обширных пространствах котловин, скорее всего, преобладает химическая намагниченность серпентинитов из нижних горизонтов коры. Резкие отличия окраин континентов от остальных частей акватории противоречат представлениям об их "раннерифтовом" происхождении. Гипотеза деструкции континентальной коры выглядит более реалистичной.

2.5. Региональные магнитные аномалии и проблема глубинных источников

Лет 30-40 назад, в эпоху экспансии идей Вайна-Меттьюса как-то забывалось, что в представлениях о морфологии аномального магнитного поля акваторий имелись существенные пробелы. Методические особенности морских магнитных съёмок тех лет не позволяли надёжно картировать длинноволновые магнитные аномалии с радиусами автокорреляции в первые сотни и более километров. По-видимому, первым на реальность их существования обратил внимание А.М.Карасик [1976]. Впоследствии было высказано предположение, что характерные размеры этих аномалий, образующих поле относимости для локальных возмущений, увеличиваются в направлении от рифтогенных хребтов к окраинам континентов [Колесова, Петрова, 1981].

Положение начало изменяться после проведения спутниковых измерений модуля напряжённости геомагнитного поля на ИСЗ Космос-49 [Benkova et al., 1973], POGO-2,4,6 [Regan et al.,1975] и радикально изменилось после компонентной съёмки на ИСЗ MAGSAT [Langel et al., 1982]. Длинноволновые магнитные аномалии стали предметом систематических

исследований и уже к началу 90-х гг. число публикаций, посвящённых их интерпретации, достигло 209 [Langel et al., 1991]. Тем не менее общепринятых представлений о природе источников длинноволновых аномалий так и не не сложилось.

Причины затруднений можно иллюстрировать на примере интерпретации данных MAGSAT над хребтом Брокен [Johnson, 1985]. Источник *Т*-аномалии моделировался призматическим вязко намагниченным телом в трёх вариантах: TOPO, MID и AIRY. В первом варианте модельная призма воспроизводила рельеф хребта, а расчётная намагниченность оказалась фантастически большой и составила 40 А/м. В варианте MID к модели ТОРО присоединялась подстилающая прямоугольная призма с вертикальной мощностью в 12 км, соответствующей стандартной мощности океанской коры. Расчетная намагниченность при этом уменьшилась до 16 А/м, оставаясь все же нереалистически высокой. Наконец в варианте АІКУ к модели MID добавлялся изостатический корень - "антихребет" с суммарной вертикальной мощностью порядка 20 км и средней намагниченностью J = 6 А/м. По мнению Б.Д Джонсона [Johnson, 1985] эта величина, в отличие от вышеприведённых, вполне приемлема. Ясно однако, что по сравнению с обобщёнными разрезами, изображёнными на рис. 3, она по крайней мере в 2-3 раза превосходит среднюю намагниченность океанской литосферы. К аналогичной избыточности расчётных значений J над петромагнитными оценками приводит интерпретация данных MAGSAT над хребтом Лорд-Хау [Frey, 1985], в районе Гавайских островов [Harisson et al., 1986] и в других регионах.

К столь же нереалистично высокой оценке расчетной намагниченности привела интерпретация аномалий MAGSAT в Северной Атлантике [La Brecque, Raymond, 1985]. Источники аппроксимировались двумя симметричными относительно оси Срединно-Атлантического хребта пластинами, которые отождествлялись с верхнемеловыми зонами спокойного поля. Заметим, кстати, что Северная Атлантика - единственная акватория, где морфология длинноволновых аномалий отвечает представлениям о формировании магнитоактивного слоя по Вайну-Меттьюсу.

Оценки избыточной намагниченности коры, полученные при интерпретации спутниковых аномалий над хребтами Альфа-Менделеева в Северном Ледовитом океане, Китовым в Атлантике, Западно-Австралийским в Индийском океане, Лорд-Хау и районом Гавайских островов в Тихом океане, варьируют в пределах 3-6 А/м [Mayhew et al., 1985; Frey, 1985; Harrison et al., 1986]. Сравнивая эти оценки с данным из табл.1., приходится констатировать, что намагниченность океанской коры должна быть существенно выше, чем это предполагается.

Нерешённые проблемы

Таким образом, тезис об исчерпанности проблематики морской магнитометрии вряд ли можно считать состоятельным. Уровень наших знаний о структуре аномального магнитного поля и петромагнитных характеристиках океанской литосферы не так велик, как это нередко прокламируется.

Магнитостратиграфическое датирование возраста литосферы - это всего лишь приём экстраполяции реперных определений возраста по номерам аномалий. К нему, как и к любому другому приёму косвенной экстраполяции, следует относиться с разумным скептицизмом.

Выводы

1. Четвертьвековая дискуссия по поводу гипотезы и модели Вайна-Меттьюса не привела к обоюдоприемлемым решениям, но несомненно способствовала сближению позиций сторон. Противникам неомобилизма, в том числе и автору, пришлось признать, что примитивный конвейерный механизм далеко не исчерпывает изобразительных возможностей модели Вайна-Меттюса. Воплощённые в её разнообразных модификациях представления о миграции и продвижении осей спрединга, чередовании вулканических и тектонических стадий и т.п. эф-фективно устраняют противоречия между модельными представлениями и эксперименталь-

ными данными в осевых зонах большинства рифтогенных хребтов. Исключения единичны, но по мере удаления от осей спрединга их число быстро растёт и, следовательно, растут сомнения в корректности применения гипотезы Вайна-Меттьюса. Прежде всего это относится к пространственно разобщённых с хребтами системам мезозойских линейных аномалий.

2. Для адептов тектоники плит стало ясно, что романтические надежды на однозначное и единообразное геоисторическое истолкование аномального магнитного поля океанов лишены оснований. Расположенные в третьем слое коры серпентинитовые источники, по мнению многих исследователей, не обладают ресурсами "магнитной памяти", палеомагнитная стратификация порождаемых ими магнитных аномалий лишена рациональных оснований. Сама структура полосовой модели предопределяет существование неинтерпретируемой намагниченности-аннигилятора, а возможности трассирования осей аномалий в субэкваториальных широтах ограничивает эффект избирательной чувствительности скалярного магнитного пол к неоднородностям разной ориентации.

3. Наиболее важным результатом развития идей Вайна-Меттьюса несомненно стало составление Мировых карт осей идентифицированных магнитных аномалий, создание основы для решения ключевой проблемы морской геологии - единообразной пространственно-временной привязки геологических событий и структур. Не умаляя этого выдающегося достижения, нужно ещё раз подчеркнуть, что значение номеров идентифицированных магнитных аномалий для определения "магнитного" возраста океанской литосферы не столь велико, как это кажется на первый взгляд. По существу, им отводится роль косвенного признака, с помощью которого реперные оценки возрастов экстраполируются в районы, не освещённые глубоководным бурением.

4. Тезис об исчерпанности проблематики морской магнитометрии не состоятелен.

Автор благодарен О.А.Курихиной за помощь в подготовке статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1.АУМЕНТО Ф., 1977. Сложность океанического слоя 2 по данным глубоководного бурения // Основные проблемы рифтогенеза. - Новосибирск: Наука. - С. 162-167.

2.БЕЛОУСОВ В.В., 1968. Земная кора и верхняя мантия океанов. - М.: Наука. - 255 с.

3.БЕЛОУСОВ В.В., 1973. Тектоносфера Земли: идеи и действительность // Проблемы глобальной тектоники. - М.: Наука. - С. 60-99.

4.ВАКЬЕ В., 1976. Геомагнетизм в морской геологии. - Л.: Недра.- 191 с.

5.ВАЛЯШКО Г.М., 1981. Методика интерпретации результатов магнитных съёмок в океане // Магнитные аномалии океанов и новая глобальная тектоника. - М.: Наука. - С. 60-86.

6.ВАЛЯШКО Г.М., ГОРОДНИЦКИЙ А.М., ЛУКЬЯНОВ С.В., ПОПОВ Э.Н., 1994. Зоны срединноокеанических хребтов и глубоководные котловины // Петромагнитная модель литосферы. - Киев: Наукова Думка. - С. 55-82.

7. ГЛЕБОВСКИЙ В.Ю., КАМИНСКИЙ В.Д., ОСИПОВ В.А., 1986. Структура аномального магнитного поля в пространстве от Срединного хребта до Ангольского шельфа // Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта. - Л.: ПГО Севморгеология. - С. 70-80.

8. ГОРДИН В.М., ГОРШКОВА Л.К., МИХАЙЛОВ В.О., СТРАХОВ В.Н., 1981. Обратные задачи морской магнитометрии // Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии на акваториях морей и океанов электромагнитными методами. М.: ИЗМИР АН СССР. - С. 53-67.

9. ГОРДИН В.М., МИХАЙЛОВ В.О., 1982. Трассирование линейных магнитных аномалий на акватории Мирового океана // Экспресс-информ. ВИЭМС. Сер. Морская геол. и геофиз. N 3. - М.: ВИЭМС. - С. 12-19.

10.ГОРДИН В.М., 1983. Об определении возраста второго слоя океанической литосферы по магнитным аномалиям // Бюлл. МОИП. Отд. геол. - Т. 58. - Вып. 2. - С. 3-15.

11.ГОРДИН В.М., МИХАЙЛОВ В.О., 1983. Интерпретационная модель Вайна-Меттьюса и ее применение в морской магнитометрии (методологические и методические аспекты) // Геологическое истолкование потенциальных полей. - Киев: Наукова Думка. - С. 75-84.

12.ГОРДИН В.М., 1985. Комплексная интерпретация данных. Возвышенность Сьерра-Леоне // Геофизические характеристики земной коры Атлантического океана / Под ред. И.С.Грамберга. - Л.: Недра. - С. 168-176.

13. ГОРДИН В.М., РОЗЕ Е.Н., УГЛОВ Б.Д., 1986. Морская магнитометрия. - М.: Недра. - 231 с.

14. ГОРДИН В.М., МИХАЙЛОВ В.О., ТРЕБИНА Е.С., 1987. Методика и результаты интерпретации магнитных аномалий в центральной части Южной Атлантики // Изв. АН СССР. Физика Земли. - N 7. - С. 69-83.

15. ГОРДИН В.М., ТРЕБИНА Е.С., 1987. Длинноволновые магнитные аномалии на акватории Мирового океана // Тез. докл. 3 съезда сов. океанологов. Секция: Геология, геофизика и геохимия океана. - Л.: Гидрометеоиздат. - С. 63-64.

16. ГОРДИН В.М., 1989. Магнитное поле океанов и гипотеза Вайна-Меттьюса // Геодинамические исследования. Вып. 13. - М.: Наука. - С. 129-158.

17.ГОРДИН В.М., ЗОЛОТОВ И.Г., 1989. Моделирование магнитоактивного слоя океанической литосферы (Теоретические и методические аспекты). - М.: ИФЗ АН СССР. - 181 с.

18. ГОРДИН В.М., 1990. Линейные магнитные аномалии океанов и геодинамика // Геодинамика и развитие тектоносферы. - М.: Изд-во МГУ. - С. 11-12. 19. ГОРДИН В.М., ГРУШИНСКИЙ А.Н., МАЛУШИНА Н.И., 1992. Геофизические характеристики земной

19. ГОРДИН В.М., ГРУШИНСКИЙ А.Н., МАЛУШИНА Н.И., 1992. Геофизические характеристики земной коры и верхней мантии Индийского океана // Обзор ВИЭМС. Сер. Развед. геофиз. - М.: МГП Геоинформмарк. - 61 с.

20. ГОРДИН В.М., НАЗАРОВА Е.А., ПОПОВ К.В., 1993. Обобщенная петромагнитная модель океанской литосферы // Океанология. - Т. 33. - N 1. - С. 139-143.

21. ГОРДИН В.М., 1994. Обобщённая модель магнитоактивного слоя (на примере Индийского океана) // Петромагнитная модель литосферы. - Киев: Наукова Думка. - С. 94-103.

22. ГОРДИН В.М., ГОРОДНИЦКИЙ А.М., 1995. Обобщенная петромагнитная модель океанической литосферы // Петромагнитная модель литосферы. - Киев: Наукова Думка. - С. 103-106.

23. ДЕМЕНИЦКАЯ Р.М., ИВАНОВ С.С., ЛИТВИНОВ Э.М., 1981. Естественные физические поля океана. - Л.: Недра. - 271 с.

24. ДИКОВ И., 1861. Магнитные наблюдения в Черном море в 1859 и 1860 г. // Морской сб. - Вып. 3.

25.ДОРТМАН Н.Б., 1981. К вопросу о петрофизическим обосновании интерпретации полосовых магнитных аномалий // Тр. Ленингр. Общ-ва естествоиспыт. - Вып. 2. - С. 90-96.

26. ЗОЛОТОВ И.Г., 1985. Стохастические свойства магнитного и гравитационного полей горизонтального слоя пуассоновских случайных источников. 1. Кумулянты распределения ординат полей // Геомагнетизм и аэрономия. - Т. 25. - N 6. - С. 986-989.

27.3ОЛОТОВ И.Г., 1986. Стохастические свойства магнитного и гравитационного полей горизонтального слоя пуассоновских случайных источников. 2. Корреляционная теория // Геомагнетизм и аэрономия. - Т. 26. - N 2. - С. 307-312.

28. ЗОНЕНШАЙН Л.П., КУЗЬМИН М.И., 1993. Палеогеодинамика. - М.: Наука. - 192 с.

29.ИБН СИНА, 1987. Даниш-Наме (Книга знаний). - Душанбе: Тадж.гос. изд-во. - 286 с.

30. ИВАНЕНКО А.Н., 1993. Решение обратных задач морской магнитометрии методом обобщённой линейной инверсии // Магнитное поле океана. - М.: Наука. - С. 56-68.

31.ИВАНОВ М.М., 1963. Некоторые вопросы строения дна Атлантического и Индийского океанов по магнитным данным // Геомагнетизм и аэрономия. - Т. 3. - N 1. - С. 127-139.

32.ИВАНОВ М.М., 1966. Магнитная съёмка океанов. - М.: Наука. -183 с.

33 КАРАКИН А.В., ЛОБКОВСКИЙ Л.И., НИКОЛАЕВСКИЙ В.Н., 1982. Образование серпентинитового слоя океанической коры и некоторые геолого-геофизические явления // Докл. АН СССР. - Т. 265. - N 3. - С. 572-576.

34. КАРАСИК А.М., 1971. Магнитные аномалии и гипотеза разрастания океанического дна // Геотектоника. - N 2. - C. 3-19.

35. КАРАСИК А.М., 1976. Проблемы региональных магнитных аномалий океанов // Магнитные аномалии земных глубин. - Киев: Наукова Думка. - С. 170-185.

36. КАРАСИК А.М., РОЖДЕСТВЕНСКИЙ С.С., 1977. Структура оси океанического рифтогенеза и закономерности ее формирования (на примере Северо-Атлантического мегабасейна) // Основные проблемы рифтогенеза. - Новосибирск: Наука. - С. 165-175.

37. КАРАСИК А.М., 1979. Геоисторический анализ океанического магнитного поля // Геофизические методы исследования Мирового океана. Л.: НИИГА. - С. 31-43.

38.КАРАСИК А.М., 1981. Некоторые особенности геоисторического анализа аномального магнитного поля в условиях медленного разрастания океанического дна (на примере Евразийского бассейна Сеаверного Ледовитого океана) // Магнитные аномалии океанов и новая глобальная тектоника. - М.: Наука. - С. 162-174.

39.КОЛЕСОВА В.И., ПЕТРОВА А.А., 1981. Выделение уровней относимости геомагнитного поля Мирового океана // Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии на акваториях морей и океанов электромагнитными методами / Под ред. М.С.Жданова. - М.: ИЗ-МИР АН СССР. - С. 172-177.

40.КОЧЕРГИН Е.В., ПАВЛОВ Ю.Н., СЕРГЕЕВ К.Ф., 1980. Геомагнитные аномалии Курильской и Рюкю островных систем. - М.: Наука. - 126 с.

41. ЛЕЙБОВ М.Б., МИРЛИН Е.Г., 1978. Моделирование процесса формирования магнитоактивного слоя в основании срединно-океанических хребирв // Изв. АН СССР. Физика Земли. - N 7. - С. 54-62.

42.ЛИНЬКОВА Т.И., 1984. Палеомагнетизм верхнекайнозойских осадков Мирового океана. - М.: Наука. - 129 с.

43.ЛИНЬКОВА Т.И., РАЙКЕВИЧ М.И., 1985. О природе намагниченности слоя 2 океанической коры // Тихоокеанская геол. - N 5. - С. 102-106.

44. ЛИТВИНОВ Э.М., ВАНИЕВА Э.А., 1986. Двухслойное строение магнитоактивной толщи океанической литосферы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. - Т. 61. - N 2. - С. 56-63.

45.ЛОБКОВСКИЙ Л.И., 1988. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. - М.: Наука. - 280 с.

46. МАЛУШИНА Н.И., 1987. Строение верхней мантии Индийского океана по данным взрывной сейсмологии // Сравнительно изучение тектоносферы континентов и океанов. - М. - С. 76-82.

47. МЕРКУРЬЕВ С.В., СОЧЕВАНОВА Н.А., 1993. Северо-западная часть Индийского океана // Магнитное поле океанов. - М.: Наука. - С. 134-156.

48.МЕРКУРЬЕВ С.А., СОЧЕВАНОВА Н.А., 2000. Асимметричность линейных магнитных аномалий и модель перескоков оси спрединга на примере хребта Карлсберг // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационых, магнитных и электрических полей. Мат. 27-ой сессии Международн. семинара им. Д.Г.Успенского. - М.: ИФЗ РАН. - С. 121-122.

49. МЕРКУРЬЕВ С.А., СОЧЕВАНОВА Н.А., ЛУКЬЯНОВ С.В., 2000. Аномальное магнитное поле и строение океанической коры САХ в зоне разлома Чарли-Гиббс по результатам комплексной интерпретации // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационых, магнитных и электрических полей. Мат. 27-ой сессии Международн. семинара им. Д.Г.Успенского. - М.: ИФЗ РАН. - С. 122-123.

50. НАЗАРОВА Е.А., ШРЕЙДЕР А.А., 1981. О возможной природе магнитоактивного слоя в северо-западной части Индийского океана //Океанология. - Т. 21. - Вып. 1. - С. 301-307.

51.НАЗАРОВА Е.А., 1985. Интрузивные породы океанической литосферы как возможные источники аномального магнитного поля // Бюлл. МОИП. Отд. геол. - Т. 60. - N 1. - С. 28-41.

52. НАЗАРОВА Е.А., 1987. Интрузивные породы океанской литосферы и аномальное магнитное поле Мирового океана: Обзор ВИЭМС. Серия: Морская геол. и геофиз. - М.: ВИЭМС. - 38 с.

53. НАЗАРОВА Е.А., ГОРОДНИЦКИЙ А.М., 1991. О вкладе серпентинизированных перидотитов в магнитные анормалии океана // Докл. АН СССР. - Т. 316. - N 5. - С. 1088-1091.

54. НГУЭН ТХИ КИМ ТХОА, ПЕЧЕРСКИЙ Д.М., 1989. Серпентиниты как возможный источник линейных магнитных аномалий // Изв. АН СССР. Физика Земли. - N 1. - С. 61-67.

55. РАЗВАЛЯЕВ А.В., ПОНИКАРОВ В.П., 1980. Эволюция земной коры в областях активного континентального рифтогенеза // Геотектоника. - N 3. - C. 3-15.

56.ПАСАЛЬСКИЙ П.Т., 1901. Изучение распределения магнетизма на земной поверхности. - Одесса. - 547 с. 57. ПЕЧЕРСКИЙ Д.М., ЛЫКОВ А.В., НАЗАРОВА Е.А., 1977. Магнетизм и некоторые проблемы строения и

развития земной коры и верхней мантии // Изв. АН СССР. Физика Земли. - N 11. - С. 85-99.

58. ПЕЧЕРСКИЙ Д.М., ТИХОНОВ Л.В., ЗОЛОТАРЕВ Б.П., 1979. Магнетизм базальтов Атлантики // Изв. АН СССР. Физика Земли. - N 12. - C. 25-33.

59. ПЕЧЕРСКИЙ Д.М., 1985. Петромагнетизм и палеомагнетизм. - М.: Наука. - 126 с.

60. ПЕЧЕРСКИЙ Д.М., ДИДЕНКО А.Н., ЛЫКОВ А.В., ТИХОНОВ Л.В., 1993. Петромагнетизм океанской литосферы // Изв. РАН. Физика Земли. - N 12. - C. 29-45.

61. ПОПОВ К.В., ЩЕРБАКОВ В.П., 1994. Магнитные свойства серпентинитов, поднятых со дна океана // Петромагнитная модель литосферы / Под ред. Д.М.Печерского. - Киев: Наукова Думка. - С. 19-23.

62.ПУЩАРОВСКИЙ Ю.М., 1980. Проблемы тектоники океанов // Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. - М.: Наука. - С. 123-175.

63. ПЫЛАЕВ О.О., ГЛЕБОВСКИЙ В.Ю., МАЩЕНКОВ С.П., 1993. Канаро-Багамский геотраверс // Магнитное поле океана. - М.: Наука. - С. 112-125.

64. СИМОНЕНКО Т.Н., 1981. Сравнительная характеристика магнитных полей материков и океанов // Тр. Ленингр. об-ва естествоиспытателей. - - Т. 76. - N 2. - С.76-79.

65.СОБОЛЕВ П.О., ТРУХАЛЕВ А.И., 1992. Габбро как возможный источник океанических магнитных аномалий // Докл. РАН. - Т. 326. - N 2. - С. 327-331.

66.СОЛОВЬЕВ О.А., 1961. Аэромагнитная съёмка в районе Курило-Камчатской островной дуги // Прикладная геофиз. Вып. 29. - М.: Гостоптехиздат. - С. 168-173.

67.СОЛОДОВНИКОВ Г.М., 1997. Напряжённость магнитного поля Земли в олигоце и миоцене // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Тезисы докл. Всеросс. сем. в Борке. - М.: ОИФЗ РАН. - С. 74-76.

68. СТРАХОВ В.Н., ЛАПИНА М.И., 1976. О неоднозначности решения обратной задачи магнитометрии // Магнитные аномалии земных глубин. - Киев: Наукова Думка. - С. 185-200.

69. СТРАХОВ В.Н., 1979. Основные идеи и методы извлечения информации из данных гравитационных и магнитных наблюдений // Теория и методы интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. - М.: ИФЗ АН СССР. - С. 146-268.

70. СТРАХОВ В.Н., 1981. Некоторые вопросы теории интерпретации результатов геомагнимтных измерений в океане // Магнитные аномалии океанов и новая глобальная тектоника. - М.: Наука. - С. 20-60.

71. ТРУХИН В.И., МАКСИМОЧКИН В.И., 1999. Изменения намагниченности горных пород в океанской коре, обусловленные ростом давления и температуры // Физика Земли. - N 11. - C. 3-14.

72. ТЮЛЕНЕВА Т.С., ШОЛПО Л.Е., 1985. Сопоставление магнитны свойств прямо и обратно намагниченных магматических пород // Изв. АН СССР. Физика Земли. - N 9. - С. 70-82.

73. ТЮЛЕНЕВА Т.С., 1988. Специфика магнетизма прямо и обратно намагниченных эффузивных горных пород: Автореф. дисс. ... канд. физ.-мат. наук. - Л. - 17 с.

74. УДИНЦЕВ Г.Б., БЕРЕСНЕВ А.Ф., ГОРДИН В.М., 1980. Структурная неоднородность дна океанов и проблема границы океан-континент // Геотектоника. - N 2. - С. 13-26.

75. УДИНЦЕВ Г.Б., БЕРЕСНЕВ А.Ф., ГОРДИН В.М., КУРЕНЦОВА Н.А., 1985. Тектоническая неоднородность как предпосылка геохимической неоднородности дна океанов // Геодинамические иследования. Геолого-геофизические исследования дна океанов). - М.: Наука. - N 8. - С. 86-99.

76. ШЕЙНМАНН Ю.М., 1973. Новая глобальная тектоника и действительность // Бюлл. МОИП. Отд. геол. - Т. 43. - N 5. - С. 5-28.

77.ШРЕЙДЕР А.А., 1989. Палеоокеанологическое изучение аномального геомагнитного поля Индийского океана: Автореф. дисс. ...докт.геол. -мин. наук. - М.: ИО АН СССР. - 44 с.

78.ШРЕЙДЕР А.А., 1990. Особенности раскрытия дна Индийского океана // Литосфера Индийского океана по геофизическим данным. - Киев: Наукова Думка. - С. 128-135.

79. ШРЕЙДЕР А.А., 1993. Магнитная геохронология Мирового океана// Магнитное поле океана / По ред. А.М.Городницкого. - М.: Наука. - 89-111.

80. ШРЕЙДЕР А.А., 1998. Магнитная хронология дна океана // Физика Земли. - N 11. - С. 61-75.

81. ЩЕКА С.А., КУРЕНЦОВА Н.А., 1981. Магматические комплексы океанов // Сов. геол. - N 11. - С. 67-76.

82. ATWATER T., MUDIE J.D., 1973. Detailed near-bottom geophysical study of the Gorda Rise // J. Geophys. Res. - V. 78. - P. 8665-8686.

83 BENKOVA N.P., DOLGINOV Sh.Sh., SIMONENKO T.N., 1973. Residual magnetic field from the satellite Cosmos-49 // J. Geophys. Res. - V. 78. - N 5. - P. 798-803.

84. BLAKELY R.J., 1976. The age-dependent two-layer model of marine magnetic anomalies // The Geophysics of the Pacific ocean basin and its margin. - N.Y.: Amer. Geophys. Univ. - P. 227-234.

85. BOTT M.P.H., 1967. Solution of the linear invers problem in magnetic interpretation witch application to oceanic magnetic anomalies // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. - V. 13. - P. 313-325.

86. BOTT M.H.P., HUTTON M.A., 1970. Matrix method for interpretation ocean magnetic anomalies // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. - V. 20. - P. 149-157.

87. CANDE S.C., LARSON R.L., LA BRECQUE J.J., 1978. Magnetic lineations in thy Pacific Jurassic quite zone // Earth Planet. Sci. Lett. - - V. 42. - P. 434-440.

88. CANDE S.C., KENT D.V., 1992. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res.

89. Ser. B. - V. B 99. - P. 13917-13951. CANDE S.C., KENT D.V., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Cretaceous and Cenozoic // J. Geoph. Res. Ser. B. - V. 100. - P. 6093-6095.

90 COURTILLOT V., GALDEANO A., LA MOELL J.L., 1980. Propagation of accreting plate boundary: a discussion of new aeromagnetic data in the gulf Tadjuran and southhern Afar // Earth Planet. Sci. Lett. - V. 47. - P. 144-160.

91. COX A., 1969. Geomagnetic reversals // Science. - V. 163. - P. 237-245.

92.COX A., BLAKELY R.J., PHILLIPS J.D., 1972. A two layer model for marine magnetic anomalies // EOS. Trans. AGU. - V. 53. - P. 94.

93.DUNLOP D.J., PREVOT M., 1982. Magnetic properties and opaque mineralogy of drilled submarine intrusive rocks // Geoph. J. Roy. Astron. Soc. - V. 69. - P. 763-802.

94. FREY H., 1985. Magsat and POGO magnetic anomalies over the Lord Howe Rise: evidence against a simple continental structure // J. Geophys. Res. - V. 90. - P. 2631-2639.

95. GILBERT W., 1600. De Magnete, magneticique corporibus et de magno magnete tellure. - London.

96. GRADSTEIN F., AGTERBERG F., OGG J.C., HARDENBOIL J., VEEN P., THERRY J., HUANG Z., 1994. A Mesozoic time scale // J. Geoph. Res. Ser. B. - V. 99. - P. 24051-24074.

97. GREENWALT D., TAYLOR P.T., 1974. Deer-tow magnetic measurements across the axial valley of the Mid-Atlantic ridge // J. Geophys. Res. - V. 79. - P. 4401-4405.

98. HARLAND W.B., ARMSTRONG R., COX A., CRAIG L., SMITH A., SMITH D., 1990. A geologic time scale. - N. Y.: Cembr. Univ. Press - 263 p.

99. HARRISON C.G.A., CARLE H.M., 1981. Intermediate wavelelenght magnetic anomalies over ocean basin // J. Geophys. Res. - V. 86. - P. 11.585-11.599.

100. HARRISON C.G.A., CARLE H.M., HAYLING K.L., 1986. Interpretation of satellite magnetic anomalies // J. Geophys. Res. - V. 91. - P. 3633-3650.

101 HEIRTZLER J.R., DICKSON G.O., HERRON E.M., PITMAN W.C., 1968. Marine magnetic anomalies, geomagnetic reversals, and motion of the ocean floor and continents // J. Geophys. Res. - V. 73. - P. 2119-2136.

102 JOHNSON B.D., POWELL Mc.A., VEEVERS J.J., 1976. Spreading history of the eastern Indian ocean and Creater India's northward flight from Antarctica and Australia // Bull. Geol. Soc. Amer. -V. 87. - P. 1560-1566.

103. JOHNSON B.D., 1985. Viscous remanent magnetiziation for the Broken ridge satellite magnetic anomaly // J. Geophys. Res. - V. 90. - N B3. - P. 2640-2646.

104. JOHNSON H.P., MERRILL R.T., 1978. A direct test of the Vine-Matthews hypothesis // Earth Planet. Sci. Lett. - V. 40. - P. 263-269.

105. KENT D.V., HONNERS B.M., OPDYKE N.D., FOX P.J., 1978. Magnetic properties of dredsed oceanic gabbros and the source of marine magnetic anomalies // Geoph. J. Roy. Astron. Soc. - V. 55. - P. 513-537.

106 KIDD R.C.W., 1977. The nature and phase of the Vine-Matthews hypothesis // Earth Planet. Sci. Lett. - V. 39. - P. 310-320.

107 KONIG M., TALWANI M., 1987. A geophysical study of the southern continental margin of Australia: GreatAustralian Bight and western sections // Bull. Geol. Soc. Amer. - V. 88. - P. 1000-1014.

108 LA BRECQUE J.J., KENT D.V., CANDE S.C., 1977. Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time // Geology. - V. 5. - P. 330-335.

109 LA BRECQUE J.J., RAYMOND C.A., 1985. Sea-floor spreading anomalies in the Magsat field of the North Atlantic // J. Geophys. Res. - V. 90. - P. 2565-2579.

110 LANGEL R.A., SCHNETZLER C.C., PHILLIPS J.D., HORNER R.J., 1982. Initial vector magnetic anomaly map from Magsat // Geophys. Res. Lett. - V. 9. - P. 273-276.

111 LANGEL R.A., BENSON B.J., OREM R.M., 1991. The Magsat bibliography: NASA Technical Memorandum 100776. - Goddar Space Flight Center. - 100 p.

112 LARSON R.L., PITMAN W.C., 1972. World-wise correlation of mesozoic magnetic anomalies and its interpretation // Bull. Geol. Soc. Amer. - V. 83. - P. 3645-3662.

113. LARSON R.L., HILDE T., 1975. A revised time scale of magnetic reversals for the Early Creatoceous and Late Jurassic // J. Geoph. Res. Ser. B. - V. 70. - P. 2586-2594.

114 LONCAREVIC B.D., PARKER R.L., 1971. Mid-Atlantic ridge near 45 W. XVIII magnetic anomalies and ocean floor spreading // Can. J. Earth Sci. - V. 8. - P. 883-891.

115 LOWRIE W., 1977. Intensity and direction of magnetization in oceanic basalt // J. Geol. Soc. Lond. - V. 133. - P. 61-82

116 LOWRIE W., ALVAREZ W., 1981. One hundred million years of geomagnetic polarity history // Geology. - V. 9. - P. 392-397.

117 LOWRIE W., OGG J.C., 1986. A magnetic polarity time scale for the Early Cretaceous and Late Jurassic // Earth Planet, Sci. Lett. - - V. 76. - P. 341-349.

118. MACDONAID K.C., 1977. Near-bottom magnetic anomalies, asymmetric spreading, oblique spreading, and tectonics of the Mid-Atlantic ridge, near lat. 37 N // Bull. Geol. Soc. Amer. - V. 88. - P. 541-555.

119. MACDONALD K.C., FOX P.L., 1983. Overlapping spreading centres: new accretion geometry on the East Pacific rise // Nature. - V. 301. - P. 55-63.

120. MACDONALD K.C., MILLER S.P., LUYENDYCK B.R. et al., 1983. Investigation of the Vine-Matthews magnetic lineation from a submersible: The source and character of marine magnetic anomalies // J. Geoph. Res. - V. 86. - P. 3403-3418.

121. MALACHOFF A., HANDSCHUMACHER D.W. Magnetic anomalies south of the Murrey fracture zone: new evidence for a secondary sea-floor spreading center and strike-slip movement // J. Geophys. Res. - 1971. - V. 76. - P. 6265-6275.

122. MALCHE J., PHILLIPS J.D., 1971. Magnetic smooth zone in South Atlantic // Nature. - V. 240. - P. 80-84.

123. MANKINEN E., DARLRLYMPLE G., 1979. Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5 m. y. B.P. // Ibid. - V. 84. - P. 615-626.

124. MARKL B.C., 1974. Evidence for the breakup of Eastern Godvanaland by the Early Cretaceous // Nature. - V. 251. - P. 196-200.

125. MASON R.G., RAFF A.D., 1961. Magnetic survey off the West Coast of North America 32 N latitude to 42 N latitude // Bull. Geol. Soc. Amer. - V. 72. - P. 1259-1266.

126. MATTHEWS D.H., LONCAREVIC B.D., 1963. Bathimetric, magnetic and gravity investigation H.M.S.Owen, 1961-1962 // Admiralty Marine Sci. Publ. - London. - N 4.

127. MATTHEWS D.H., BATH J., 1967. Formation of magnetic anomaly pattern of Mid-Atlantic ridge // Geoph. J. Roy. Astron. Soc. - V. 13. - P. 349-357.

128. MAYHEW M.A., JOHNSON B.D., WASILEWSKY P.J., 1985. A review of problem and progress of satellite magnetic anomalies // J. Geophys. Res. - V. 90. - P. 2511-2522.

129. MELSON W.G., AUMENTO F., ADE HALL J. et al., 1976. Challendger drills on Leg 45 // Geotimes. - V. 21. - N 4. - P. 20-23.

130. MENZER G., 1871. Ueber den Zusammenhand den Configuration der festen Landes und der Lage der magnetischen Pole der Erde //Ann. Phys. und Chem. Berlin von Poggendorf. - H. 5. - P. 591-603.

131. MORGAN W.Y., LOOMIS T.P., 1971. Correlation coefficients and seafloor spreading, and automated analysis of magnetic profiles // Mar. Geophys. Res. - V. 1. - P. 248-260.

132. MORLEY L.W., LAROCHELLE A., 1964. Paleomagnetism as a means of dating geological events // Roy. Soc. Can. Srec. Publ. - V. 8. - P. 512-521.

133. NESS G., LEVI S., COUCH R., 1980. Marine magnetic anomaly time scale for the Cenozoic and late Cretacous: A precise, critique and synthesis // Rev. Geophys. and Space Phys. - V. 18. - P. 753-770.

134. PARKER R.L., HUESTIS S.P., 1974. The inversion of magnetic anomalies in the presence of topography // J. Geophys. Res. - V. 79. - P. 1587-1593.

135. PHILLIPS J.D., FLEMING H.S., FEDEN R.H., 1975. Aeromagnetic studyof the Mid-Atlantic ridge near of the Oceanographer fracture zone // Bull. Geol. Soc. Amer. - V. 86. - P. 1348-1357.

136. PITMAN W., HEIRTZLER J., 1966. Magnetic anomalies over the Pacific Antarctic ridge // Science. - V. 154. - P. 1164-1177.

137. RABINOVICH Ph.A., MELSON W.G., BONDAYLT H., 1974. Leg 37 // Geotimes. - V. 19. - N 12. - P. 16-18. 138. RAFF A.D., MASON R.G., 1961. Magnetic survey off the West Coast of North America 40 N latitude to 52 N latitude // Bull. Geol. Soc. Amer. - V. 72. - P. 1267-1270.

139. REGAN R.D., CAIN J.C., DAVIS W.M., 1975. A global magnetic anomaly map // J. Geophys. Res. - V. 80. - N 5. - P. 794-802.

140. SMITH B.M., 1984. Magnetic viscosity of some doleritic basalts in relation to the interpretation of the oceanic magnetic anomalies // Geoph. Res. Lett. - V. 11. - P. 213-216.

141. SMITH G.M., BANERJEE S.K., 1986. Magnetic structure of the upper kilometerof the marine crust at Deer Sea Drilling Project hole 504B eastern Pacific Ocean // J. Geophys. Res. - V. 91. - P. 10.337-10.354.

142. TALVANI M., ELDHOLM O., 1973. Boundary between continental and ocean crust at the margin of rifted continents // Nature. - V. 241. - P. 325-330.

143. TALVANI M., WINDISCH C.C., LANGSETH M.C. Reykjanes ridge crest: a detailed geophysical study // J. Geophys. Res. - 1971. - V. 76. - P. 473-517.

144. TARSCOTT C.R., PATRIAT Ph., FISCHER R.L. et al., 1980. The Indian ocean triple junction // J. Geoph. Res.- V. 85. - P. 4723-4739.

145. TISSEAU I., PATRIAT Ph., 1981. Identification des anomalies magnetiques sur les dorsales a faible taux d'expansion: Methode des taux fictifs // Ibid. - V. 52. - N 2. - P. 381-396.

146. UYEDA S., VACQUIER V., YASUI M., et al., 1967. Results of geomagnetic survey during the cruise R/V Argo in Western Pacific 1966 and the compilation of magnetic charts of the same area // Bull. Earth Res. Inst. Univ. Of Tokyo. - V. 45. - P. 799-814.

147. VAN ANDEL T.R., REA D.K., VON HERZEN R.P., HOSKINS H., 1973. Ascension fracture zone. Ascension island, the Mid-Atlantic ridge // Bull. Geol. Soc. Amer. - V. 84. - P. 1527-1546.

148. VAN WAGONER N.A., JOHNSON H.P., 1983. Magnetic properties of tree segments of the Mid-Atlantic ridge at 37 N: Famous, Narrowgate, and Amar: Amar 2 // J7 Geoph. Res. - V. 88. - P. 5065-5082.

149. VINE F.J., MATTHEWS D.H., 1963. Magnetic anomalies ovet ocean ridges // Nature. - V. 199. - P. 947-949.

150. VINE F.J., WILSON T., 1965. Magnetic anomalies over yong oceanic ridge off Vancouver Islands // Ibid. - V. 150. - P. 485-489.

151. VINE F.J., 1966. Spreading of oceam floor: New evidence // Science. - V. 154. - P. 1405-1415.

152. VOGT P.R., ANDERSON C.R., BRACEY D.R., 1971. Mesocoic magnetic anomalies sea-floor spreaging and geomagnetic reversals in the southwestern North Atlantic // J. Geophys. Res. - V. 76. - P. 4796-4823.

153. YUNGUL S.N., 1971. Magnetic anomalies and the possibilites of continental drifting in the gulf of Mexico // J. Geophys. Res. - V. 76. - P. 2639-2642.

1.8. ГРАВИАКТИВНЫЕ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ: СПЕКТРАЛЬНО-СТАТИСТИЧЕСКАЯ ПРОВЕРКА ГИПОТЕЗ О ТИПАХ ИСТОЧНИКОВ

(Тихоцкий С.А., Курихина О.А., Гордин В.М., В сборнике: Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Тр. межд. конф. Воронеж. 1998. С. 155-170.)

Введение

Еще в 1973 г. М.Е. Артемьев [1] предположил, что существование крупных плотностных неоднородностей в астеносфере маловероятно. Впоследствии это предположение трансформировалось в гипотезу о расслоенности источников аномального гравитационного поля. Ее проверке были посвящены работы [2,3], в которых на основании спектрально-статистического анализа компонент гравитационного поля Евразии и прилегающих акваторий удалось показать, что гипотеза не противоречит экспериментальным данным. Выводы, вытекающие из полученных в [2,3] оценок, таковы:

1) Радиальное распределение аномальных масс в теле Земли неоднородно. Максимальная концентрация контрастных плотностных неоднородностей характерна для трех гравиактивных оболочек, порождающих локальные, региональные и планетарные (зональные) гравитационные аномалии.

2) Внешняя (литосферная) оболочка охватывает диапазон глубин 0-120 км. Влияние входящих в нее локально скомпенсированных масс можно уподобить притяжению эквивалентного двойного слоя, залегающего на глубине 35-45 км, а источники локальных изостатических аномалий - эквивалентному простому слою на глубине порядка 50 км. Спектр плотности двойного слоя наследует особенности случайного (марковского) распределения внешней нагрузки и описывается дробно-рациональной функцией. Распределение плотности простого слоя подобно белому шуму.

3) Промежуточная оболочка, содержащая источники региональных изостатических аномалий, тяготеет к зонам фазовых переходов. Кровля оболочки располагается на глубинах 350-500 км, подошва - на глубинах 800-1200 км. Эквивалентная модель источников - простой слой на глубине порядка 500-600 км.

4) Нижняя гравиактивная оболочка, ответственная за образование зональных изостатических аномалий, выделяется наименее надежно. Тем не менее, опираясь на полученные оценки и результаты исследований наших предшественников [4], можно предположить, что она располагается в окрестности границы ядро - мантия и эквивалентна простому слою на глубине порядка 3000 км.

Цель данного исследования состоит в дальнейшем развитии гипотезы расслоенности и в ее физическом обосновании, направленном на уточнение представлений о характере распределения контрастных аномальных масс во внешней и промежуточной оболочках.

Физические основания гипотезы расслоенности источников аномального гравитационного поля

По современным представлениям ведущая роль в эволюции Земли принадлежит процессу термогравитационной дифференциации вещества и образования границы ядро-мантия. На него по разным оценкам приходится от 1,46·10³⁸ до 1,66·10³⁸ эрг, т.е. приблизительно 2/3 всей энергии, выделившейся за время существования Земли [5]

Если исходить из модели первично квазиоднородной планеты [6,7], то расслоение вещества Земли на тяжелую и легкую компоненты должно было начаться непосредственно у поверхности, где сила тяжести, линейно зависящая от радиуса, была максимальна. На ранних этапах эволюции этот процесс, по всей вероятности, протекал чрезвычайно энергично и сопровождался частичным расплавлением тонкой протомантийной оболочки, на поверхности которой по мере остывания образовались фрагменты древнейшей протоконтинентальной коры. К началу геологической стадии эволюции (3,8-3,6 млрд. лет назад) граница ядро - мантия располагалась на глубинах порядка $10^2 - 10^3$ км, и если состав протомантии был близок к современному, то скачок плотности на этой границе уже превосходил 2,5 г/см³. Он создавал своеобразный "потенциальный барьер", препятствовавший непрерывному просачиванию вещества через границу ядро - мантия. Продолжающееся расслоение вещества в ядре, по нашим предположениям, приводит к формированию в его внешней части нижней гравиактивной оболочки длительно существующего латерально неоднородного слоя, в котором скапливаются легкие дифференциаты ядра. Когда их количество превышает некоторую критическую величину, "потенциальный барьер" преодолевается: возникает тейлоровская неустойчивость и аномально легкие массы импульсно проникают в мантию. Радиус ядра при этом сокращается, и начинается новый цикл формирования нижней гравиактивной оболочки.

Проникшие в нижнюю мантию аномальные массы инициируют в ней вынужденную термогравитационную адвекцию и со временем достигают подошвы зоны фазовых переходов. Есть основания предполагать, что в переходной зоне действует некий механизм, стремящийся восстановить равновесие, нарушаемое аномальными массами. Рассмотрим один из таких возможных механизмов. Нижняя граница переходной зоны на глубине около 660 км считается связанной с фазовым переходом γ шпинель \rightarrow перовскит + магнезиовестит, носящим эндотермический характер [8,9]. Иначе говоря, с увеличением температуры давление, при котором идет реакция, уменьшается, а значит, уменьшается и глубина границы. Напротив, переход оливина в β -фазу, связываемый с верхней границей переходной зоны на глубине около 410 км, носит экзотермический характер [8], и глубина границы в области повышенных температур увеличивается. Таким образом, аномалии температур, вызванные потоками в нижней мантии от ядра, приводят к антикоррелированным ундуляциям глубин плотностных границ 660 и 410 км, ограничивающих зоны фазовых переходов. Если соответствующие латеральные плотностные неоднородности оказываются взаимно скомпенсированы, то вещество переходной зоны будет находиться в состоянии локального "квазиизостатического" равновесия, создавая мантийную гравиактивную оболочку.

Одновременно взаимодействие возмущенной переходной зоны с верхней мантией в процессе восстановления равновесия и возникающие аномалии температуры должны инициировать течения в верхней мантии, определяющие процессы в системе астеносфера - литосфера. Возможные модели развития этой системы и образования плотностных неоднородностей в литосферной гравиактивной оболочке описаны в большом числе теоретических и экспериментальных работ [10-12 и др.]. Показано, например, что восходящие астеносферные потоки (мантийные диапиры) порождают горизонтальные движения, приводящие к растяжению и утончению литосферы, прогибанию ее поверхности, которое, в свою очередь, порождает явления экзогенного массопереноса: денудацию и седиментогенез. Важно отметить, что все процессы рассматриваемого типа - это, по существу, реакция среды на нарушения механического (изостатического) или термодинамического равновесия. Все они направлены на выравнивание давлений и температур и лишь отчасти на ликвидацию латеральных вариаций плотности. По достижении состояния равновесия на уровне астеносферы структурообразующие движения в литосфере затухают, вследствие чего изостатически скомпенсированные плотностные неоднородности оказываются законсервированными, и если вызываемые ими локальные напряжения не превосходят предела прочности литосферы, то срок такой консервации может быть неопределенно долгим.

Уточнение моделей источников. Постановка задачи

Разумеется, изложенные выше соображения о формировании гравиактивных оболочек носят сугубо предварительный характер. Тем не менее из них прямо следует, что применявшиеся в [2,3] обобщенные модели источников в форме простых слоев вряд ли отвечают действительности. Длительное существование таких слоев возможно лишь при устойчивой динамической поддержке конвективными движениями. По нашим предположениям этот механизм может быть характерен для планетарной гравиактивной оболочки, тогда как мантийная и литосферная оболочки должны быть близки к состоянию изостатического или квазиизостатического равновесия, как необходимого атрибута консервации плотностных неоднородностей. Для схематического описания такого рода равновесия более подходят модели двойных слоев, отвечающие условиям радиальной изостатической компенсации. Таким образом, сохраняя за планетарной гравиактивной оболочкой структуру простого слоя, можно сформулировать следующие четыре гипотезы:

<u>Гипотеза 1.</u> Плотностные неоднородности, вызывающие изостатические аномалии силы тяжести, скомпенсированы как в литосфере, так и в переходной зоне мантии. Эффективная модель - два двойных слоя.

Гипотеза 2. Все литосферные плотностные неоднородности изостатически скомпенсированы, а мантийные поддерживаются динамикой конвективных движений. Эффективная модель - двойной слой в диапазоне литосферных глубин и простой слой в диапазоне мантийных глубин.

Гипотеза 3. Плотностные аномалии в литосфере, неучтенные при изостатическом редуцировании, не скомпенсированы, а в переходной зоне действует механизм квазиизостатической компенсации. Эффективная модель - простой слой в диапазоне литосферных глубин и двойной слой в диапазоне мантийных глубин.

Гипотеза 4. Источники литосферных и мантийных изостатических аномалий не скомпенсированы. Эффективная модель - два простых слоя.По аналогии с работами [2,3] проверку гипотез осуществим на основании методов спектрально-статистического моделирования, используя в качестве исходных данных усредненные оценки спектральных плотностей мощности (СПМ) изостатических аномалий силы тяжести Северной Евразии и прилегающих акваторий S^{ехр} на профилях длиной 4725 км (1177 анализов) и 9525 км (473 анализа).

Будем предполагать, что моделируемую СПМ можно представить в виде суммы трех статистически независимых составляющих, ответственных за притяжение гипотетических гравиактивных оболочек. Структуру планетарной оболочки зафиксируем в форме простого слоя, залегающего на глубине $h_p = 2900$ км; две другие составляющие S^{\exp} , ответственные за литосферные и мантийные неоднородности, будем приближать СПМ простых или двойных слоев, характеризуя степень близости между экспериментальной СПМ и ее модельной оценкой с помощью квадратического функционала:

$$\Phi(h_{1}, h_{m}, R_{l}, R_{m}) = \int_{0}^{\omega_{max}} \left[S^{\exp}(\omega) - \left(W_{p} \cdot S_{p^{mod}}(\omega) + W_{m} \cdot S_{m^{mod}}(\omega) + W_{l} \cdot S_{l^{mod}}(\omega) \right) \right]^{2} d\omega$$
(1)

Здесь: ω и ω_{max} - текущая и граничная круговые частоты; $S^{mod}(\omega)$ - модельные оценки СПМ; индексы р, *m*, *l* обозначают соответственно планетарную, мантийную и литосферную компоненты; *h* и *R* - глубины залегания и радиусы автокорреляции вариаций плотности модельных простых или двойных слоев; W_p, W_m, W_l - линейные нормировочные множители;

Минимум функционала (1) будем искать на множестве корректности:

$$\Pi = \left[h_i, R_i, : h_{imin} \le h_i \le h_{imax}, R_{imin} \le R_i \le R_{imax} \right]; \quad i = l, m \quad .$$

$$(2)$$

в котором, в соответствии с изложенными выше предпосылками и результатами работ [2,3], принято:

10км
$$< h_l < 100$$
км; 300 $< h_m < 700$ км.

Относительно радиусов автокорреляции разумно положить, что $R_{i^{min}}=0$, что соответствует равномерному распределению размеров структур в гравиактивных оболочках. Верхний предел, по-видимому, не должен превосходить величины радиуса Земли - $R_{i^{max}}=6370$ км (i=l,m).

Естественно, авторы отдают себе отчет в том, что рассмотренный подход к анализу плотностных неоднородностей в недрах остается грубой идеализацией действительности. Во-первых, это связано с неадекватностью приближения плоской Земли и заменой реального распределения масс эквивалентными тонкими слоями. Вовторых, даже если гипотеза о расслоенности источников верна и статистически значимое большинство неоднородностей сосредоточено в гравиактивных оболочках, очевидно, существуют источники вне этих оболочек, создающие поле "помех". Оценить уровень этих помех практически невозможно, и поэтому рассчитывать на получение корректных оценок параметров гравиактивных оболочек путем минимизации функционала (1) было бы слишком самонадеянно. В то же время, ограничиваясь проверкой сформулированных выше гипотез, можно смело надеяться на успех. Порукой тому значимые различия в структуре модельных СПМ изостатически нескомпенсированных простых и скомпенсированных двойных слоев, которые проявляются как в диапазоне низких частот, так и в высокочастотной асимптотике оценок *S^{mod}*.

Методика спектрально - статистического моделирования

Методы интерпретации, основанные на анализе статистических свойств аномальных полей, с успехом используются, когда требуется определить не детерминированное распределение параметров среды, ответственных за поле (плотности, намагниченности и т.п.), а некие усредненные, эффективные параметры источников, такие, как средняя глубина залегания, дисперсия амплитуд, характерный размер источников. Именно эти параметры играют ведущую роль при построении обобщенных моделей эволюции Земли.

Анализ корреляционных моментов аномальных полей (автокорреляционныхфункций и спектров мощности), относящийся к классу статистических методов интерпретации, широко применяется при решении задач самой разной масштабности. Основы метода подробно изло-

жены в работах [13-16], вкратце его суть сводится к следующему:

1. Строится модель среды, регламентирующая область, занимаемую источниками и статистические характеристики изменчивости физических свойств, ответственных за поле.

2. На основании аналитических связей между свойствами среды и аномальным полем определяются модельные корреляционные моменты или СПМ последнего как функция параметров модели (как геометрических, так и параметров закона распределения аномальных свойств).

3. Рассчитываются экспериментальные оценки корреляционных моментов или СПМ наблюденного поля.

4. Подбираются параметры модели, обеспечивающие наилучшее приближение экспериментальных характеристик модельными, т.е. минимизируется функционал типа (1).

При этом на втором этапе модельные корреляционные моменты определяются в предположении существования бесконечной реализации аномального поля, в то время как на практике мы всегда располагаем усеченными реализациями поля. Когда максимальная исследуемая длина волны много меньше длины реализации, как в случае, когда глубина залегания и характерный размер источников много меньше длины профиля, приближение бесконечной реализации представляется вполне оправданным.Объект исследования в данной работе - аномалии плотности на глубинах до 3000 километров, а длины реализации аномального гравитационного поля не превышают 10000 километров, что побудило авторов усовершенствовать методику вычисления модельных спектров мощности.

Уподобим аномальное гравитационное поле g(x) реализации эргодического, стационарного в широком смысле случайного процесса. Правомерность такого представления следует из самой модели, в которой аномальное поле создается случайным распределением плотности, априори наделенным указанными свойствами. Спектр мощности (СПМ). полученный в предположении бесконечной реализации на основании теоремы Винера-Хинчина, равен [17]:

$$F(\omega) = 4 \cdot \int_{0}^{\infty} B(\tau) \cdot \cos(\omega \cdot \tau) d\tau \quad , \tag{3}$$

где $\beta(\tau)$ - автокорреляционная функция g(x). Пусть $g^{L}(x)$ - усеченная реализация, равная g(x) в пределах интервала $-L/2 \le x \le L/2$ и равная нулю вне его. По усеченной реализации может быть построена оценка СПМ аномального поля:

$$G_{I}(\omega) = \left(Z_{L}(i \cdot \omega)^{2} \right) = Z_{L}(i \cdot \omega) \cdot Z^{L}(i \cdot \omega) , \qquad (4)$$

где

$$Z_{L}(i \cdot \omega) = \int_{-L/2}^{L/2} g(x) e^{-i \cdot \omega \cdot x} dx , \qquad (5)$$

индекс * означает комплексное сопряжение.

Во-первых, отметим, что даже при $L \to \infty$ оценка (4) не сходится в среднеквадратическом к оцениваемому спектру (3). В самом деле, можно показать [18, (3.266)],что

$$\lim_{L \to \infty} M_2 [G_L(\omega)] = F^2(\omega) , \qquad (6)$$

т.е. для всех ω , для которых $F(\omega) > 0$, дисперсия оценки не стремится к нулю при $L \to \infty$ Следовательно, никакие оценки, полученные по единичным профилям конечной длины, не являются статистически значимыми. Поэтому на практике, пользуясь гипотезой эргодичности, вычисляют математическое ожидание оценки $G_L(\omega)$:

$$m_1[G_L(\omega)] = \langle Z_L(i\omega) \cdot Z_{L^{i}}(i\omega) \rangle$$
(7)

где угловые скобки означают усреднение по множеству реализаций. Однако оценка (4) смещенная, т.е. $m_1[G_L(\omega)] \neq F(\omega)$. Как показано в [17, (4.61)],

$$m_1 \left[G_L(\omega) \right] = 4 \cdot \int_0^{L/2} \left(1 - \frac{2\tau}{L} \right) B(\tau) \cos\left(\omega \cdot \tau\right) d\tau \quad , \tag{8}$$



Рис. 1. Модельные СПМ двойного слоя, вычисленные без учёта (кривая 1) и с учётом (кривая 2) ограниченности длины профиля. Длина профиля *L*=4725 км, глубина залегания слоя *H*=500 км.

откуда видно, что оценка $G_L(\omega)$ асимптотически несмещенная при $L \to \infty$.

Так как на практике L всегда остается конечным, то для приближения вычисляемого по экспериментальным данным математического ожидания $m_1[G_L(\omega)]$ модельные СПМ следует вычислять по формуле (8). Так как для большинства моделей распределения источников теоретическая АКФ $B(\tau)$, в отличие от спектра $F(\omega)$, не выражается в элементарных функциях, хорошо было бы иметь представление $m_1[G_L(\omega)]$, через спектр $F(\omega)$. На основании теоремы Фейера [19] можно показать, что

$$m_1[G_L(\omega)] = \frac{2}{\Pi} \cdot \int_{-\infty}^{+\infty} F(v) \cdot \frac{\sin^2\left[\frac{L}{2}(\omega - v)\right]}{L(\omega - v)^2} dv$$
(9)



Рис. 2. Среднеквадратическая амплитуда погрешности $F(\omega) - m_1[G_L(\omega)]$, нормированная на среднеквадратическую амплитуду теоретического спектра $F(\omega)$, как функция отношения глубины залегания слоя к длине профиля. Обозначения - см. текст. Длина профиля: *L*=9529 км (кривые 1 и 3) и *L*=4725 км (кривые 2 и 4); 1,2 - простой слой; 3,4- двойной слой. Глубина залегания слоев H = 500 км.

Для всех используемых в геофизической практике теоретических функций $F(\omega)$ интеграл (9) быстро сходится при $\nu \to \pm \infty$, и погрешность, связанную с выбором конечных пределов интегрирования, легко оценить для каждой конкретной функции.

На практике вычисление экспериментальных выборочных оценок СПМ по формуле (7) ведется с использованием быстрого преобразования Фурье для дискретного набора гармоник n=0,1,...,N.. При этом угловая частота $\omega = 2 \Pi n/L$, максимальная угловая частота $\Omega = \Pi / \Delta x$, где Δx - шаг по профилю. Это позволяет для ускорения вычислений модельных СПМ по формуле (9) табулировать значения ядра интеграла $\Phi(n,v_i)$ где v_i - узлы используемой квадратурной формулы.

В данной работе будут использоваться модели эффективного простого и двойного слоев. Соответствующие теоретические СПМ равны [14] $F_1(\omega) = C \cdot \exp(-2 \cdot \omega \cdot h)$ - для простого слоя и $F_2(\omega) = C \cdot (2 \cdot \omega \cdot h) \cdot \exp(-2 \cdot \omega \cdot h)$ - для двойного слоя. На рис. 1.показано отличие теоретической оценки СПМ двойного слоя от модельной выборочной оценки СПМ, вычисленной с учетом ограниченности длины профиля. Глубина залегания слоя - 500 км, длина профиля принята равной используемой в работе длине L = 4725 км. Видно, что ограниченность длины профиля приводит как к смещению высокочастотной асимптотики, так и к существенному искажению оценки СПМ в ее длинноволновой части - вблизи максимума амплитуда оценки уменьшается, а на нулевой гармонике увеличивается и значимо отличается от нуля.

Рис. 2. демонстрирует среднеквадратическое отклонение модельных СПМ, вычисленных с учетом ограниченности длины профиля, от теоретических для используемых в работе моделей и длин профилей; глубина залегания эффективных слоев принята равной 500 км. На рис.



Рис. 3. Относительная погрешность $(F(\omega) - m_1[G_L(\omega)])/m_1[G_L(\omega)]$ для каждой гармоники n, $\omega = 2\pi n/L$. Обозначения - см. текст, а - простой слой, б - двойной слой; шифр кривых - глубина залегания слоя в км.

3. показана относительная погрешность рассматриваемых СПМ для каждой гармоники. В целом, анализ показывает, что величина искажений выборочных оценок СПМ тем больше, чем больше отношение глубины залегания слоя к длине профиля и чем более низкочастотный характер имеет исходная теоретическая СПМ. Следовательно, учёт ограниченности длины экспериментальных выборок в данном исследовании необходим.

Приведённые выше теоретические СПМ получены для случая, когда распределение аномальной плотности в слое подобно белому шуму. Иначе говоря, предполагается, что в гравиактивном слое имеются источники всех характерных размеров, однако в природе спектр размеров неоднородностей, очевидно, смещён в красную сторону, т.е. преобладают источники больших размеров. В работе [3] предложено моделировать распределение аномальной плотности в слоях реализациями марковских случайных процессов с независимыми приращениями и показано, что соответствующая гипотеза не отвергается для распределения нагрузки на земную кору (приведённого рельефа). СПМ таких процессов - дробно-рациональные функции $F_m(\omega) = R I (1 + (\omega \cdot R)^2)$, где R -радиус автокорреляции процесса. Окончательно теоретические СПМ равны для модели простого слоя:

$$F_{sl}(\omega;h,R) = C \cdot \exp\left(-2 \cdot \omega \cdot h\right) \cdot \frac{R}{1 + \left(\omega \cdot R\right)^2}$$
(10)

и для модели двойного слоя:

$$F_{dl}(\omega;h,R) = C \cdot (2 \cdot \omega \cdot h)^2 \cdot \exp(-2 \cdot \omega \cdot h) \cdot \frac{R}{1 + (\omega \cdot R)^2}$$
(11)

Подставляя (10) и (11) в (9), получим модельные выборочные оценки СПМ с учетом ограниченности длины профиля как функции параметров *h* и *R*.

Методика численного эксперимента

Одним из критериев для принятия решения о приемлемости той или иной гипотезы является устойчивость минимума функционала (1) по отношению к вариациям модельных параметров, а также единственность минимума. В целом, интересными могут быть в первую очередь качественные стороны поведения функционала, а не существование формального минимума как такового. Поэтому значения функционала вычислялись в узлах равномерной сетки по h_{lith} и h_{mant} Для различных значений R_{lith} и R_{mant} с целью визуального анализа его поведения ("ощупывания функционала"). Подобный подход кажется более оправданным для данной постановки задачи, когда речь идет о принятии принципиального решения о строении Земли, а не об определении каких-либо количественных характеристик. Он поможет лучше оценить саму возможность корректного решения поставленной задачи и избежать ложных выводов. Поэтому значительные временные затраты представляются вполне оправданными.

Шаг подбора глубины литосферного слоя был принят равным $dh_l = 10$ км, шаг подбора глубины мантийного слоя - $dh_m = 50$ км. Величины радиусов корреляции варьировались в указанных пределах на основании анализа поведения функционала.

Использование набора экспериментальных СПМ, вычисленных по профилям различной длины, дает дополнительные возможности для решении данной задачи. С одной стороны, увеличение длины реализации позволяет улучшить разрешение периодограмм по частоте $\Delta f = 1/L \, \mathrm{km}^{-1} \, \mathrm{rge} \, L$ - длина реализации. Это особенно важно для устойчивого подбора мантийной компоненты СПМ, энергия которой сосредоточена в области низких частот. Однако за увеличение длины профиля приходится расплачиваться, во-первых, уменьшением числа профилей при осреднении, а значит, менее точной оценкой математического ожидания (7) и, вовторых, - возрастанием степени неадекватности модельных и экспериментальных СПМ из-за неучета сферичности Земли.

При визуальном анализе экспериментальных СПМ видно, что СПМ, вычисленные по профилям меньшей длины (L = 4725 км), менее зашумлены и обладают четче выраженной высокочастотной асимптотикой, чем СПМ, вычисленные по профилям большей длины (L = 9525км). Асимптотическое поведение СПМ играет большую роль при подборе модельной СПМ.

Следовательно, имеет смысл использовать обе оценки СПМ, организовав моделирование таким образом, чтобы извлечь максимум информации, имея в виду особенности каждой из оценок. Так, используя периодограммы, вычисленные по профилям меньшей длины, следует уделять основное внимание подбору высокочастотной асимптотики и существованию минимума функционала (1) по параметрам h_{lith} и R_{lith} на множестве корректности (2). Минимум же по параметрам, отвечающим мантийному слою, может и не наблюдаться, так как разрешения по частоте может оказаться недостаточно для этого. Если в результате этого анализа удастся выяснить характер распределения источников в литосферном слое, то, переходя к анализу периодограмм, вычисленных по профилям большей длины, следует сосредоточиться на подборе мантийной компоненты СПМ, считая вид литосферной компоненты в первом приближении известным. Множество корректности для параметров литосферной компоненты можно при этом сузить, используя результаты первого анализа.

Степень близости экспериментальной и модельной СПМ будем характеризовать безразмерным соотношением сигнал-шум:

$$\rho = \sqrt{W^{\exp}/\Phi(h_1, h_m, R_l, R_m)} \quad , \tag{12}$$

где *W*^{ехр} - мощность экспериментальной СПМ.

Результаты

Подбор СПМ, вычисленных по профилям длиной L=4725 км

При проверке гипотезы 1 во всех экспериментах наблюдается ясно выраженный минимум функционала (1) по параметру h_l . Обращает на себя внимание устойчивость положения этого минимума: при изменении параметра R_l , в 30 раз - от 100 км до 3000 км, положение максимума по h_l , меняется лишь в 2,5 раза - от 80 км до 30 км соответственно, оставаясь в пределах глубин литосферы. Вариации же параметра R_m практически не оказывают влияния на положение максимума по h_l . Одновременно функционал (1) монотонно убывает с ростом параметра h_m при всех значениях радиусов корреляции, и минимум по h_m в области корректности отсутствует.

Наилучшая степень аппроксимации была достигнута при $R_l = 250$ км, $R_m = 3000$ км, $h_l = 50$ км, $h_m = 700$ км (рис. 4 а). Соотношение сигнал-шум: p=28. На рисунке хорошо видно, что модельная СПМ с очень хорошей точностью аппроксимирует асимптотическое поведение экспериментальной периодограммы на высоких частотах, где основная доля спектральной энергии приходится на литосферную компоненту, а также резкий излом периодограммы на 2-3 гармонике, говорящий о расслоенности источников аномального гравитационного поля.

При проверке гипотезы 2 характер поведения функционала остается тем же. По-прежнему наблюдается минимум по h_l , и отсутствует минимум по h_m . Однако в целом степень аппроксимации несколько хуже, чем при проверке гипотезы 1, и соотношение сигнал-шум не превышает 26.

Интересно поведение амплитудных коэффициентов, определяемых по методу наименьших квадратов. Так коэффициент при планетарной составляющей a_3 с ростом h_m быстро стремится к нулю, то есть происходит "перекачивание" энергии из планетарной компоненты в мантийную. Таким образом, можно констатировать, что разрешенность СПМ в области низких частот недостаточна для разделения мантийной и планетарной компонент. Следовательно, и вывод о характере распределения источников в мантийном слое не может быть сделан на основании анализа периодограмм, вычисленных по профилям столь малой длины.

Однако метод оказывается очень чувствительным к распределению источников в литосферном слое. Смена модели этого слоя с двойного на простой при переходе к проверке гипотезы 3 сильно ухудшила качество аппроксимации. Вообще минимум по h_l наблюдается лишь при $R_l = 0$ и остается очень слабо выраженным. Соотношение сигнал-шум не превышает 13, что более чем в два раза меньше наблюдавшегося при проверке гипотез 1 и 2. При ненулевых значениях радиуса корреляции структур литосферного слоя функционал вообще не имеет минимума на множестве корректности, монотонно убывая при росте h_l . Соотношение сигнал-шум: $\rho = 5-6$.

При проверке гипотезы 4 поведение функционала остается тем же, что и при проверке гипотезы 3. Минимума на множестве корректности не наблюдается.

Таким образом, в результате анализа **СПМ**, вычисленных по профилям длиной L=4725 км, можно утверждать, что распределение источников аномального гравитационного поля в литосфере скорее соответствует двойному слою. Особенно важно, что этот вывод никак не связан с предположениями о характерном радиусе корреляции этих источников. С другой стороны, не удается сделать вывод о типе распределения источников в мантийном слое.

Подбор СПМ, вычисленных по профилям длиной L=9525 км

Подбор модельной СПМ в рамках гипотезы 1 дает устойчивое положение минимума по обоим параметрам h_l и h_m в пределах множества корректности. Попрежнему вариации параметра R_l определяют в основном положение минимума по h_l , а параметра R_m - минимума по h_m . Положение минимума по h_l меняется в тех же пределах, что и при подборе периодограмм, вычисленных по профилям длиной L=4725 км: $h_l = 30-80$ км. Важно, что.положение минимума по h_m также оказывается достаточно устойчивым к вариациям радиуса корреляции структур мантийного слоя.

В таблице 1 приводится положение минимума по параметру h_m для различных значений R_m , а также соответствующие значения сигнал-шум. Диапазон значений соответствует вариациям параметра R_l .

Из таблицы 1 видно, во-первых, что минимум по h_m приходится на глубины, соответству-



Рис. 4. Подбор экспериментальных СПМ модельными. Гипотеза 1 - модель двух двойных слоев, а - длина профиля L=4725 км; $h_m = 700$ км, $R_m = 3000$ км. $h_l = 50$ км, $R_l = 250$ км. б - длина профиля L=9525 км; $h_m = 520$ км, $R_m = 625$ км, $h_l = 50$ км, $R_l = 250$ км.

ющие переходной зоне верхней мантии в довольно широком диапазоне значений радиуса корреляции структур мантийного слоя. Во-вторых, качество приближения достаточно высоко и слабо зависит от параметра R_m . Вариации глубин литосферного слоя практически не меняют положения минимума по параметру h_m .

		Таблица 1
R _{mant}	Положение минимума по h_{mamt}	SNR
1500км	300км	25
1000км	400-450 км	26-27
750км	450км	28
625 км	450-600 км	28-29
500км	600км	29
250км	700км	28

Следовательно, на основании анализа СПМ, вычисленных по профилям длиной L=9525 км, гипотеза 1 не отвергается. Основываясь на представлениях о глубине гравиактивного слоя в диапазоне 410-660 км и, пользуясь таблицей 1, можно сделать предварительный прогноз относительно радиуса корреляции структур мантийного слоя: $R_m = 250 \div 1000$ км. Так как соотношение сигнал-шум меняется в этих диапазонах значений h_m и R_m , очень мало, то все решения из этого множества эквивалентны. Рисунок 4б иллюстрирует качество приближения для случая $R_m = 625$ км, $h_m = 520$ км, $R_l = 250$ км. Соотношение сигнал-шум: $\rho = 29$.

При проверке гипотезы 2 минимум ни по одному из параметров на множестве корректности не наблюдается. Соотношение сигнал-шум не превышает 22. Таким образом, увеличение вдвое длины профиля делает анализ СПМ чувствительным к характеру распределения источников в мантийном слое. Гипотеза 2 отвергается, т.е. можно сделать вывод о том, что распределение источников в мантийном слое скорее соответствует двойному, чем простому слою.

Переход к гипотезе 3 несколько улучшает качество аппроксимации по сравнению с гипотезой 2: соотношение сигнал-шум достигает 25, однако минимум функционала (1) на множестве корректности по-прежнему не наблюдается. Переход к гипотезе 4 лишь ухудшает качество аппроксимации: минимум на множестве корректности не наблюдается. Следовательно, гипотезы 3 и 4 отвергаются и на основании анализа СПМ, вычисленных по профилям длиной L=9525 км.

Таким образом, согласно этой группе экспериментов не отвергается лишь гипотеза 1. Использование СПМ, вычисленной по профилям большей длины, позволило сделать выбор модели распределения источников аномального гравитационного поля в переходной зоне верхней мантии в пользу эквивалентного двойного слоя.

Заключение

Таким образом, в намеченном сценарии ведущий механизм эволюции Земли это гидродинамические процессы в жидком ядре. Его легкие компоненты, циклически проникающие через границу ядро - мантия, инициируют вынужденную термогравитационную адвекцию сначала в нижней, а затем и в верхней мантии и, в конечном счете, определяют главные черты развития тектоносферы Земли. Иными словами, предполагается, что между процессами в ядре и на поверхности нашей планеты существует глобальная прямая связь. Обратные связи, регламентирующие реакцию среды на нарушения равновесного состояния, по нашим представлениям, локальны. Они действуют в зоне фазовых переходов, приводя к деформациям ее границ к образованию промежуточной гравиактивной оболочки, а также в системе литосфера - астеносфера, где свидетельствами релаксационного характера этих связей и консервации изостатически скомпенсированных плотностных неоднородностей могут служить данные прямых геолого-геофизических наблюдений. В качестве альтернативного может быть рассмотрен сценарий, в котором консервации плотностных неоднородностей в пределах гравиактивных оболочек не происходит, а ундуляции плотностных границ, создающие аномалии силы тяжести, поддерживаются конвективными течениями.

На основании спектрально-статистического анализа изостатических аномалий гравитационного поля показано, что только гипотеза компенсации аномалий плотности в пределах как литосферы, так и переходной зоны верхней мантии, вытекающая из предлагаемого эволюционного сценария, не противоречит экспериментальным данным.

Следует отметить, что благодаря переходу к моделям двойных слоев и усовершенствованию методики вычисления модельных спектров с учетом ограниченности длин выборок нам, в отличие от предыдущих исследований [2,3], удалось подобрать высокочастотное асимптотическое поведение экспериментальных СПМ без введения в модель аддитивных составляющих (белых шумов). Это обстоятельство существенно повышает значимость наших результатов, так как формальное введение белых шумов с целью подбора высокочастотной асимптотики лишено какого-либо физического смысла.

Авторы благодарны др. ф.-м. наук В.О. Михайлову за плодотворные дискуссии и сделанные замечания.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Артемьев М.Е. Изостазия территории СССР // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. №6. С. 3-10.
- 2. Артемьев М.Е., Гордин В.М., Кучериненко В. А. Спектрально-статистический анализ гравитационного поля Евразии // Докл. АН СССР. 1992. Т. 325. № 4. С. 697-703.
- 3. Артемьев М.Е., Гордин В.М., Кучериненко В.А. Аномальное гравитационное поле Евразии. 1 .Спектрально-статистический анализ, выборочные оценки и обобщенные модели источников поля // Изв. РАН, сер. Физика Земли, 1994. № 10. С. 3-15.
- 4. *Morelli A. and A.M.Dziwonsky* Topography of core-mantle boundary and lateral homogeneity of the liquid core.// Nature, vol.325, pp. 678-683, 1987.
- 5. *Наймарк Л.М., Сорохтин О.Г.* Энергия гравитационной дифференциации Земли // Тектоника литосферных плит. М.: ИО АН СССР, 1977. С. 42-56.
- 6. *Мясников В.П., Маркарян Е.Г.* Гидродинамическая модель эволюции Земли // Докл. АН СССР, 1977. Т. 237. № 5. С. 1055-1058.
- 7. *Мясников В.П., Фадеев В.Е.* Модели эволюции Земли и планет земной группы // М.: ВИНИТИ, 1980. 230 с.
- 8. Bina C.R. and G. Helffrich Phase transition Clapeyron slopes and transition zone seismic discontinuity topograhy. // J. Geoph.Res., vol. 99, N0 B8, pp. 15,853-15,860,1994.
- 9. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет // М.: Наука, 1978. 192 с.
- 10. Ramberg H. Gravity, deformations and the Earth's crust // N. Y.: Acad. Press, 1967. 214 p.
- 11. Мясников В.П., Гордин В.М., Михайлов В.О. Новиков В.Л., Сазонов Ю.В. Геомеханическое моделирование как основа комплексной историко-генетической интерпретации геофизических данных // Методика комплексного изучения тектоносферы. М.: Радио и связь, 1984. С. 99-110.
- 12. *Михайлов В.О., Мясников В.П., Тимошкина Е.П.* Динамика внешней оболочки Земли в условиях растяжения и сжатия // Изв. РАН, сер. Физика Земли, 1996. № 6. С. 30-37.
- 13. Золотое И.Г. Стохастические свойства магнитного и гравитационного полей горизонтального слоя пуассоновских случайных источников. 1. Кумулянты распределений ординат полей // Геомагнетизм и аэрономия, 1985. Т. 25. С. 986-989.
- 14. Золотое И. Г. Стохастические свойства магнитного и гравитационного полей горизонтального слоя пуассоновских случайных источников. 2. Корреляционная теория // Геомагнетизм и аэрономия, 1986. Т. 26. С. 307-312.
- 15. Гордин В.М., Бабаева Т.М., Михайлов В. О. О статистической параметризации аномальных геопотенциальных полей // Геофизический журнал. 1984. Т.6. № 2. С. 55-63.
- 16. Гордин В.М., Золотое И.Г. Исследование магнитоактивного слоя океанической литосферы (Теоретические и методические аспекты). // М.: ИФЗ АН СССР, 1989. 181с.
- 17. *Левин Б.Р.* Теоретические основы статистической радиотехники. Книга первая. // М.: Советское радио, 1969. 752 с.
- 18. *Левин Б. Р.* Теоретические основы статистической радиотехники. Книга вторая. // М.: Советское радио, 1968. 504 с.

19. *Колмогоров А.Н., Фомин С.В.* Элементы теории функций и функционального анализа. // М.: Наука, 1989. 624 с.

Часть 2. РАЗНОЕ.

По мнению кого-то из великих, если человек в 20 лет не был идеалистом и романтиком, его стоит пожалеть. Но если человек остаётся идеалистом и романтиком в 50, то он просто дурак. Ни идеализм юности, ни старческая глупость в оправданиях, вообще говоря не нуждаются. И то, и другое - порождение обстоятельств и жизненных реалий, которые оцениваются *post-factum*.

Есть однако моменты, остающиеся незыблемыми и в юности и в старости. Это христианские заповеди, воплощающие в себе идеи самосохранения человечества, как биологического вида.

Долгие годы я относил к ним и идею личной свободы. Теперь сомневаюсь. Слишком велико число людей, для которых личная свобода, если не смертельно опасна, то, по крайней мере, вредна. В отличие от "справедливости для всех" она требует не коллективной, а индивидуальной ответственности перед Богом и собой. Увы, многим моим соплеменникам такая ответственность не по силам.

2.1 ФИНАНСОВЫЙ ОТЧЕТ О РАБОТЕ ПО ДОГОВОРУ С CENTER FOR RUSSIAN GEOLOGY. ARLINGTOH. TEXAS. USA: "ISOSTASY RESIDUALAND DECOMPENSATED GRAVITY ANOMALIES AND GRAVITY DATA ON THE UPPER CRUST HETEROGENEITIES"

Авторы: В.М.Гордин, М.К.Кабан. Исполнители проекта: Т.Артемьева, О.Курихина, С.Тихоцкий.

Введение

Хорошо известно, что совкам денег давать нельзя. Они их либо пропьют. либо потеряют. Я попытался опровергнуть этот расхожий тезис и рад сообщить: деньги целы! 4000 баксов, отпущенные на изготовление отчета с занудным английским названием (см. титул) употреблены почти без потерь и отстегивания всяческим властям: от Страхова до Черномырдина. Это, разумеется, непатриотично, но справедливо. Вопреки давно сложившейся практике в процессе изготовления отчета мы не украли у государства ни копейки.

Раздел 1. Расходы.

Цель: не уронить Renome фирмы при минимальных затратах.

Структура расходов такова:

1) 58 баксов пришлось отдать Альфабанку за услуги. Это немного (другие отдают больше), но все равно жалко.

2) 100 баксов стоила компьютерная программа "Geomap" для оцифровки карт изолиний. Другого способы испортить красивые Олины глаза я просто не нашел. Поэтому расход считаю обосно ванным.

3) 60 баксов ушли на оплату графических талантов дипломницы Лены Филиновой. Честно говоря, ее 8 рисунков того не стоили, а надежды на участие Лены в раскраске карт остались только надеждами. Пришлось красить самому, чем я оправдываю этот явный перерасход.

4) Еще 50 баксов бало затрачено на расходные материалы: дискеты, хорошую бумагу, папочку с резинками, в которой отчет улетел в Арлингтон, штат Техас. Сюда же включена оплата за ксерокопирование больших карт, обошедшихся нам дороже бутылки водки, но дешевле бутылки коньяка.

5) 20 баксов засунули коту под хвост. Кличка кота - цветной ксерокс треста

"Зарубежгеология". Поймать мышку моей высокохудожественной раскраски ему, увы, не удалось.

6) 3 бакса также ушли коту под хвост. За эти огромные деньги мы убедились, что ламинировать графику в книжных магазинах не стоит.

7) Наконец, 108 баксов составили резерв Главного командования (см. раздел "Специальные расходы").

8) Таким образом, на изготовление нашего нетленного труда было затрачено 399 баксов, т.е. чуть меньше 10% от общей суммы. Остальные деньги мы смело можем считать своим доходом.

Раздел 2. Доходы.

Цель (явно невыполнимая): - обогатиться и одновременно соблюсти справедливость.

Совковые традиции подсказывают: деньги нужно делить по-братски, т.е. поровну, но большую половину брать себе.

Будучи основным исполнителями и воплощая этот принцип в жизнь, мы с Мишей оценили свой труд по 1000 баксов баксов каждый. Оставшиеся 1600 баксов разделены между Таней, Сережей и Олей в долях, которые я утаю. В придачу к доходу все участники проекта получают экземпляр финансового отчета и право крыть командира последними словами за несправедливость дележки.

Раздел 3. Специальные расходы.

Необходимо отчитаться еще за 108 баксов, оговоренных в разделе 1, как резерв Главного командования. Они истрачены на банкетный стол. Во-первых, не пропить 2-3% от общей суммы было бы как-то не по-русски. Бог нам этого не простил бы. Во-вторых высокое качество итогового продукта требовало столь же высокого качества закусок и коньяка. В-третьих, овес нынче дорог.

Раздел 4. Баланс.

Бухгалтеры утверждают, что в финансовом отчете самое важное - это балланс, Итак:

Получено от заказчика Израсходвано:	- 4000 \$ 100,0 %	
а) на дело б) коту под хвост в) на пропой души	- 286 \$ 6,7 % - 23 \$ 0,6 % - 108 \$ 2,7 %	
Обогатили участников	- 3600\$ 90,0 %	
Итого:	3999 \$	

Балланс сошелся с точностью до 1 \$. В такую сумму я оцениваю составление этого финансового отчета.

Заключение

Я искренне благодарен всем участника проекта за сотрудничество. Надеюсь, что оно было взаимовыгодным и приятным и будет продолжаться впредь. Дело за немногим: отыскать заказчика, способного оплатить следующую подобную авантюру. Спасибо!

Отчет утвержден на банкете участников проекта 18.05.95 г.

ИЗБРАННЫЕ СТИХОТВОРЕНИЯ

Нам оплачивать все долги, Как промёрзшую землю долбить. Как свою правоту стеречь, От бессониц лицом сереть.

Выносить на крутых плечах Тех что пали - в песок чубы. Если же невтерпёж молчать, То, прищурив глаза, чудить.

1961 г.

АЛАМЖАК

Краснокрылый сентябрь и тайга в сентябре, как в бреду. Забываю тебя. Ни морозов, ни писем не жду. Я живу, как могу, и ни в чем от друзей не таюсь. И на раннем снегу я тебя забывать не боюсь. И все также шучу, у чужого не греюсь огня. Не печалюсь ничуть Почему же тревожит меня твой неснящийся шёпот, бросающий в холод и в жар. За палаткой моей оглушенно шумит Аламжак. Над палаткой моей посветлевшая мглистая высь. Отзовись! Я твержу безнадёжно уже -Отзовись! Отыщись! Хоть птенцом, Хоть звездастой полночной судьбой. Снится мне за тобой я бегу сохатиной тропой. Снится мне ты зовёшь, расстояния дурные

кляня. В золотистых зрачках золотые комочки огня... Лишь пищанье морзянки, и негромкое сердце в груди. И по марям озябшим по-осеннему ветер гудит. И продрогшие птицы на озерах кричат и кружат. И упали снега, и серебряным стал Аламжак

1963 г.

"Весна, выставляется первая рама"

А.Фет Прозренья внезапны, как беды и залпы, Как балерины Дега. Казалось, что проще - посмел бы и взял бы Чужого быка за рога. Казалось, рванул бы рубашечный ворот И баста, и прочь отошло. Я плечи сутулю - бессмертен, как ворон, Топорщу резное крыло. Я, словно в семнадцать, бездарно и бренно Свершаю полуночный суд. И все стихотворные бури и бредни Меня, как пылинку, несут. И все отголоски чудес и чудачеств Во мне, как в покойницкой плач. Я скоро уйду. Пожелай мне удачи, Хватит с меня неудач. За месяц-другой зарубцуются шрамы, Просолит их плотницкий пот... Весна. Выставляется первая рама, Гремит на реке ледоход.

1964 г.
На дорогах, где буксуют виллисы, А погода вьюжная, нелётная, Вы скажите – как вы появились, Вас какая принесла нелёгкая

В наше далеко, в такое дальнее Царство тридесятое, лесное; В наше потаённое и давнее, В белое, забытое, сквозное.

Здесь поляны – крылья голубиные, Сизые и синие поляны. Вы вглядитесь в их глаза глубинные, Грустные, как русские коляды.

И в избёнке низкой и прокуренной, На огромном, на стеклянном мареве Вы не бойтесь, что ребята хмурятся С Вами грубовато заговаривая.

Вы не бойтесь и не удивляйтесь... Впрочем, что я... Это бел-рассвет. Это вышли ели дуэлянтками И перчатки сбрасывают в снег.

1965 г.

Возвратись на мои круги, Белооблаком прилети, Вечерами из-под руки На дорогу гляди, гляди... И, покуда снегам снежить, Мне не надо иных основ. Мне б суметь без тебя прожить, Без тревожных и горьких снов. Словно лезвие обнажена, Ты – больнейшая из утрат. Не Жена моя, – с кем нежна? С кем целуешься по утрам? Гнев прошёл, только взгляд тяжёл. Волком вой иль взахлёб молчи. Снег блестящ, словно белый шёлк. Вымерзают до дна ключи. И легли на мою тропу Росомашьи следы тоски. Обмани. обмани судьбу, -Возвратись на мои круги.

1967 г.

ЯМЩИЦКАЯ ТОСКА

Б.А.Малину

Гнетёт меня ямщицкая тоска. Зрачки хмельные тяжелы и косы. О, колокольчик мой звонкоголосый, Царев кабак и ржанье рысака...

Преуспеваю. Жизнь моя легка. Течёт она путёвей и положе. Все реже я валяю дурака И все же -

Гнетёт меня ямщицкая тоска.

1969 г.

Зима. Декабрьский полдень хмур. Я не люблю тебя, – жалею. С отбитым крылышком Амур Тоскует в парковой алее.

Озябшею ручонкой лук Сжимает; стрелы наготове... Я не ловлю тебя на слове, Избави Бог тебя от мук,

От ожиданий и утрат, От слёз невольных по утрам.

Душа моя заледенела. Та, что люблю я, – далеко. В заснеженной аллее стрелы Ложатся мимо. В молоко.

1979 г.

Порой в вокзальной суматохе, Где бабки прут как самоходки, Я растворяюсь без следа И запаха,

как соль в растворе, В случайном споре, в разговоре, В гитарном долгом переборе... - Гори, сияй моя звезда!

1983 г.

Уроженец среднерусской полосы, Проживаю по закону полосы. То, прислушиваясь к лести и вранью, Бью баклуши, в парке пиво пью. То кручусь я, наподобье колеса, Если выпала такая полоса. Уроженец сразу двух столиц, Не в восторге я от былей-небылиц, Не люблю пророков и ослов, Межеумных междометий вместо слов. Что не сладилось, - рублю сплеча, Не заглядывая в дуло пугача.

Не загадываю доли и судьбы. Небеса - да будут голубы. Одиночества - да разомкнется круг Единеньем помыслов и рук. Чудеса...

В каких-то полчаса Им на смену неурядиц полоса.

Не даёт соскучиться закон. Вперемежку смех и слезы из окон. Нынче хвалят, завтра кто-то наорет. У пивных кучкуется народ. Я в законе. Я кучкуюсь, как и все В нашй русской,

очень средней полосе.

1985 г.

РОССИИ ВЕРНЫЕ СЫНЫ

Орла и решку разыграй И выбирай грачиный грай, Вороний грай, голодный рай, Ограян дом родной и край, Черней газетного вранья Черны снега от воронья.

Но скажут: отчий кров покинь, Отринь привычный лом и хлам! И кровь языческих богинь С еврейской кровью пополам Бунтует. Призрачен уют. И вещие нам снятся сны... И спьяну плачут и поют России верные сыны.

1977-1988 гг.

Покорная плоть и бунтующий дух. Всё длится бессмысленных лет вереница. Наскучивши курам, готов удавиться, Накукарекался старый петух.

Бунтующий дух и покорная плоть. Ни воли, ни доли – сплошная полова. Но в твёрдом остатке – негромкое слово, Которому нас надоумил Господь.

1992 г.

ПОСЛЕДНЯЯ НЕДЕЛЯ ЯНВАРЯ

От снега слепну, двери отворя. Хвостатые февральские метели, Опережая сроки, налетели В последнюю неделю января.

Сковало коркой ледяной скулы У жителя страны заиндевелой, Уже не красной, но ещё не белой, Лесной страны, где только волчий вой, Неотвратимый, словно Божий глас, Напоминает 0 земном начале. He вымерли, хотя И одичали, И льдинки слёз ещё блестят у глаз.

Но даже, если дверь сорвёт с петель Не пропадём в бесовой круговерти. Недаром нам преодоленье смерти Завещано. Хоть свет застит метель, Уверуем, что жизнь прошла не зря, Мы выстоим в любое лихолетье, Исхлёстанные снежной колкой плетью В последнюю неделю января.

1993 г.

113

С.А. Тихоцкому

Я за полвека мало, что успел, Хотя без лени, видит Бог, старался Уразуметь в мелькании событий Спасительную глубину идей. Не получалось. Мир ускользал от схемы. В его пучинах Идеи героически тонули, Красивые, как шхуны в парусах.

Когда же от бессилья сатанел, Я отправлялся к морю. Пляж Был чист и влажен. Сияла гладь в неуловимых блёстках. Плескались волны у замшелых скал. Так я постиг простую мудрость моря: Его изменчивость, Почти людскую, И вечное упорство камнетёса.

1995 г.

Ипостаси: долг и совесть. Искрами меж двух кресал Эту жизненную повесть Я старательно писал.

"Не убий" в заглавной строчке, В следующей - "Не солги". Хоть родился не в сорочке, Я платил свои долги.

He точить старался лясы. He что пенял, мало сил И любимыми не клялся, И поблажек не просил. Долг и совесть - Божья милость И гарантия того, Чтоб жилось мне и любилось, Чтобы старилось легко.

1994-96 гг.

Я другой такой станы не знаю, Где так Вольно, Смирно и Кругом!

Игорь Губерман

Внуки нас поймут едва ли, -Наяву, а не BO сне Mы, дружище, проживали В удивительной стране. Как собачки знали место, Изучали дребедень, День приезда с днем отъезда За считали ОДИН день.

Честной бедности химеру Чтили, как библейский стих И гордились глазомером, Разливая на троих С точностью до миллиграмма... Что на прошлое пенять, Такова была Программа -Bce на свете уравнять. Таковы МЫ были сами. Наяву, не а BO сне... В изобильной чудесами Удивительной стране.

1996 г.

РЕМИНИСЦЕНЦИЯ НА ТЕМУ БУЛАТА ОКУДЖАВЫ

В.М.Новоселицкому

Фраера – от немецкого Frei. Для врождённого чувства свободы Непригодны тюремные своды, Даже если под сводами – рай.

К ним закон неизменно суров, Суд пристрастен и скор на расправу. Почему же так сладостно право Тусоваться среди фраеров?

Хоть не вечен и узок их круг, Каждый миг в нём воистину дорог. Если друг, значит именно друг, Без кавычек и оговорок.

115

Фраера не возводят хором Хлеб не сеют и власти не имут. Им иное необходимо От рождения до похорон.

Босиком по росе, по ножу Пробежать, полюбить без оглядки. Что возьмёшь с фраеров? Взятки – гладки, В небесах не проложишь межу.

Это званье носить нелегко, Душно им в синагоге и в храме. Бог не фраер, но Сыну его По пути и делам – с фраерами.

2003 г.

СПИСОК НАУЧНЫХ ТРУДОВ ГОРДИНА ВАЛЕРИЯ МИХАЙЛОВИЧА

1965

1. АРОНОВ В.И., ГОРДИН В.М. Вычисление значений V_{zz} в горном районе // Изв. ВУЗов. Геодезия и аэрофотосъемка. - 1965. - N 6. - С. 79-83.

1966

2. АРОНОВ В.И., ГОРДИН В.М. К вопросу об интерполяции производных гравитационного потенциала в горной области // Изв. ВУЗов. Геодезия и аэрофотосъемка. - 1966. - N 3. - С. 88-93.

3. АРОНОВ В.И., ГОРДИН В.М. Палетка для редуцирования аномалий силы тяжести и магнитных аномалий на плоскость // Методика гравиметрической разведки. Бюлл. НТИ. N 4. Сер. Региональная, развед.и промысл. геофиз. - М.: ВИЭМС, 1966. - С. 9-16.

4. АРОНОВ В.И., ГОРДИН В.М. Об одном способе построения вычислительных схем для интерполирования и трансформаций потенциальных полей // Теор. основы и практ.трансформаций потенц. полей.Тезисы докл. - М., 1966. - С. 107.

5. ГОРДИН В.И. Построение интерполяционных вычислительных схем для трансформаций двухмерных потенциальных полей // Научная отчетная конф. Геол. ф-та МГУ. - М.: Изд-во МГУ, 1966. - С. 144.

6. ГОРДИН В.М. О вычислении высших производных гравитационного потенциала в горной области // Геофизические исследования. Сб. 2. - М.: Изд-во МГУ, 1966. - С. 251-257.

1967

7. АРОНОВ В.И., ГОРДИН В.М. Об одном способе определения переменной плотности // Вопросы обработки и интерп. геофиз. наблюдений. Вып. 7. - Пермь, 1967. - С. 144-148. (Уч. зап. Пермск. ун-та. N 154).

1968

8. АРОНОВ В.И., ГОРДИН В.М. Об одном способе построения вычислительных схем для интерполирования и трансформаций потенциальных полей // Прикладная геофиз. Вып. 53. - М.: Недра, 1968. -С. 120- 135.

1970

9. ARONOV V.I., GORDIN V.M. Reduction and transformation of gravity anomalies observed at an arbitrary survace: Prep. Intern. Union Geodesy and Geophys. XV-th General Assembly. - Moscov, 1971. - 20 p.

10. ГОРДИН В.М. Вычисление гравиметрических уклонений отвеса в горной области и решение обратной задачи гравиметрии для возмущающих тел переменной плотности. Автореф. дисс. ... канд. физ.-мат. наук. - М.: ИФЗ АН СССР, 1970. - 13 с.

1971

11. АРОНОВ В.И., ГОРДИН В.М. О применении тренд-анализа в геологии // Математические методы и ЭЦВМ в геологии. - М., 1971. -С. 46-70. - (Тр. ВНИГНИ. Вып. 103)

12. АРОНОВ В.И., ГОРДИН В.М. Об одном способе интерполяции аномалий Дg и вычисления гравиметрических уклонений отвеса в районе Западных Альп// Геофиз. бюлл. АН СССР. Вып. 24. - М.: Наука, 1971. - С. 19-24.

13.АРОНОВ В.И., ГОРДИН В.М., ШИРГИНОВА А.И. К вопросу о построении карт изолиний в геологии и геофизике с помощью ЭЦВМ //Математические методы и ЭЦВМ в геологии.- М., 1971. - С. 71-124.- (Тр. ВНИГ-НИ. Вып. 103).

14. АРОНОВ В.И., ГОРДИН В.М., БЕЛЯЙКОВ Н.Е., ШИРГИНОВА А.И. Программа для вычисления гравиметрических уклонений отвеса в центральной зоне // Изв. ВУЗов. Геодезия и аэрофотосъемка. -1971. - N 4. -С. 41-45.

15. АРОНОВ В.И., ГОРДИН В.М., ШИРГИНОВА А.И. Система автоматизированной обработки аномалий двухмерных потенциальных полей, заданных на криволинейной поверхности // Геофизические исследования при изучении геологического строения отдельных нефтегазоносных районов. - М., 1971. - С. 179-188. - (Тр. ВНИГ-НИ. Вып. 111).

16. ГОРДИН В.М. О решении одной обратной задачи теории потенциала // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1971. - N 1. - С. 102-106.

1972

17. АРОНОВ В.И., БЕЛЯЙКОВ Н.Е., ГОРДИН В.М., ЛАНДА Т.И., ШИРГИНОВА А.И. Система автоматизированной обработки аномалий силы тяжести // Материалы семинара: Мат. обесп. цифровой обраб. геофиз.данных. - М.: ВНИИГеофизика, 1972. - С. 36-38.

18. АРОНОВ В.И., БЕЛЯЙКОВ Н.Е., ГОРДИН В.М., НЕВЕЛЬСКАЯ Э.Я., САМАРИН В.С., ТЕСАКОВ С.Н. Автоматизированная система обработки геологических данных - АСОД-ВНИГНИ // Математизацмя и автоматизация в геол. иссл. Тезисы. докл. - Л.: ВСЕГЕИ, 1972. - С. 174.

19. АРОНОВ В.И., ГОРДИН В.М., ШРГИНОВА А.И. Математическое и программное обеспечение построения графиков и карт изолиний // Математизацмя и автоматизация в геол. иссл. Тезисы. докл. - Л.: ВСЕГЕИ, 1972.- С. 181.

20. АРОНОВ В.И., ГОРДИН В.М., ШИРГИНОВА А.И. Значение редуцирования гравитационных и магнитных аномалий на внешнюю плоскость при геологической интерпретации // Развед. геофиз. Вып. 54. - М.: Недра, 1972. - С. 100-110.

21. ГОРДИН В.М. Сравнительные оценки эффективности методов одномерного тренд-анализа // Математизация и автоматизация в геол.иссл. Тезисы. докл. - Л.: ВСЕГЕИ, 1972. - С. 30.

1973

22. АРОНОВ В.И., ГОРДИН В.М. О методах интерполяции наблюдений на квадратную сеть // Экспресс-информ. ВИЭМС. Сер. Математические методы исследований в геологии. N 12. - M: ВИЭМС, 1973. - C.20-32.

23. ГОРДИН В.М. К теории интерполирования измеренных геолого-геофизических характеристик // Матема-тические методы и ЭВМ в геологии. - М, 1973. - С. 3-33. - (Тр. ВНИГНИ. Вып. 135).

24. ГОРДИН В.М. Исследования по методике тренд-анализа геолого-геофизических характеристик // Математические методы и ЭВМ в геологии. - М., 1973. - С. 55-79. - (Тр. ВНИГНИ. Вып. 135).

25. ГОРДИН В.М. К вопросу о вычислении выборочных автокорреляционных функций // Математические методы и ЭВМ в геологии. - М., 1973. - С. 80-89. - (Тр. ВНИГНИ. Вып. 135).

26. ГОРДИН В.М. Способ построения асимптотически оптимальных операторов тренд-анализа типа весового скользящего среднего и его реализация на ЭВМ // Экспресс-информ. ВИЭМС. Сер. Математические методы исследований в геологии. N 7-8. - М.: ВИЭМС, 1973. - С.1-11.

1974

27. АРОНОВ В.И., ГОРДИН В.М. О методах интерполяции наблюдений на квадратную сеть // Экспесс-информ. ВИЭМС. Сер. Математические методы в геологии. - М.: ВИЭМС, 1974. - Вып. 12. - С. 20-32.

28. АРОНОВ В.И., ГОРДИН В.М. Методы интерполяции наблюдений на квадратную сеть // Мат. семинара: Применение мат. методов и ЭВМ в геологии. - Алма-Ата, 1974. - С. 95-97.

29. АРОНОВ В.И., ГОРДИН В.М., ШИРГИНОВА А.И. Система обработки на ЭВМ аномалий силы тяжести при произвольном рельефе поверхности наблюдений // Мат. семинара: Применение мат. методов и ЭВМ в геологии. - Алма-Ата, 1974. - С. 138-140.

30. ГОРДИН В.М. О конструировании вычислительных схем для трансформаций потенциальных полей // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1974. - N 3. - С. 40-50.

31. ГОРДИН В.М. Способы учёта влияния рельефа местности при высокоточных гравиметрических измерениях: Обзор ВИЭМС. Сер. Региональная, развед. и промысл. геофиз. - М.: ВИЭМС, 1974. - 90 с.

32. ГОРДИН В.М., МИХАЙЛОВ В.О. Формулы для оптимальной оценки крайгинга при наличии помех // Экм-пресс-информ. ВИЭМС. Сер. Мат. методы в геол. - М.: ВИЭМС, 1974. - Вып. 8. - С. 1-7. 1975

33. GORDIN V.M., ISAEVA I.V., SAMOILYUK V.V., FURSOV N.N. Report of the Results of Complex geophysical Studies of the Red Sea Hills. Detailed aeromagnetic survey in the eastern Part of the Red Sea Hills. Port Sudan Locality. - Moscow: Technoexport, 1975. - 65 p.

34. ГОРДИН В.М., МИХАЙЛОВ В.О. Линейные преобразования и тренд-анализ экспериментальных геологогеофизических данных //Методы поисков и разведки нефтяных и газовых месторождений и экономичесская оценка геолого-разведочных работ. - М., 1975. - С.165-169. - (Тр. ВНИГНИ. Вып. 169).

35. НОВОСЕЛИЦКИЙ В.М., ГОРДИН В.М. Построение горизонтальной слоисто-зональной модели плотностного разреза осадочной толщи по данным гравиметрии // Геофизические изыскания. Вып. 1. - Пермь, 1975. - С. 115-128. - (Уч. зап. Пермск. ун-та. N 305).

36. CHUPROV A.I., BIZIN A.A., GORDIN V.M., ISAEVA I.V., LITVINOV Yu.T. et al. Report of the Results of Complex geophysical Studies of the Red Sea Hills. Detailed geophysical Studies at the Karora and Sarara Localities. - Moscow: Technoexport, 1976. - 125 p.

37. GORDIN V.M., ISAEVA I.V., SAMOILYUK V.V. Report of the Results of Complex geophysical Studies of the Red Sea Hills. Detailed aeromagnetic survey in the eastern Part of the Red Sea Hills. Haiya, South Deru deb, Marsa Shaab Localites. - Moscow: Technoexport, 1976. - 121 p.

38. GORDIN V.M., ISAEVA I.V., SAMOILYUK V.V. Report of theResults of Complex geophysical Studies of the Red Sea Hills. Detailed aeromagnetic survey in the eastern Part of the Red Sea Hills. Muhammad Qol Locality. - Moscow: Technoexport, 1976.- 61 p.

39. ГОРДИН В.М., МИХАЙЛОВ В.О. Асимптотические оценки точности линейных трансформаций потенциальных полей при наличии помех // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1976. - N 2. - С. 35-46.

40. ГОРДИН В.М., МИХАЙЛОВ В.О., МЯСНИКОВ В.П. Перспективы интерпретации гравитационных аномалий с использованием механических моделей структурообразования // Перспективы развития методов интерпретации гравитационных аномалий. Сб. N 6 материалов расшир. засед. Общемоск. семинара по гравииметрии / Под ред. Д.Г.Успенского - М.: ИФЗ АН СССР, 1976. - С. 127-140. - (Деп. ВИНИТИ. N 33-76).

1977

41. ГОРДИН В.М., МИХАЙЛОВ В.О. Применение критерия Колмогорова-Винера при решении задач фильтрации и разделения геофизических аномалий // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1977. - N 2. - С.48-63.

42. ГОРДИН В.М., МИХАЙЛОВ В.О. Определение латеральных вариаций магнитной восприимчивости в горизонтальном индуктивно намагниченном слое по аномалиям ΔT // Экспресс-информ. ВИЭМС. Сер. Региональная, развед. и промысл. геофиз. N 21. - M.: ВИЭМС, 1977. - С. 7-14.

1978

43. ГОРДИН В.М., ЗАНЕМОНЕЦ В.Б., МИХАЙЛОВ В.О., МЯСНИКОВ В.П. Механическое моделирование процессов формирования структур земной коры при геологической истолковании региональных гравитационных аномалий // Геофиз. сб. АН УССР. Вып. 81. - Киев: Наукова Думка, 1978. - С. 22-39.

44. GORDIN V.M., DABIZHA A.I., KRASS M.S., MIKHAILOV V.O., MJASNIKOV V.P. Physical model of the Evolution of meteoritic Craters //Abstr. of Papers submitted to the Ninth Lunar and Planet. Sci. Conf. Part 1. - Houston. Texas, 1978. - P. 210-212.

1979

45. ГОРДИН В.М. Оценка ошибок координирования съемочных галсов при морских геофизических исследованиях //Экспресс-информ. ВИЭМС.Сер. Морская геол. и геофиз. N 3. - М.: ВИЭМС, 1979. - С. 9-12.

46. GORDIN V.M., DABIZHA A.I., KRASS M.S., MIKHAILOV V.O., MJASNIKOV V.P. Geophysical and geomechanical aspects of the meteorite Structures // Phys. Earth Planet. Inter. - 1979. - V.20. - N 1. - P. 1-11.

47. ГОРДИН В.М., ИСАЕВ Е.Н. Особенности интерпретации аномалий ΔT при геомагнитном картировании в экваториальных широтах // Геомагнетизм и аэрономия. - 1979. - Т. 19. - N 1. - C.144-151.

48. ГОРДИН В.М., ЛЮБИМОВ В.В., ПОПОВ А.Г. Определение девиационных характеристик буксируемых магнитометров // Экспресс-информ.ВИЭМС. Сер. Морская геол. и геофиз. N 3. - М.: ВИЭМС, 1979. - С.1-9.

49. УДИНЦЕВ Г.Б., БЕРЕСНЕВ А.Ф., ГОРДИН В.М. "Иван Киреев" в Южной Атлантике // Земля и Вселенная. - 1979. - N 1. - С. 62-65.

1980

50. ГОРДИН В.М. Учёт вариаций геомагнитного поля по материалам гидромагнитной съёмки // Экспресс-информ. ВИЭМС. Сер. Морская геол. и геофиз. N 3. - М.: ВИЭМС, 1980. - С. 1-14.

51. ГОРДИН В.М., ЛЮБИМОВ В.В., ПОПОВ А.Г. Оптимизация режима измерений при работе с квантовым компонентным буксируемым магнитометром в условиях морской магнитной съёмки // Экспресс-информ. ВИ-ЭМС. Сер. Морская геол. и геофиз. N 3. - М.: ВИЭМС, 1980. - С.14-26.

52. ГОРДИН В.М., ЛЮБИМОВ В.В., ПОПОВ А.Г. Методика и результаты испытаний морских квантовых магнитометров // Экспресс-информ. ВИЭМС. Сер. Морская геол. и геофиз. N 5. - М.: ВИЭМС, 1980. - С.1-20.

53. ГОРДИН В.М., ЛЮБИМОВ В.В., ПОПОВ А.Г. Опыт работы с квантовым дифференциальным магнитометром КМ8 в условиях морской магнитной съёмки // Фундаментальные проблемы морских электромагнитных исследований /Под ред. А.Н.Пушкова. - М.: ИЗМИР АН СССР,1980. - С. 40-48.

54. ГОРДИН В.М., ЛЮБИМОВ В.В., ПОПОВ А.Г. Системы гидромагнитных наблюдений с квантовыми магнитометрами: Обзор ВИЭМС. Сер. Морская геология и геофизика. - М., 1980. - 72 с.

55. ГОРДИН В.М., МИХАЙЛОВ В.О., МИХАЙЛОВ Б.О. Физические аспекты аппроксимации и фильтрации аномальных полей // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1980. - N 1. - С. 78-93.

56. GORDIN V.M., MIKHAILOV V.O., MJASNIKOV V.P. The solving of the inverse gravimetrical Problem in the framenworks of the mechanical model // Progr. and Abstr. Seveteenth Gen. Assembly Europian Seismological. Com. EGS-ESS. - Budapest, 1980. - P. 133.

57. УДИНЦЕВ Г.Б., АГАПОВА Г.В., БЕРЕСНЕВ А.Ф., ГОРДИН В.М., ЗЕНКЕВИЧ Н.Л., ДМИТРИЕВ Л.В. и др. Тектоническая неоднородность как предпосылка геохимической неоднородности дна океанов // Всес. совещ.: Магмат. и метаморф. породы дна океанов и их генезис. Тзисы докл. - М., 1980. - С. 24.

58. УДИНЦЕВ Г.Б., БЕРЕСНЕВ А.Ф., ГОРДИН В.М. Структурная неоднородность дна океанов и проблема границы океан-континент // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. - Л., 1980. - С. 153-161.

59. УДИНЦЕВ Г.Б., БЕРЕСНЕВ А.Ф., ГОРДИН В.М. Структурная неоднородность дна океанов и проблема границы океан-континент // Геотектоника. - 1980. - N 2. - С. 13-26.

1981

60. БАБАЕВА Т.М., ГОРДИН В.М. Вопросы статистической параметризации аномального магнитного поля // II Всес. съезд "Постоянное геомагнитное поле, магнетизм горных пород и палеомагнетизм". Тбилиси. 16-21 ноября 1981 г. Тезисы докл. - Тбилиси: Изд-во Тбил. ун-та, 1981. - Ч. 1 - С. 32.

61. ГОРДИН В.М., МИХАЙЛОВ В.О. Некоторые проблемы интерпретации материалов гидромагнитных съёмок // II Всес. съезд "Постоянное геомагнитное поле, магнетизм горных пород и палеомагнетизм". Тбилиси. 16-21 ноября 1981 г. Тезисы докл. - Тбилиси: Изд-во Тбил.ун-та, 1981. - Ч. 1 - С. 62.

62. ГОРДИН В.М., ГОРШКОВА Л.К., МИХАЙЛОВ В.О., СТРАХОВ В.Н. Обратные задачи морской магнитометрии // Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии на акваториях морей и океанов электромагнитными методами / Под ред. М.С.Жданова. - М.: ИЗ-МИР АН СССР, 1981. - С. 53-67.

63. ГОРДИН В.М., ЛУГОВЕНКО В.Н., МИХАЙЛОВ В.О., ХАРИТОНОВ А.Л. Некоторые результаты опробования алгоритма лпределения эффективной магнитной восприимчивости при построении модели магнитоактивного слоя Южно-Каспийской депрессии // Проблемы космической электродинамики. - М.: ИЗМИР АН СССР, 1981. - С. 180-186.

1982

64. ГОРДИН В.М., МИХАЙЛОВ В.О. Трассирование линейных магнитных аномалий на акватории Мирового океана // Экспресс-информ. ВИ-ЭМС. Сер. Морская геол. и геофиз. N 3. - М.: ВИЭМС, 1982. - С.12-19.

1983

65. БАБАЕВА Т.М., ГОРДИН В.М., МИХАЙЛОВ В.О. Опыт оценивания модельных автокорреляционных функций аномальных геопотенциальных полей // Экспресс-информ. ВИЭМС. Сер. Математическиме методы исследований в геологии. N 5. М.: ВИЭМС, 1983. - С. 5-15.

66. ГОРДИН В.М. Об определении возраста второго слоя океанической литосферы по магнитным аномалиям // Бюлл. МОИП. Отд. геол.- 1983. - Т. 58.- N 2. - С. 3-15.

67. ГОРДИН В.М., МИХАЙЛОВ В.О. Интерпретационная модель Вайна-Меттьюса и ее применение в морской магнитометрии. Методологические и методические аспекты // Геологическое истолкование потенциальных полей. - Киев: Наукова Думка, 1983. - С. 75-84.

68. ГОРДИН В.М., МИХАЙЛОВ В.О., РОЗЕ Е.Н. Основные интерпретационно-методические проблемы морской магнитометрии // Теор. и практ. геол. интерп. гравит. и магн. аномалий. Тез. докл. - Алма-Ата, 1983.

69. ГОРДИН В.М., МИХАЙЛОВ В.О., ТРЕБИНА Е.С. Методика и результаты количественной интерпретации геомагнитных измерений на акватории Мирового океана // Теор. и практ. геол. интерп. Гравит. и магн. аномалий. Тез. докл. - Алма-Ата, 1983.

1984

70. ГОРДИН В.М., БАБАЕВА Т.М., МИХАЙЛОВ В.О. О статистической параметризации аномальных геопотенциальных полей // Геофиз. журн. - 1984. - Т. 6. - N 2. - С. 55-63.

71. ГОРДИН В.М., РОЗЕ Е.Н. Оптимальная интерполяция геомагнитных измерений и истокообразные аппроксимации // Геомагнетизм и аэрономия. - 1984. - Т. 24. - N 1. - С. 124-128.72. МЯСНИКОВ В.П., ГОРДИН В.М., МИХАЙЛОВ В.О., НОВИКОВ В.Л.,

72. В.П.МЯСНИКОВ, В.М.ГОРДИН, В.О.МИХАЙЛОВ, В.Л.НОВИКОВ, Ю.Л.САЗОНОВ Геомеханические модели как основа комплексной историко-генетической интерпретации геофизических данных //Методика комплексного изучения тектоносферы. - М.: Радио и Связь. - 1984. - С. 99-110.

1985

73. ГОРДИН В.М. Комплексная интерпретация данных. Возвышенность Сьерра-Леоне // Геофизические характеристики земной коры Атлантического океана / Под ред. И.С.Грамберга. - Л.: Недра, 1985. - С.168-176.

74. УДИНЦЕВ Г.Б., БЕРЕСНЕВ А.Ф., ГОРДИН В.М., КУРЕНЦОВА Н.А. Тектоническая неоднородность как предпосылка геохимической неоднородности дна океанов // Геолого-геофизические исследования дна океанов. - М.: МГК АН СССР, 1985. - С. 86-99. - (Геодинамические исследования. N 8).

1986

75. БАБАЕВА Т.М., ВОЙДЕЦКИЙ И.Е., ГОРДИН В.М. Локальные изостатические аномалии Северной Атлантики и Средиземноморья. Опыт регионального гравитационного районирования // Строение и динамика зон перехода от континента к окенану - М.: МГК АН СССР,1986. - С. 71-90. - (Геодинамические исследования. Вып. 9).

76. ГОРДИН В.М. Пульсационная модель эволюции главного геомагнитного поля на интервале 1550-2000 гг. // 3-й Всес. съезд по геомагнетизму. Тезисы докл. - Ялта-Киев, - 1986. С. 5-6.

77. ГОРДИН В.М. Пульсационная модель главного геомагнитного поля // Аппаратура и методы изучения гравитационного и магнитного полей в Мировом океане. - Геленджик: НИПИ Океангеофизика, 1986. -С. 30-36.

78. ГОРДИН В.М., МИХАЙЛОВ В.О. Применение истокообразных аппроксимаций для обработки данных морской магнитной градиентометрии // 3-й Всес. съезд по геомагнетизму. Тезисы докл. - Ялта-Киев, 1986. - С. 95-96.

79. ГОРДИН В.М., МИХАЙЛОВ В.О. Вычисление производных аномалий ⊿*T* по измерениям курсовых градиентов модуля напряжённости магнитного поля Земли // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1986. - N 2. - С. 89-99.

80. ГОРДИН В.М., РОЗЕ Е.Н., УГЛОВ Б.Д. Морская магнитометрия. - М.: Недра, 1986. - 231 с.

1987

81. АРТЕМЬЕВ М.Е., БАБАЕВА Т.М., ВОЙДЕЦКИЙ И.Е., ГОРДИН В.М., МИХАЙЛОВ В.О. Изостазия и гравитационное поле Северной Атлантики. - М.: Наука, 1987. - 156 с.

82. ГОРДИН В.М., МИХАЙЛОВ В.О., ТРЕБИНА Е.С. Методика и результаты интерпретации магнитных аномалий в центральной части Южной Атлантики // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1987. - N 7. - С.69-83.

83. ГОРДИН В.М., МИХАЙЛОВ В.О., ТРЕБИНА Е.С. Магнитное поле и магнитоактивный слой Южно-Атлантического хребта // Сравнительная тектоника континентов и океанов. - М.: Наука, 1987. - С. 43-51.

84. ГОРДИН В.М., ТРЕБИНА Е.С. Длинноволновые магнитные аномали на акватории Мирового океана // 3-й съезд сов. океанологов. Секция: Геол., геоф., геохим. океанов. (твердая кора океанов и перех. зоны). Тезисы докл. - Л.: Гидрометеоиздат, 1987. - С. 63-64.

1989

85. ГОРДИН В.М. Существует ли долготный дрейф главного геомагнитного поля ? // Новые методы интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. - М.: ИФЗ АН СССР, 1989. - С. 96-117.

86. ГОРДИН В.М. О фильтрации линейно-зависимых измерений в магнито- и гравиметрии // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1989. - N 11. - С. 79-83.

87. ГОРДИН В.М. Магнитное поле океанов и гипотеза Вайна-Меттьюса // Геодинамические исследования. Вып. 13. - М.: МГК АН СССР, 1989. - С. 129-158.

88. ГОРДИН В.М., ЗОЛОТОВ И.Г. Моделирование магнитоактивного слоя океанической литосферы. Теоретические и методические аспекты. - М.: ИФЗ АН СССР, 1989. - 181 с. 89. КАРАСИК А.М., ГОРДИН В.М. Морские геомагнитные исследования // Междунар. геол.-геофиз. атлас Атлантического океана МОК(ЮНЕСКО) / Под ред. Г.Б.Удинцева. - М., 1989, С. 22-23.

1990

90. ГОРДИН В.М. Фильтрация линейно-зависимых измерений и ее применение в морской магнитометрии // Электромагнитная индукция в Мировом океане. Ч. 2 / Под ред. М.С.Жданова. - М.: Наука, 1990. -С. 138-144. 91. ГОРДИН В.М. Линейные магнитные аномалии океанов и геодинамика // Геодинамика и развитие тектоносферы. - М.: Изд-во МГУ, 1990. - С. 11-12.

1991

92. БЕЛЯЕВ И.И., ГОРДИН В.М., ЛЮБМОВ В.В., УГЛОВ Б.Д. Современное состояние морской магнитометрической аппаратуры // 4-й Всес. съезд по геомагнетизму. Тезисы докл. - Владимир – Суздаль, 1991. - С. 68-69. 1992

93. АРТЕМЬЕВ М.Е., ГОРДИН В.М., КУЧЕРИНЕНКО В.А. Спектрально-статистический анализ гравитационного поля Евразии // Докл.АН СССР. - 1992. - Т. 325. - N 4. - С. 697-703.

94. ГОРДИН В.М., ГРУШИНСКИЙ А.Н., МАЛУШИНА Н.И. Геофизические характеристики земной коры и верхней мантии Индийского океана //Обзор ВИЭМС. Сер. Развед. геофиз. - М.: МГП Геоинформмарк, 1992.- 61 с.

1993

95. ARTEMJEV M.E., GORDIN V.M., KUCHERINENKO V.A. Structure of gravity field, isostasy and subcrustal density inhomogeneities of the Northern and Central Eurasia // L.P.Zonenshain Memorial Conf. on Plate Tectonics. Progr. and Abstr. - Moscow, 1993. - P. 32-33.

96. ARTEMJEV M.E., GORDIN V.M., KUCHERINENKO V.A., MIKHAILOV V.O. Tectonic implication of the gravity field on the territory of the Former USSR // 29-th Intern. Geol. Congr. Abstr. V. 3. -Kyoto, 1993. - P. __.

97. АРТЕМЬЕВ М.Е., ГОРДИН В.М., КУЧЕРИНЕНКО В.А., КАБАН М.К. Гравитационное поле и изостазия Северной Евразии // Тезисы докл. Междунар. сем-ра: Вопр. теор. и практ. интерп. гравит. и магнитн. аномалий. - М.: МГРИ, 1993. - С. 9-10.

98. АРТЕМЬЕВ М.Е., КУЧЕРИНЕНКО В.А., ГОРДИН В.М. и др. Связь гравитационного поля с изостазией и глубинными плотностными неоднородностями северной и центральной Евразии // Результаты комплексного изучения тектоносферы. - М.: ИФЗ РАН, 1993. - С.116-134.

99. ГОРДИН В.М., КУЧЕРИНЕНКО В.А. Рекурсивный НЧ-фильтр для обработки гравимагнитных данных // Изв. АН СССР. Физика Земли. -1993. - N 8. - С. 84-87.

100. ГОРДИН В.М., МАЛУШИНА Н.И., ГРУШИНСКИЙ А.Н. Моделирование магнитоактивного слоя Индийского океана // Тезисы докл. Междунар.сем-ра: Вопр. теор. и практ. интерп. гравит. и магнитн. аномалий.- М.: МГРИ, 1993. - С. 48-49.

101. ГОРДИН В.М., НАЗАРОВА Е.А., ПОПОВ К.В. Обобщенная петро-магнитная модель океанской литосферы // Океанология. - 1993. - Т.33. - N 1. - С. 139-143.

1994

102. АРТЕМЬЕВ М.Е., ГОРДИН В.М., КУЧЕРИНЕНКО В.А. Аномальное гравитационное поле Евразии. 1. Спектрально-статистический анализ и обобщённые модели источников // Изв. РАН. Физика Земли. - 1994.- N 10. - С. 3-15.

103. ГОРДИН В.М. Обобщённая модель магнитоактивного слоя (на примере Индийского океана) // Петромагнитная модель земной коры /Под ред. Д.М.Печерского. - Киев: Наукова Думка, 1994. - С.94-103.

104. ГОРДИН В.М., ГОРОДНИЦКИЙ А.М. Обобщенная петромагнитная модель океанической литосферы // Петромагнитная модель литосферы / Под ред. Д.М.Печерского. - Киев: Наукова Думка, 1994. - С.103-106.

105. GORDIN V.M., NAZAROVA E.A. Russian marine magnetic Surveys in the Indian ocean // Abstr. India-US Workshop on "Geomagnetism in Studies of the Earth Interrior". 22-26 Aug. 1994. - Pune.India, 1994. - P. 56.

1995

106. GORDIN V.M., KABAN M.K., KURIKHINA O.A., TIHOTSKY S.A.Density model for the lithosphere and isostatic anomalies of the southern part of European Russia and cis: new results //5th Zonenshain Conf. on Plate Tectonics. Progr. and Abstr. - Moscow, 1995. - P. 69.

107. ГОРДИН В.М., ТИХОЦКИЙ С.А. Оценка представительности сеточных моделей аномального гравитационного поля России и стран ближнего зарубежья // Руды и металлы. - 1995. - N 6. - С. 39-44.

1996

108. ГОРДИН В.М., МИХАЙЛОВ В.О., ПАВЛЕНКОВА Н.И. Создание комплексных геолого-геофизических моделей // Основные достижения Объединнного ин-та физики Земли им. О.Ю.Шмидта за 1992-1996 гг. -М., 1996. - С. 62-71.

109. ГОРДИН В.М., КАБАН М.К., КУРИХИНА О.В., ТИХОЦКИЙ С.А. Методика и результаты детализации изостатической модели литосферы южной части Восточно-Европейской платформы и её обрамления // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Тез. докл. междунар.конф. Воронеж, 1996. - С. 102-103.

110. ТИХОЦКИЙ С.А., КУРИХИНА О.А., ГОРДИН В.М. Гравитактивные оболочки Земли: спектрально-статистическая проверка гипотезы о типах источников // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Тез. докл. междунар. конф. Воронеж, 1996. - 59-60.

1997

111. ГОРДИН В.М., КАБАН М.К., ТИХОЦКИЙ С.В., SCHWINZER Р. Планетарная геофизическая модель геопотенциала // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. - М.: ОИФЗ РАН, 1997. - С. 4-5.

112. MIKHAILOV V.O., GORDIN V.M., KURIKHINA O.A., TIHOTSKY S.A., PANINA L.V. Computer database on the North Caucasus and Fore-Caucasus foredeep // Геофиз. журн. - 1997. N 1. - C. 150.

113. ГОРДИН В.М. Природа земного магнетизма: эволюция представлений от эллинов до начала XX века // Развитие гравиметрии и магнитометрии в XX веке / под ред. В.Н.Страхова. - М., ОИФЗ РАН,1997. - С. 70-84.

1998

114. ГОРДИН В.М., КУРИХИНА О.А., ТИХОЦКИЙ С.А., ПЛАТОНОВА С.А. Статистическое моделирование источников аномального гравитационного поля на акватории Мирового океана // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Тез. докл. межд. конф.- семинара. - Ухта, 1998. - С. 33-34.

115. ТИХОЦКИЙ С.А., КУРИХИНА О.А., ГОРДИН В.М. Гравиактивные оболочки Земли: спектрально-статистическая проверка гипотез о типах источников // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Тр. междунар. конф. - Воронеж, 1998. - 155-170.

116. ГАЙНАНОВ А.Г., ГОРДИН В.М. Развитие идей В.В.Федынского в гравимагнитных исследованиях тектоносферы акваторий // Геофизика. Спец. вып. - 1998. - С. 37-41.

1999

117. КАБАН М.К., ГОРДИН В.М., ТИХОЦКИЙ С.А. Плотностные неоднородности внешних геосфер. Опыт глобального моделирования // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Тезисы докл. Междунар. сем.им. Д.Г.Успенского. - Екатеринбург, 1999. - С. 226.

118. ГОРДИН В.М., ТИХОЦКИЙ С.А. Истокообразные аппроксимации гравитационных и магнитных полей: история вопроса // Геофизика и математика. Материалы 1-й Всеросс. конф. / Под ред. В.Н.Страхова.- М.: ОИФЗ РАН, 1999. - С. 55-57.

119. ГОРДИН В.М. О Владимире Владимировиче Белоусове // Владимир Владимирович Белоусов. - М.: ОИФЗ РАН, Книжный дом Университет, 1999. - С. 138-142.

2000

120. ГОРДИН В.М., ТИХОЦКИЙ С.А., КУРИХИНА О.А., ПЛАТОНОВА С.А. Применение пуассоновой модели источников аномального гравитационного поля для изучения океанской литосферы // Физика Земли. - 2000. - N 7. - С. 76-88.

2001

121. ГОРДИН В.М. Об интерпретации аномального магнитного поля океанов по Вайну-Меттьюсу // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Мат. XXIV-го тект. совещ. - М.: Геос, 2001. - С.168-170

122. ГОРДИН В.М. Свидетельства гетерогенности магнитоактивного слоя океанской литосферы // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Мат. XXIV-го тект. совещ. - М.: Геос, 2001. - С.171-173

123. АГАЯН С.М., БОГОУТДИНОВ Ш.Р., ГАЛЬДЕАНО А., ГВИШИАНИ А.Д.,ГОРДИН В.М., ГРАЕВА Е.М., ДИАМАН М., МИХАЙЛОВ В.О., ТИХОЦКИЙ С.А.

Интерпретация магнитных аномалий залива Сен-Мало (Франция): Применение кластерного анализа при выборе решений, полученных по методу Эйлера // Вопросы теории и практики комплексной геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Тезисы межд. сем. им. Успенского. - Киев, 2001. - С. 11.

124. ГОРДИН В.М., ТИХОЦКИЙ С.А., КУРИХИНА О.А. Модели случайных полей и случайных источников в задачах интерпретации морских гравимагнитных данных // Вопросы теории и практики комплексной геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Мат. междунар. школы-семинара. Ухта, 15-24 ноября 2000 г. - М.: ОИФЗ РАН, 2001. - Т. 1. - С. 242-252.

2002

125. ГОРДИН В.М. Об интерпретации аномального магнитного поля океанов по Вайну-Мэттьюзу // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. - М.: ИФЗ РАН, 2002. - С. 27-29.

2003

126. ГОРДИН В.М. Проблема адекватности интерпретационных моделей в гравиметрии и магнитометрии // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 30-й сессии Международн. семинара им. Д.Г.Успенского. 27-31 янв. 2003 г., Москва. - М.: ОИФЗ РАН, 2003.- Ч. 1. - С. 32-34.

127. МИХАЙЛОВ В.О., ГОРДИН В.М., КИСЕЛЕВА Е.А., СМОЛЬЯНИНОВА Е.И., ТИМОШКИНА Е.П., ТИ-ХОЦКИЙ С.А. Эволюционные геодинамические модели и их применение при совместной интерпретации геологических и геофизических данных // Очерки геофизических исследований. - М.: ОИФЗ РАН, 2003. - С. 313-320. 128. ГОРДИН В.М., ТИХОЦКИЙ С.А. Библиографическая база данных "Гравиметрия и магнитометрия": история создания, состояние дел и перспективы // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Мат. 31-й сессии Международн. семинара им Д.Г.Успенского. Москва, 26-29 января 2004 г. - М.: ОИФЗ РАН, 2004. - С. 20-21.

129. ГОРДИН В.М., ТИХОЦКИЙ С.А., ШУР Д.Ю. О восстановлении гармонической компоненты скалярных магнитных аномалий // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Мат. 31-й сессии Международн. семинара им Д.Г.Успенского. Москва, 26-29 января 2004 г. - М.: ОИФЗ РАН, 2004. - С. 21-22.

130. МИХАЙЛОВ В.О., ГОРДИН В.М., КИСЕЛЕВА Е.А., СМОЛЬЯНИНОВА Е.И., ТИМОШКИНА Е.П., ТИ-ХОЦКИЙ С.А., ШУР Д.Ю. Методы современной интерпретации геологических и геофизических данных в рамках геодинамических моделей // Ломоносовская школа МГУ по геофизическим методам исследования земных недр: прошлое, настоящее, будущее. Сб. научн. тр. /Под ред. В.К.Хмелевского. - М.: МГУ, 2004. - С.86-91. 131. ГОРДИН В.М. Очерки по истории геомагнитных измерений. М.: ИФЗ РАН, 2004. - 162 с.

2005

132. ГОРДИН В.М. К истории геомагнитных измерений (презентация монографии) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 32-й сессии Международн. семинара им. Д.Г.Успенского. Перимь.24-29 января 2005 г. - Пермь, 2005. - С. 64-65.

133. СОЛОВЬЕВ А.С., АГАЯН С.М., ГОРДИН В.М., МИХАЙЛОВ В.О., ТИХОЦКИЙ С.А., ШУР Д.Ю. О возможности определения направления намагниченности пород путём кластерного анализа результатов локальной линейной псевдоинверии: применение к изучению тектонического строения района Хоггар (Алжир) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 32-й сессии Международн. семинара им.Д.Г.Успенского. Пермь. 24-29 января 2005 г. - Пермь, 2005. - С.262-263.

2006

134. ГОРДИН В.М. Эффект заметания следов в магнитологии и магнитометрии // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных магнитных и электрических полей. Мат. 33-й сессии Международн. семинара им. Д.Г.Успенского. Екатеринбург, 30 янв.-3 февр. 2006 г. - Екатеринбург: Ин-т геофиз. УрО РАН, 2006. - С. 95-97.

135. ГОРДИН В.М., ТИХОЦКИЙ С.А., ШУР Д.Ю. О восстановлении гармонического компонента аномалий модуля магнитного поля // Физика Земли. - 2006. - N 4. - С. 69-79.

2007

136. МИХАЛОВ В.О., ГОРДИН В.М., ТИМОШКИНА Е.П., КИСЕЛЁВА Е.А., СМОЛЬЯНИНОВА Е.И. Геодинамические модели и их применение при совместной интерпретации геологических и геофизических данных (обзор). // Физика Земли. - 2007. - N 1. - C. 4-15.

Часть 3. ВОСПОМИНАНИЯ.

В.В.Коток

МОЛОДЫЕ ГОДЫ В.М.ГОРДИНА (ИЗБРАННЫЕ ФАКТЫ)

1. «Группа глотничать не даст!»

Осень 1960-го... Разгар «Хрущевской оттепели» и одноименных реформ. Аудитории ВУЗов Страны Советов (была такая страна – СССР) более, чем на три четверти заполнили демобилизованные воины и производственники со стажем не менее двух лет. К ним на приемных экзаменах предъявлялись заниженные требования. Состав первого курса геолфака набора 1960-го года не являлся исключением: бал правили дембеля и производственники, официально считавшиеся опорой деканата и студентами первого сорта. Высшим сортом проходили члены и кандидаты в члены КПСС. «Школьники», т.е. юноши 1943-го года рождения (к девушкам это практически не относилось), несмотря на честно пройденный конкурс, относились ко второму сорту. В рекреациях зазвучало слово «салага». Школьники имели вид сконфуженный и виноватый... Насаждалась ВУЗовская разновидность дедовщины. Справедливости ради отмечу, что первая же экзаменационная сессия расставила все по своим местам, ибо способные и не очень способные к обучению в МГУ студенты водились и в высшем, и в первом, и во втором сорте.

Валеру Гордина – юношу 1942-го года рождения, со взором горящим, с копной иссиня черных слегка вьющихся волос и со статью Мишки Квакина (из кинофильма «Тимур и его команда») ни к одному из сортов в строгом смысле отнести было нельзя, ибо он имел год стажа работы на заводе – токарь как-никак! Этот год не давал ему никаких преференций при поступлении, в которых он и не нуждался, блестяще сдав экзамены, но все же... Все же Валера примкнул к стае с т.н. «жизненным опытом», был ею принят и ею же выдвинут в комсомольский актив группы.

На этом высоком идеологическом посту автор сих строк и застал В.М.Гордина, когда был переведен в группу геофизиков с вечернего отделения. Я старше Гордина на 1 год 7 месяцев и 3 дня. К такой разнице в возрасте в условиях дедовщины ему следовало относиться со средней степенью трепетности. К тому же из двух с лишним лет пресловутого производственного стажа я шесть месяцев вкалывал на полевых работах в Архангельской области. Перевелся я с потерей курса и поэтому имел много перезачтенных предметов, в группе бывал мало, а уж на всякие субботники-воскресники и вовсе принципиально не ходил.

С этим что-то надо было делать. Меня вызвали на комсомольский сходняк и устами Валеры задали сакраментальный вопрос: «почему ты не живешь с группой?». Я попытался перевести разговор в сексуально-шуточную плоскость. В ответ – гневным фальцетом реплика Валеры: «группа глотничать не даст»!!! Я не сдержался и с высоты возрастного преимущества (помните - 1 год 7 месяцев и 3 дня?) обозвал В.М,Гордина салагой. Слово за слово. И я себя повел уж совсем асоциально. Чуть не выгнали из ВЛКСМ, а это тогда значило – и из МГУ. Обстановку разрядил староста группы Герман Воротягин (биографии безукоризненной – отслужил четыре года на Северном флоте), который промолвив: «порок наказан, добродетель восторжествовала, поставим на вид без занесения», увел меня от греха подальше покурить... Гроза миновала, и я стал жить с группой.

А впереди была целая жизнь...

2. Крым.

Учебных практик в Крыму у нас было две: летом 1961-го и летом 1963-го гг. К началу первой практики конфликт между мной и Гординым помаленьку рассасывался на фоне крепнущего единства, как группы геофизиков, так и всего курса в целом.

Появились объективные предпосылки к тому, чтобы выпить вдвоем и поговорить. Когда, в начале июня 1961-го года, мы появились на Крымском полигоне, первым реализовал эти предпосылки Гордяша (так ласково называли Гордина на курсе). Он подошел ко мне и строго сказал: «Мне с тобой необходимо выпить». В его холщевой сумке что-то убедительно позвякивало. Я безо всяких понтов согласился. Мы поднялись довольно высоко по склону горы Сель-Бухра, что возвышается над полигоном МГУ и, уютно расположившись с видом на желто светящиеся внизу палатки лагеря, откуда слабо доносились песни под гитару и звуки ежевечерних танцев, выпивали и закусывали. Закуска закончилась раньше выпивки и мы стали занюхивать... Обчитав друг друга с ног до головы стихами и поговорив о Хэме, Ремарке и шестидесятниках, спели дуэтом несколько песен Б.Окуджавы. Валера дозрел до декламации собственных стихов, после чего я признал его окончательно. С черно-бархатного крымского неба нам поощрительно подмигивали огромные звезды необыкновенной яркости. Звенели цикады. Завязалась дружба и, как выяснилось впоследствии, на всю оставшуюся жизнь. Вниз спускались умиротворенные и пьяные почти до изумления. А наутро Гордин сел за арифмометр «Феликс», которым владел виртуозно, вычислять приращения координат.

Кстати уже тогда, в стародавние крымские времена, удивляло редкое свойство гординского мыслительного аппарата: полностью сохранять работоспособность после изрядных возлияний, которые, чего греха таить, в нашей среде не были редкостью.

На второй крымской практике по геологическому картированию я и Валера работали как маршрутная пара. В одном из наших совместных маршрутов надо было закартировать т.н. «таврическое окно», т.е. оконтурить триасовые отложения, якобы вскрытые эрозией на дне оврага Каяс-Джелга. Пресловутое окно было нарисовано на картах нескольких предшествовавших поколений студентов-практикантов; достать эти карты и перерисовать «окно» не составляло большого труда. К такому способу решения проблемы пытался склонить своего напарника и я. Не-е-ет шалишь! Не таков был Гордяша! «С детских лет, признаюсь вам, все привык я делать сам...». И мы потащились сквозь непролазные колючие кустарники, считая шаги, сверяя топографическую карту конца 19-го столетия с показаниями баронивелира и периодически вылезая на верхнюю кромку оврага для визуальной привязки. Гордин заразил меня своей дотошностью до такой степени, что я в этой дотошности весьма преуспел и, как мне тогда показалось, превзошел героя моего повествования. А «окна» - все нет и нет! «Уж полночь близится, а таврики все нет», - бормотал Гордин, обвиняя во всем какое-то одному ему ведомое трансгрессивное прилегание. Обшарив на карачках всю площадь дна Каяс-Джелги, перспективную на обнаружение «таврического окна», мы констатировали отсутствие оного, зато спугнули семейство диких свиней и нашли два огромных совершенно подмосковных белых гриба. Оборванные и исцарапанные донельзя, мы возвращались на полигон, довольные своим первым открытием, выразившемся в закрытии «таврического окна». Резонанса в научных сферах в связи с нашим открытием не наблюдалось.

Белые грибы мы отдали поварихам в столовую, и обеденный супчик следующего дня в масштабах общего стола всего курса едва заметно напоминал грибной.

3. Армия

Между двумя крымскими практиками в мире разразился Карибский кризис. Наверно в связи с ним нам решили ускорить прохождение курса военных наук: за два семестра 1961-1962 годов мы прошли все, чтобы в военных билетах значилось: «военная специальность – командир саперного взвода». Летом 1962 года нас отправили в военные лагеря вместе с выпускниками факультета набора 1957 года. По преступному недосмотру командования сборов наше месячное пребывание в лагерях завершилось трагедией - на учениях погибло пятеро наших однокурсников.

Тяжкой процедурой отправки тел погибших ребят на родину занималась команда из шести студентов, в числе которых были геофизики Исаев, Редькин, Гордин и я, а также палеонтологи Мананков и Жупахин. Это несчастье еще более скрепило нашу дружбу. Начался счет потерь...

Зимой 1963 года сразу после зимней экзаменационной сессии нас разослали по частям Московского военного округа на стажировку в качестве как бы командиров саперных взводов. Гордин, я и почти все геофизики попали в саперный батальон достославной танковой Кантемировской дивизии, базирующейся в Нарофоминске – подмосковном полюсе холода. Морозяки в ту зиму были отменные – почти каждый день зашкаливало за тридцать!

И тут Гордяша дал маху: сам себя обманул. Дело было так. На первом же построении представитель штадива спросил: «Кто из вас хорошо рисует плакаты?». Гордин сделал шаг вперед и только мы его и видели... Всю стажировку он по 12 часов в сутки гнул спину в штабе дивизии над диаграммами, плакатами, боевыми листками части и прочей армейской показухой. Остальные ребята никакими взводами и даже отделениями не командовали, ибо армейское начальство занятостью стажеров никак не озаботилось; так мы и проболтались в батальоне без дела, зато у Гордина дел было – невпроворот.

Я думаю, что всем известные шикарные многометровые гординские плакаты-иллюстрации к его научным докладам, выполненные на обратной стороне целых рулонов миллиметровки, обязаны своей эстетичностью именно стажировке в Кантемировской дивизии.

4. Автопробег

Еще на второй крымской практике сформировалась УПГ (не путать с устойчивой преступной группой) – устойчивая приятельская группа в составе Шубина, Гордина и Котока - автора предлагаемых мемуаров. Борис Шубин, личность на факультете весьма известная, учился в группе палеонтологов.

Вообще геофизики и палеонтологи на нашем курсе дружили группами, а затем – и семьями. Дело зашло так далеко, что палеонтологи Шубин и Жупахин впоследствии руководили аэрогеофизическими партиями; обратного, правда, не наблюдалось - ни один из геофизиков в палеонтолога не превратился...

Отец Шубина – Василий Федорович несколько лет работал на Кубе и заработал там на автомобиль ГАЗ-21 «Волга». Означенный автомобиль был получен в московской «Березке» и должен был быть доставлен своим ходом по месту жительства шубинских родителей в городгерой Волгоград (бывший Сталинград). За перегон взялась наша УПГ. Я и Шубин – водители, а Гордин должен был вести бортжурнал пробега, ну все, как у порядочных людей.

Выехали ранним утром 28-го декабря 1963-го года. На шоссе Москва-Симферополь был страшный гололед. Когда проезжали Подольск, Гордин занес в журнал содержание плаката: «Подольчане приветствуют трезвых водителей!». Это относилось и к нашему славному экипажу: мы были трезвы и сосредоточены. Гордин пошутил: на самом деле подольчане приветствовали дисциплинированных водителей.

До Тулы машину вел я. В Туле меня сменил Шубин. Тут и обнаружилось, что у него тогда не было устойчивых навыков вождения легковых автомобилей – машину несколько раз заносило на льду, мы нервничали, а Гордин, успокоения ради, стал декламировать стихи Давида Самойлова и вдруг, чего с ним никогда не бывало, забыл слова очередного стиха. Через два часа такой езды мы врезались в стоящий без габаритных огней автопоезд. Стрелка спидометра застряла на цифре «85»... Удар был так силен, что Шубина почему-то сбросило под руль и там заклинило, я помял головой (!!!) панель приборов и разжился огромной шишкой на лбу, а Гордина сзади по затылку ударило зачерствевшей буханкой хлеба, да так, что он ненадолго потерял сознание, а затем вдруг вспомнил забытые накануне строки из Давида Самойлова. Хорошо, что мы ехали на «Волге», а не на «Жигулях»! «Волга» намного крепче на удар... Потом была полуторачасовая буксировка по льду на мягкой сцепке со скоростью под 80 км в час; я сидел, мертвой хваткой вцепившись в руль, Гордин вслух читал стихи, Борис молчал.

В течение нескольких последующих лет мы отмечали 28 декабря как наш общий день второго рождения.

В городе Мценске мы наскоро отремонтировали искалеченный передок машины и 29-го декабря бесславно вернулись в Москву.

В феврале, после армейской стажировки, мы втроем все-таки отремонтировали машину как следует, а в мае 1964 года, уже без участия Гордина, успешно перегнали ее в Волгоград.

5. Селедка с картошкой

Похоронив отца, еще будучи первокурсником, Валера жил со своей мамой Августой Павловной в невероятно чистенькой «полуторакомнатной» уютной квартирке по Щербаковской улице недалеко от метро «Семеновская». Рядом располагалась знаменитая на всю Москву своей шпаной улица Благуша. Интеллигентный юноша Гордин искренне считал себя выходцем из благушинской шпаны, хотя даже матом ругался однообразно и неумело...А дом этот был полон хорошими книгами, перечитанными Валерой от корки до корки. Библиотека эта стараниями сына и мамы пополнялась регулярно и со вкусом.

С осени 1961 г. и вплоть до окончания Храма (так мы называли МГУ) пять-шесть Гордяшиных друзй, в том числе и я, регулярно приглашались Августой Павловной на дивное сочетание селедки с картошкой. Картошка была рыночной (рынок был тогда колхозный, о рыночной экономике мы были в счастливом неведении), селедка – баночной (банки тогда были консервные, стеклянные и государственные – Госбанк и Стройбанк), а водка – хорошей и очень хорошей (паленой водки тогда еще не изобрели).

Гординская мама была дамой мудрой, красивой, веселой, гостеприимной и демократичной, являясь эталоном женщины для наших девушек, некоторые из которых впоследствии стали нашими женами. Ее присутствие за столом необременительно ограничивало нас в недоперепитии. Недоперепил – это когда выпил меньше, чем хотел, но больше, чем мог.

Разговоры искрились интеллектом и остроумием, и все мы казались друг другу ну о-о-чень умными. Впрочем, так оно и было. Пишу это без ложной скромности.

Унаследовав от Августы Павловны и усугубив традиции гостеприимства, Гордин уже в другой, совершенно однокомнатной квартире, известной многим его друзьям и сослуживцам, давал большие и малые приемы, «фенькой» которых была изготовленная собственноручно хозяином дома селедка под шубой; иногда имели место случаи недоперепития...

P.S.

Потом было много, очень много совместно пережито, переговорено, переделано на этой земле. Было много серьезного и несерьезного, трагичного и комичного: «... что-ж – так все устроено», - любил говорить мой друг Валера Гордин. И еще он умел работать без вытаращенных глаз и потного энтузиазма, умел хорошо посмеяться над собой и наверняка принял бы несколько саркастический тон моих записок, Этот тон был принят в наших личных взаимоотношениях.

Память о Валерии Михайловиче Гордине – значительном ученом, книгочее, поэте и просто артельном мужике – всегда со мной и со всеми его старыми и молодыми друзьями.

В.О. Михайлов

К ИСТОРИИ СОВМЕСТНЫХ РАБОТ С В.М. ГОРДИНЫМ С 1971 ПО 2006 ГГ.

С Валерием Михайловичем Гординым меня связывает 35 лет дружбы и совместной науч-

ной работы. Я думаю, что для данного сборника более подойдет рассказ о совместных научных исследованиях, хотя отделить жизнь от науки в Валерином случае невозможно. У меня нет полного списка наших работ, только статьи в рецензируемых журналах, которых около 25, а всего совместных работ наверное раза в два больше. Первая совместная работа вышла в 1974, а последняя в 2007, уже после ухода Валеры.

Встретились мы с Валерой при следующих обстоятельствах. В 1971 г. я окончил кафедру Геофизики геологического факультета. Партбюро не рекомендовало меня в аспирантуру, несмотря на то, что я получил диплом с отличием. Я, конечно, очень расстроился, поскольку думал, что аспирантура - это единственный путь в науку. На распределении доцент кафедры геофизики Юлия Вадимовна Юнаковская порекомендовала мне пойти во Всесоюзный научно-исследовательский геолого-разведочный нефтяной институт (ВНИГНИ), откуда пришла заявка на одного выпускника. Она сказала, что во ВНИГНИ отдел Математических методов в геологии возглавляет Владимир Ильич Аронов, уровень исследований в его отделе высокий и что занимаются там в основном гравиметрией, т.е. той областью, в которой я специализировался. Я взял заявку, о чем никогда не жалел.

Через некоторое время после распределения я встретил на кафедре Валеру Гордина и с ним разговорился. Оказалось, что он работает во ВНИГНИ, куда я и иду. Я рассказал ему, что делал в своём дипломе и курсовой, он много и очень интересно рассказывал про работы в отделе В.И. Аронова и вообще про новые результаты в области потенциальных полей. Мы проговорили, как мне кажется, часа три и я ушёл с этой встречи полный энтузиазма относительно своего будущего места работы.

Позже выяснилось, что наша встреча была не совсем случайной. Дело в том, что заявку на студента подавал сейсмический отдел. В отделе Аронова уже знали, что во ВНИГНИ распределили студента из МГУ. Поэтому, будучи в МГУ по каким-то делам, Валера зашёл в библиотеку полистать мой диплом, чтобы решить, перетягивать ли им студента в отдел Математических методов в геологии. К счастью, решили перетянуть. Так я стал работать с Валерой.

Мы работали по нескольким темам, включая построение карт и подсчёт запасов нефти и газа на ЭВМ, разделение и трансформацию потенциальных полей, на основе развитого В.И. Ароновым методом аппроксимации полями от элементарных источников. Валера предложил заняться применением минимально-квадратического критерия Колмогорова-Винера к задачам разделения и трансформации потенциальных полей. Он к тому времени уже расписал теорию для двухмерного случая, я составил программы и работа пошла.

Мне очень нравился Валерин стиль работы. Он всегда глубоко вникал в ту область, которой занимался, читал много литературы, старался дойти до сути вещей. Его очень интересовало, как работают различные методы, области их применения, эффективность. Он не ленился придумывать самые разнообразные тесты, для которых мы проводили многочисленные расчёты, сравнивали результаты. Расчёты на практическом материале проводились только после того, как метод был досконально изучен на тестовых примерах.

Валера очень серьёзно относился к презентации результатов. Статьи готовились очень долго: давали читать коллегам, обсуждали, помногу раз переписывали. К докладам тоже относились очень серьёзно. Писали текст доклада, готовили графику, старались предугадать сложные вопросы. Надо сказать, что я ещё застал то время, когда семинары и конференции были серьёзным испытанием, особенно для молодёжи. Бывало много вопросов, критических выступлений. Могли так разнести, что долго не оправишься.

Валера умел и любил готовить графику. За неделю до доклада он вооружался чертёжными перьями, тушью и начинал делать плакаты. Писал и рисовал плакаты он очень быстро и красиво, совершенно без помарок. На плакаты выносили все: и постановку задачи, и метод решения, и таблицы с результатами теоретических расчётов, и практические примеры. Я красиво рисовать и писать не умею, так что мне и в этом смысле было комфортно. Однажды у нас с ним была большая лекция на школе-семинаре. Времени дали много, результатов было тоже много. Валера взял рулон миллиметровки и на обратной, белой стороне начал писать плакаты, отделяя один от другого вертикальной чертой. Сначала мы думали плакаты разрезать, но потом сообразили, что именно сплошной рулон будет выглядеть весьма забавно. В результате длина рулона с презентацией составила 32 метра! Мы её протянули вдоль трёх стен большой аудитории. Я думаю, это был всесоюзный рекорд.

В работах по минимально-квадратической фильтрации Валера был лидером. Моя функция в основном сводилась к программированию и проведению расчётов. Тут ещё дело в том, что статистические методы меня почему-то никогда особенно не увлекали, и я не очень вникал в теорию вопроса. По просьбе В.И. Аронова я также занялся аппроксимацией функций гравитационными аномалиями от элементарных источников. Мы с Ароновым реализовали схему, в которой источники располагались на нескольких уровнях, что заметно улучшало сходимость и позволяло варьировать параметры разделяемых сигналов. Это был подход чисто эмпирический, но весьма эффективный, поскольку позволял работать с измерениями, заданными на рельефе и на нерегулярной сетке. Надо сказать, что Валера в кандидатской диссертации (выполненной под руководством В.И. Аронова) применил аппроксимацию элементарными источниками для вычисления уклонений отвеса в горной области. Ко времени, когда я пришёл во ВНИГНИ, Валера к этому подходу заметно охладел и занялся реализацией фильтра Колмогорова-Винера, поскольку там все было более формализовано и математически красиво.

Однако противопоставить эти методы не удалось, и вот по какой причине. Для реализации фильтра мы использовали автокорреляционную функцию от точечного источника. Через некоторое время кто-то из нас обнаружил (Валера всегда уверял, что я, а я уверен - что Валера), что при работе на регулярной сетке наши вычислительные схемы совершенно аналогичны аппроксимации поля системами точечных источников, расположенных на нескольких уровнях ниже поверхности наблюдений. Иными словами, круг замкнулся, и мы опять вернулись к методу, развиваемому В.И. Ароновым, хотя и на ином уровне.

Дело в том, что из построенной теории минимально-квадратической фильтрации следовала связь между глубиной до уровней, на которых располагались точечные источники и радиусами автокорреляции разделяемых сигналов, а отношение масс источников, расположенных на одной вертикали, оказалось равным отношению среднеквадратических амплитуд разделяемых сигналов. Таким образом, эмпирический метод, который мы развивали с В.И. Ароновым, получил теоретическое обоснование. С другой стороны, найденная аналогия позволила перенести технологию минимально-квадратической фильтрации на случай измерений на рельефе, на нерегулярной сетке и использовать его при работе на земном эллипсоиде. Мы тогда думали, что теоретически доказать правомерность такого переноса невозможно, но Сергею Тихоцкому, с которым Валера начал работать в 90-е годы, удалось, по аналогии с двумерным случаем, построить доказательство с использованием аппарата корреляционного анализа в произвольном метрическом пространстве.

Обстановка в отделе Математических методов была замечательная. Я не помню, чтобы были какие-то конфликты или ссоры. Отношения были самые дружеские. Все как-то помогали друг другу, обсуждали постановки задач, результаты, критически читали статьи своих коллег. Валера тут был одним из лидеров. Он всегда вникал в суть вопроса, никогда не отделывался формальным ответом, ему все задачи были интересны. Мы старались сотрудничать с геологическими отделами, применять наши методы на реальном материале или помогать в решении возникающих проблем. Одним из продуктов нашего отдела была система статистической обработки геологических данных. Валера активно участвовал в этих исследованиях.

Другой задачей, которой мы занимались в начале 70-х годов, было построение структурных карт на ЭВМ. Валера старался подойти к этой задаче неформально, поскольку знал, что опытные геологи строят структурные карты значительно лучше, чем это делают компьютеры. Возникла, в частности, такая задача. При построении карт по более глубоким слабоизученным горизонтам геолог часто использует информацию о рельефе вышележащих хорошо изученных поверхностей. Вопрос состоял в том, чтобы построить карту структурной поверхности, заданной по редкой сети наблюдений так, чтобы она как-то согласовывалась с более детальной картой вышележащей поверхности. Мы задались вопросом: нельзя ли найти оператор, связывающий рельефы различных структурных поверхностей в осадочном чехле? Надо сказать, что на последних курсах в МГУ я ходил на семинар к Вениамину Петровичу Мясникову. Он тогда был молодым доктором наук и работал на мехмате МГУ. На его семинаре обсуждались вопросы эволюции Земли и планет, и только что появившаяся тектоника литосферных плит. С тектоникой плит в то время многие были не согласны, вокруг неё шли жаркие дискуссии, поэтому эта «опальная» теория меня очень интересовала. Весьма увлекала и задача построения математических моделей геологических и тектонических процессов. Но конечно более всего меня привлекала личность самого Вениамина Петровича, блестящего широко эрудированного учёного и замечательно доброго и отзывчивого человека. Вениамин Петрович помог мне построить простую модель зоны субдукции для объяснения нарушений изостатического равновесия, которые, я исследовал с использованием гравитационных аномалий в одной из глав моего диплома.

Итак, я отправился к Вениамину Петровичу, но, выслушав меня, он поставил задачу иначе: давайте построим геодинамическую модель формирования структур осадочного чехла, тогда можно будет определить параметры тектонического процесса по рельефу хорошо изученных верхних границ, а затем уже рассчитать рельеф менее изученных глубоких границ. При этом он сразу же выдвинул идею о том, что при решении обратной задачи (определения параметров модели и тектонического процесса) можно использовать любые имеющиеся геологические и геофизические данные, т.е. проводить комплексную интерпретацию. Тогда, в начале 70-х годов, при слабом уровне развития вычислительной техники, эта идея казалась слишком смелой. Но уже через несколько лет были построены первые геодинамические модели, разработана теория решения обратных задач в рамках моделей геодинамики и получены первые практические результаты.

Валеру сразу увлекла идея комплексной интерпретации геофизических данных в рамках геодинамических моделей. Как только была построена первая модель, описывающая деформацию осадочных слоев под действием вертикальных смещений поверхности кристаллического фундамента (1976 г.) и было показано, что она описывает общие закономерности деформирования осадочного чехла, Валера активно включился в работу по её применению при интерпретации геофизических данных. Мы с ним разработали метод решения обратной задачи гравиметрии для структур осадочного чехла с использованием данных сейсморазведки и бурения. Так началось наше с Валерой многолетнее сотрудничество с Вениамином Петровичем Мясниковым.

В 1976 г. Валера ушёл в «Зарубежгеологию», я в НИИМеханики МГУ. Но наша дружба и сотрудничество от этого совершенно не пострадали. Мы выполнили целый ряд исследований и в области комплексной интерпретации, и в области интерпретации гравитационных и магнитных полей. В частности, сделали ряд работ по интерпретации морских магнитных аномалий, а также результатов измерения курсового градиента магнитного поля. Продолжали работы по разделению и трансформированию потенциальных полей, в частности для региона Северной Атлантики. В 80-е годы мы часто вместе ездили на различные конференции и сделали, я думаю, не менее 30 совместных докладов.

Затем мы снова оказались в одном институте. Валера пришёл в ИФЗ в лабораторию Г.Б. Удинцева 1978 г, а я пришёл в лабораторию М.Е. Артемьева в 1979. Мы продолжали активно сотрудничать, хотя Валера в основном продолжал работать в области интерпретации потенциальных полей, а я все больше времени посвящал геодинамике. При очередной реорганизации ИФЗ мы, как и 30 лет назад, снова оказались в одной лаборатории, стали чаще видеться, обсуждать научные проблемы. В годы работы в ИФЗ Валера выполнил много интересных работ, а его книга по морской магнитометрии (совместно с Е.Н. Розе и Б.Д. Угловым) и, например, обзор по методам расчёта поправок за рельеф, не потеряют своего значения ещё многие годы.

Валера оказал большое влияние на формирование меня, как учёного. У меня всегда вызывали уважение его честность, принципиальность и благородство, которые ему были свойственны как в жизни, так и в науке. Мне хочется надеяться, что я в какой-то мере перенял его требовательное отношение к своим результатам, тщательную работу над текстом публикаций, над презентацией результатов. Но в чем мне его никогда не догнать, это в его замечательном знании научной литературы. Составленная им библиография работ по грави- и магнитометрии насчитывает более 20 тыс. наименований, но главное, что он помнил суть всех этих работ!

Этой статьей я хочу выразить ему мою глубокую признательность Валерию Михайловичу, замечательному учёному и замечательному человеку. С течением времени я все более ясно понимаю, какую важную роль он сыграл в моей жизни и как его теперь не хватает.

В.А. Рашидов

"НЕЗООЛОГИЧЕСКИЙ" ФИКСИСТ

С Валерием Михайловичем Гординым, с Валерой, мы познакомилась в апреле 1981 г. на Всесоюзном семинаре «Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии на акваториях морей и океанов электромагнитными методами», проходившем в пансионате АН СССР «Звенигородский». До этого времени я внимательно изучал его работы по методике проведения гидромагнитных исследований с квантовыми магнитометрами, написанные в соавторстве с Володей Любимовым и Андреем Поповым.

В памяти осталось то, что В.М. Гордин, делая доклад на семинаре, не вынимал руки из карманов брюк серого костюма, а затем на совещании рабочей группы «Морские магнитные аномалии» азартно спорил с руководителем группы, ярким приверженцем мобилизма импозантным Аркадием Михайловичем Карасиком. Дело в том, что Гордин всегда стоял на позициях фиксизма, но, как он сам себя как-то назвал, был «незоологическим» фиксистом и являлся позитивным раздражителем для сторонников мобилизма.

Затем были встречи у нас в Петропавловске-Камчатском, куда Гордин зашел в составе экспедиции на НИС «Пегас», и на 2-ом Всесоюзном съезде «Постоянное геомагнитное поле, магнетизм горных пород и палеомагнетизм» проходившем в ноябре 1981 г. в Тбилиси.

Несмотря на разницу в возрасте мы сразу перешли на «ты» и продолжали постоянно общаться вплоть до его безвременной кончины. Меня всегда поражала широкая эрудиция В.М. Гордина, обширный круг его знакомств, умение поддержать связь с огромным числом геофизиков и огромная работоспособность.

Приезжая в отпуск и командировки в Москву я всегда встречался с Валерием Михайловичем у него дома на Алексеевской улице, а позднее и на различных выставках «Мир самоцветов», в которых В.М. Гордин принимал участие для поддержания скудного семейного бюджета отечественного ученого, торгуя ювелирными изделиями и образцами горных пород.

К низкой оплате труда отечественных геофизиков он относился со здоровым юмором и однажды рассказал мне о том, что всю молодость боролся с водителями автобусов. Дело в том, что после окончания университета он получал низкую зарплату, а, судя по объявлениям в автобусе, которые он читал по пути на работу, в автобусные парки приглашались водители на ставку, значительно превышающую его оклад. Позднее Гордин уехал работать на север и, соответственно, стал получать повышенную за счет северных коэффициентов зарплату, но, приехав в Москву, к своему недоумению прочитал в автобусе, что заработная плата водителя возросла и превышает его северный оклад. Валера напрягся и защитил кандидатскую диссертацию и стал получать, по его мнению, приличные деньги, но зарплата водителя автобуса опять возросла и оказалась больше. После этого случая он решил, что соревноваться в зарплате с водителями автобуса не имеет никакого смысла.

Еще одна замечательная история была связана у него с возрастом выхода на пенсию. За свою жизнь он поработал и на севере, и в аэрогеофизике и в морской геофизике, но везде недолго, что не дало ему права выйти на пенсию в 55 лет. Работая в аэрогеофизике, как он рассказывал, после летных маршрутов они с коллегами покупали коньяк и шампанское и достойно отмечали окончание рабочего дня. А вот его друг покупал еще и конфеты и приходил в гости к дамам-аэродиспетчерам, которые в знак благодарности выписывали ему такое количество летных часов, которое не снилось и многим командирам экипажей самолетов. В результате этот друг Валерия Михайловича ушел на пенсию в 55 лет, а Гордин только в 60.

Во время наших встреч В.М. Гордин много рассказывал мне о том, что происходит в геофизическом мире, о том кто и где из коллег находится в данный момент и чем занимается. Причем работы коллег он всегда внимательно анализировал. Много времени в наших беседах он уделял своему спецкурсу, который читал в МГУ.

Мы постоянно дарили друг другу свои статьи и обменивались публикациям геолого-геофизического профиля. Часть моих работ он включил в свою библиографическую базу данных «Гравиметрия и Магнитометрия», что меня очень обрадовало. Его книгу «Очерки по истории геомагнитных измерений» я отвозил в библиотеки Ленинградского государственного университета и нашего Камчатского государственного университета.

С большой теплотой Валера всегда рассказывал об успехах своего сына Миши.

В конце января - начале февраля 2006 году в Екатеринбурге мы с В.М. Гординым принимали участие в работе 33-ей сессии Международного семинара имени Д.Г. Успенского. Он сделал там прекрасный доклад, был в отличном расположении духа и задорно общался с коллегами. Валера был единственным постоянным участником всех сессий этого семинара.

В нашем журнале «Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле» я опубликовал информацию об этой сессии, в которой был приведен портрет ветерана семинаров В.М. Гордина.

Приехав в отпуск, я узнал о тяжелой болезни Гордина. Позвонил ему, и он разрешил мне ненадолго приехать к нему домой. Я подарил Валере оттиск с его фотографией. Он был очень доволен и сказал, что на фотографии себе нравится и горд тем, что в этой публикации его фотография соседствует с фотографиями красивых молодых девушек-геофизиков. Он прекрасно понимал, что тяжело болеет, но сказал, что на тот свет совсем не торопится.

Осенью 2006 г. я привез из Перми учебное пособие Л.А. Гершанок «Магниторазведка», изданное в Пермском государственном университете, где на 3-ей странице написано, что «ряд программных вопросов по магниторазведке великолепно изложены в пособие академика В.М. Гордина «Очерки по истории геомагнитных измерений» изданном в 2004 г.».

Я очень хотел показать Валере это издание, чтобы он, свойственным ему юмором, воспринял бы присвоение ему звания академика, но он был в больнице, а мой отпуск уже заканчивался. Я надеялся, что покажу ему книгу в январе 2007 г. на 34-ой сессии семинара имени Д.Г. Успенского, но в декабре 2006 года пришло горестное известие.

Коллеги, тесно общавшиеся с Валерием Михайловичем, не только тяжело переживали его безвременную кончину, но и много сделали для увековечения его памяти. Усилиями Г.В. Агаповой и Н.Н. Турко, в свое время работавшим вместе с Валерием Михайловичем, именем В.М. Гордина назван один из гайотов Магеллановых гор в Тихом океане, а по решению Института физики Земли РАН 23 ноября 2007 г. будет проведено совещание (чтения ? научная сессия?), посвященное его памяти.

Валера для многих из нас действительно является АКАДЕМИКОМ геофизических методов исследований, а его труды – нашими настольными книгами.

С.А. Тихоцкий

О СТАРШЕМ ДРУГЕ

Осенью 1993 года моя однокурсница Оля Курихина – из числа ближайших университетских друзей – рассказала, что в Институте физики Земли, где она проходила практику и собиралась готовить диплом, ей поставили задачу, связанную со спектральным преобразованием аномального гравитационного поля, и спросила, нет ли у меня программы для вычисления интеграла Фурье. На тот момент – с высоты знаний студента-дипломника, только что "разработавшего и внедрившего" программное обеспечение для обработки данных морской сейсморазведки НСП – проблематика Фурье-преобразования в геофизике казалась мне полностью исчерпанной. Поэтому постановка вопроса меня удивила и захотелось разобраться, что, собственно, требуется. И тогда Оля показала мне несколько листков, исписанных словами и формулами – аккуратным, чётким почерком Валерия Михайловича Гордина.

Неожиданно оказалось, что те упрощения и предположения, над которыми ни я, ни окружавшие меня коллеги-"сейсмообработчики" не имели обыкновения задумываться, считая их "пренебрежимо малыми": ограниченная длина временного ряда, используемого при вычислении спектра и случайный характер сигнала – способны оказывать серьёзное влияние на результат интерпретации. Это интриговало, к тому же – даме было необходимо помочь, и я попробовал решить задачу, сводившуюся к численному интегрированию. Интегралы, однако, были хитрые – один из них несобственный, да ещё и с осциллирующим ядром, носившим завораживающее название "ядро Фейера". В общем, возникли вопросы и чем больше я вникал в задачу, тем больше она меня увлекала.

И тут выяснилось, что человек, поставивший задачу, что-то читает группе "гравимагнитчиков". После лекции, которая была чрезвычайно живой и увлекательной – запомнилась фотография магнитной гондолы с отломившимся стабилизатором, полностью перекрутившей и спутавшей кабель – мы подошли в коридоре к лектору – бородатому, улыбчивому человеку с внимательными и весёлыми глазами. Я был представлен, но разговора в коридоре не состоялось. "Что тут разговаривать, ребята" – сказал Валерий Михайлович, – "приезжайте ко мне домой, там и поговорим".

И вот, в один из ближайших дней я впервые оказался в маленькой квартире на Щербаковской, в которой, в следующие 13 лет, провёл множество удивительных, по своей внутренней наполненности, часов.

Первым символом нашего общения, возникшим, кажется, уже в первый визит, стал крепчайший чёрный кофе, сваренный хозяином по-турецки. Поначалу, разговоры велись, в основном, вокруг научной тематики, хотя широта мыслей и знаний Валерия Михайловича неизбежно вела к обсуждению всех смежных вопросов, включая "общефилософские". В процессе обсуждения технологии вычисления интегралов (кстати, выяснилось, что В.М. уже получил первые результаты на программируемом калькуляторе (!) "Электроника" МК-54) он, мимоходом, но очень доходчиво и увлекательно, объяснил не только физическую и геодинамическую сущность решаемой задачи, но и сообщил массу самой свежей информации по глубинному строению Земли, не входившей ни в какой из прослушанных в МГУ учебных курсов. И – любимый конёк Валерия Михайловича – слушатель узнавал очень много об истории развития обсуждаемого направления, включая легенды (с неизменным указанием на их неполную достоверность).

На примере этой – нашей первой совместной работы – интересно продемонстрировать и научный стиль и глубокую толерантность Валерия Михайловича. Уже сама постановка – оценить действительный масштаб того, что все полагают "малыми искажениями", говорит о многом. В.М. детально выписал все формулы и, для проверки, предложил вычислить смещение оценки спектральной мощности (СПМ) двумя способами: через интеграл от автокорреляционной функции и через интеграл от теоретической функции СПМ с ядром Фейера. По-

следний интеграл Валерий Михайлович предлагал вычислять с использованием оптимальной квадратурной формулы Лагерра – искусство почти забытое в век быстродействующих компьютеров. Мне же было лень разбираться с тем, как искать узлы оптимальной квадратуры и я предложил вычислить интеграл "в лоб" - с использованием формулы трапеций, компенсируя математическую оптимизацию оптимизацией программной. Моё предложение было не только принято, но даже одобрено, что для студента-пятикурсника стало значительным поводом уверовать в свои силы.

Задача меня чрезвычайно увлекла, диплом к тому времени уже был практически готов, и я посвящал нашей совместной работе значительное время. За пару месяцев мы провели все необходимые расчёты. И, хотя место в аспирантуре на кафедре сейсмометрии было мне практически обеспечено, меня стали одолевать смутные сомнения. И вот, в один из наших визитов на Щебаковскую улицу, в квартире Валерия Михайловича раздался телефонный звонок Михаила Евгеньевича Артемьева, возглавлявшего лабораторию "Комплексной интерпретации геофизических данных" ИФЗ, в которой работал В.М. Поговорив, Валерий Михайлович предложил нам с Олей поехать в Институт. И здесь, в "кабинете Белоусова" (ныне 327 комната), мы, совершенно неожиданно, получили предложение прийти после окончания МГУ работать в ИФЗ РАН. И в этот момент я понял, что не могу не согласиться.

Позже, М.Е.Артемьев сказал мне, что, не зная меня лично, решил добиваться моего приёма на работу (это было непросто в атмосфере почти непрерывных сокращений начала 90-х годов – и за это моя глубокая признательность Михаилу Евгеньевичу) потому, что "Вы произвели впечатление на Гордина". То есть, Валерий Михайлович принял самое деятельное участие в нашей с Олей судьбе, убедив начальство принять новых сотрудников.

В январе я уехал на стажировку в США, а перед этим обсудил с Валерием Михайловичем что следует постараться там узнать, какую литературу посмотреть. Интернета в России ещё, практически, не было и доступ к библиотекам американского университета был редкой удачей (затем, правда, выяснилось, что я привёз кучу лишнего – например полную ксерокопию книги Паркинсона "Введение в земной магнетизм", не зная, что существует перевод). Но за время стажировки я так и не определился окончательно, что буду делать после защиты диплома. Все разумные аргументы были за то, чтобы оставаться в аспирантуре, и я склонялся к этому варианту, правда твёрдо намереваясь продолжить сотрудничество с В.М. "на общественных началах". Но в первый же мой визит в МГУ по приезду, вопреки всем законам теории вероятности (всю внутреннюю глубину, красоту и парадоксальность которой я постиг позже, исключительно благодаря влиянию В.М.), первым человеком, которого я встретил на третьем этаже у дверей кафедры был (невероятно коротко стриженный и потому трудно узнаваемый*) Валерий Михайлович. Это уже была судьба...

С осени 1994 года, после трагической гибели Михаила Евгеньевича Артемьева, Валерий Михайлович стал заведующим нашей лабораторией. И для меня начался новый этап жизни – непрерывного, более интенсивного чем в МГУ, обучения. Обучения всему: математике и геологии; умению писать и в срок сдавать статьи и отчёты, где каждая запятая стоит на своём месте, а все рисунки тщательно пронумерованы и раскрашены (цветных принтеров у нас ещё не было); умению критически мыслить, видеть главное и не упускать мелочей; умению быть свободным и независимым в делах и суждениях и уважать мнение учителей и коллег; умению учить и учиться. Валерий Михайлович был лучшим учителем из всех, кого мне приходилось знать. Ему было абсолютно чуждо какое-либо высокомерие, он никогда не давил на учеников, но находясь рядом с ним было нельзя сработать плохо. Таково было удивительное обаяние и сила его личности.

Середина 90-х - время нашего самого тесного общения, которое быстро переросло в

Я спросить постеснялся, но Оля Курихина мне потом рассказала, что в один прекрасный день в начале весны остолбенела, увидев налысо побритого Валерия Михайловича. По его словам привычка бриться по весне осталась у него со времени работы на Северо-Востоке, когда он делал это перед началом полевого сезона. Впрочем, в последующие годы нашего знакомства, такое не повторялось.

подлинную дружбу, несмотря на тридцатилетнюю разницу в возрасте. Позже, когда у меня, в возрасте 30 лет, родился сын, Валерий Михайлович скажет мне: "Серёжа, ты успел вскочить в уходящий поезд. Вы с ним ещё успеете стать друзьями, 30 лет разницы – это ещё не пропасть." Работали мы теперь, преимущественно, в здании Института, но часто собирались, обычно вместе с Олей, и в квартире у Валерия Михайловича. Поводом, как правило, служило обсуждение какой-либо научной проблемы, но к чёрному кофе прибавился коньяк (в те годы неплохой армянский коньяк почему-то стоил едва ли не дешевле водки), В.М. сервировал (превосходно!) столик с закуской и научное общение быстро перетекало в околонаучное, а затем в общечеловеческое. И, оглядываясь на эти дни, мне думается что одним из важнейших и редких качеств Валерия Михайловича было то, что он всегда оставался собой. Его жизнь была едина: не было отдельно Гордина – учителя, начальника, учёного, друга. Был один, удивительно глубокий и цельный человек – Валерий Михайлович Гордин, живший и действовавший по одним и тем же внутренним законам во всех своих ипостасях.

Ему было интересно всё: от вопросов интерпретации геофизических данных он легко переходил к проблемам теории самоорганизации, а затем к внутриинститутской или общегосударственной политике, рассматриваемой с точки зрения этой самой теории и (обязательно!) общечеловеческих ценностей, а после иллюстрировал сказанное стихами, часто – любимого Давида Самойлова. И беседа плавно перетекала в область литературы. Стихов на память он знал великое множество. И не только знал – подлинным открытием для меня стало его поэтическое творчество, но об этом лучше всего сами за себя скажут его стихи, помещённые в сборник.

В 1998 году, вскоре после защиты кандидатской диссертации, находясь в состоянии идейного и личного кризиса, я решил перейти работать в МГУ. Узнав об этом, Валерий Михайлович ни разу не упрекнул меня, хотя имел на это полное право: он выучил меня, сделал кандидатом наук, после чего я решил "смотаться". Только много позже, произнося тост на моей свадьбе, Валерий Михайлович признался, что в тот момент "обиделся ужастно". Но тогда он напротив убеждал меня, что наше сотрудничество продолжится. Научное сотрудничество, хотя и не прервалось полностью, заметно зачахло, но дружба не прервалась. Всё также продолжали мы часто собираться у него дома по поводу и без повода и тем для разговоров меньше не стало. Ежегодным поводом для большого застолья, с неизменным вкуснейшим мясным блюдом, собственноручно приготовленным именинником, был день рождения В.М., на который собирались 15-20 человек его друзей.

В МГУ я встретил свою будущую жену и Валерий Михайлович стал первым моим другом, с которым я её познакомил. После этого, по всей вероятности, подлинная кармическая цель моего "зигзага" была выполнена, и я стал думать как бы вернуться в ИФЗ. "Ну что, я вижу ты уже созрел – пора тебя принимать обратно на полную ставку?" - сказал мне В.М. как-то, снимая с огня турку с закипающим кофе. Ответ был очевиден. И ещё пять лет – до смерти Валерия Михайловича, мы работали вместе в ИФЗ РАН. За эти годы В.М. высказал целый ряд новых идей, которые воплотились в наши совместные статьи.

Одновременно он работал над книгой по истории магнитометрии, ещё больше, чем до того, читал литературы по истории науки, и постоянно делился свежепочерпнутыми сведениями. Трудоспособность его была фантастической: мне ещё ни разу не удалось извести клавиатуру компьютера до полного истирания и залипания клавиш, а клавиатуру на домашней машине В.М. приходилось менять за время нашего знакомства несколько раз. Работа над книгой чрезвычайно увлекала его, он искал новые и новые источники, вносил изменения. Никогда не изучавший английский язык, он сам научился читать научные тексты и переводил англоязычные источники. В конце концов стало ясно, что завершение его труда ещё далеко. Тогда Валерий Михайлович принял решение издать небольшую часть, посвящённую истории магнитных измерений. Объём этой небольшой части – около 20 авторских листов.

Когда болезнь Валерия Михайловича стала очевидна, В.М. стал торопиться закончить свой

труд. Мы вызвались помочь ему с переводами, но было уже поздно... Больше всего он жаловался на то, что не может работать – из-за физической слабости трудно сидеть, трудно сосредоточиться. Но боролся он до конца... Огромный объём его трудов пока остаётся неизданным.

13 лет – не такой большой срок. Но для меня эти 13 лет дружбы и совместной работы стали эпохой. Мне очень повезло – в годы, когда формируется личность взрослого человека, рядом со мной был Валерий Михайлович Гордин.

И.А. Шубина

Прошло уже 46 лет с тех пор, как я знаю Валерия Михайловича Гордина – почти всю сознательную жизнь, начиная с Университета (мы учились в одной группе) и до последних дней его жизни. А представление о нем я составила в себе вначале скорее не из личного общения, а из рассказов мужа, друзей-геофизиков.

В Университете я больше слышала о нем, нежели видела. На лекциях он сидел на галёрке и не за тем, чтобы слушать, а чтобы самому высказаться. Он писал стихи. Слыл он большим умницей и эрудитом. И друзья называли его ходячей энциклопедией. А знал он все или почти все. Имел обо всем своё суждение и твёрдо отстаивал его, будучи в тоже время толерантным. И если возникла необходимость получить исчерпывающую информацию о чем-либо, то получали у него. Поражал меня почерк Валерия Михайловича. Дифференциалами и интегралами исписывал он листы своим твёрдым, чётким почерком.

К воспоминаниям о почерке привели меня воспоминания о посещениях его дома, где жил он с мамой Августой Павловной и в контраст нашей студенческой безалаберности царили поражавшие нас чистота, порядок и уют, и видимо, оттуда шли истоки его целеустремлённости, работоспособности и порядка.

Вот он решил, что после окончания университета надо не оставаться на кафедре, а поехать познать жизнь и поехал работать на Север. Решил, что надо уметь катать бунты – года всей оравой молодых, сильных мужиков ездили на лесоповал. Надо было уметь готовить пищу, когда остались вдвоём с сыном Мишей, он преуспел и в этом. И это его умение мы могли оценить на его днях рождения, которые он использовал скорее ради встречи, общения с друзьями.

Говорят – дефицит общения. Во многом отсутствием этого дефицита мы были обязаны Валерию Михайловичу. На этих собраниях друзья старались говорить о нем в стихами исчерпывающе и лаконично:

ОДА Валерию Михайловичу Гордину В день 50-ти летия 21.12.92

Как принято на юбилеях От коих век наш занемог Без экономии елея Скажу, как был наш друг и мог Был юбиляр в науках хваток В любви известный фаталист В политике слыл демократом (на деле ярый Royaluct) На стройках опытным прорабом

Будь баррикады или дачи Трудился в поте, словно раб он Ни в чем не зная неудачи И за столом в объятьях муз То Эпикур, то Босх, то Клио Без устали, тоски, обуз Звенит на лирах шаловливо... Мы ж собрались на этот митинг Почтить ту часть его труда, Где мы теперь не тити-мити Где все мы Дамы, Господа И нам красивая еда Стакан поднимем, выпьем разом За Гординский талант и разум Ему теперь полсотни лет И он как в юности – ПОЭТ Борис Васильевич Шубин

Но, если о воспоминаниях – то в 1996 году, когда в Университете мы отмечали 30-ти летие его окончания, муж мой вспомнил, что Валерий Михайлович на 1-ом курсе был увлечён Ритой, пригласил их после вечера к нам и с тех пор они были вместе.

И, конечно же, какого замечательного сына сумел вырастить Валерий Михайлович. А в последние годы и я с ним сдружилась и мы подолгу разговаривали буквально обо всем, к сожалению, только по телефону.

Закончу выдержкой из одного из многих стихотворений Бориса Васильевича Шубина, которые посвящал он Валерию Михайловичу:

И если уж не Болдино, то Гордино Прибьем табличку у входных дверей

ВМЕСТО ЗАКЛЮЧЕНИЯ

В июле 2007 г. на XX сессии Подкомитета по географическим названиям и номенклатуре форм подводного рельефа по программе создания Генеральной Международной карты океанов (ГЕБКО) рассмотрено и утверждено предложение о присвоении имени В.М. Гордина гайоту, расположенному в Тихом океане, в группе Магеллановых гор. Название внесено в Международный Газеттир географических названий форм подводного рельефа.

Координаты гайота 16°58' с.ш. и 150°44' в.д. Минимальная глубина вершины 1274 м., относительная высота 3000 м.

Гайот детально исследован в 2006 г. НИС "Геленджик", Научно-Производственного Центра "Южморгеология" по программе изучения железо-марганцевых конкреций Тихого океана. С помощью многолучевого эхолота системы SIMRAD EM-12S-120 проведена съёмка и составлена батиметрическая карта гайота в масштабе 1:200 000. Проведено геоакустическое зондирование и теле-фото профилирование системой "Нептун", драгирование и локальное бурение.

Предложение о наименовании гайота в память о морском геофизике В.М. Гордине сделано доктором г-м наук НПЦ "Южморгеология" М. Е. Мельниковым и ст.н.с. ГИН РАН Г.В. Агаповой.



1979 г. На борту НИС "Иван Киреев". В.М. Гордин, В.А. Тулин.









1960 г. Студенты-геофизики на "воскреснике". Слева направо: В.М. Гордин, В.В. Коток, Е.И.Исаев



1962 г. Вторая крымская практика. Слева направо: Б.П. Редькин, В.М. Гордин, В.В. Коток



1963 г. После первой производственной практики. г. Волгоград. слева направо: А.Я. Синицкий, В.М. Гордин



Середина 1960-х гг. Стоят (слева направо): В.М.Гордин, Б.В.Шубин, В.В. Коток. Сидят: Г.Н. Кузнецов



1962 г. Группа поддержки изгоняемых товарищей у дверей деканата. В.М.Гордин - второй слева.



2004 г. На пороге Альма-матер (празднование 60-летнего юбилея кафедры геофизики Геологического факультета МГУ).



2004 г. Доклад на семинаре им. Д.Г.Успенского в МГГРУ.