

ОБЗОРЫ АКТУАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМ

Магнитное поле во внутреннем околоземном пространстве

В.В. Малахов, В.В. Алексеев, В.С. Голубков,
А.Г. Майоров, С.А. Роденко, Р.Ф. Юлбарисов

Дано общее представление о разработке современных моделей магнитного поля внутренней магнитосферы Земли начиная от выбора экспериментальных результатов и заканчивая аппроксимацией и представлением выходных данных модели. В частности, описаны все основные источники магнитного поля, их учёт в различных моделях, подходы к параметризации поля. Кратко приведена история изучения магнитного поля Земли, описаны современные и более ранние экспериментальные данные, используемые при разработке моделей, а также математический аппарат, составляющий их ядро. Приведены основные характеристики и особенности большинства современных моделей, описывающих магнитное поле Земли во внутренней магнитосфере.

Ключевые слова: внутренняя магнитосфера Земли, модели магнитного поля Земли, главное поле, литосферное поле, вековой ход, космические лучи, IGRF, CHAOS

PACS numbers: 91.25.–r, 94.30.–d, 96.12.Hg

DOI: <https://doi.org/10.3367/UFNr.2022.12.039293>

Содержание

1. Введение (1025).
1.1. Краткая история. 1.2. Современные представления о магнитном поле Земли.
 2. Источники магнитного поля и их параметризация (1028).
2.1. Главное поле. 2.2. Литосферное поле. 2.3. Внешнее поле. 2.4. Ионосферное поле. 2.5. Индуцированные поля. 2.6. Приливное поле.
 3. Экспериментальные данные (1035).
3.1. Исторический экскурс. 3.2. Современное состояние. 3.3. Отбор данных.
 4. Аппроксимация модели магнитного поля Земли (1039).
4.1. Регуляризационный подход. 4.2. Байесовский подход. 4.3. Временная динамика и прогнозирование магнитного поля Земли.
 5. Модели магнитного поля Земли (1042).
5.1. Модели магнитного поля Земли в ближней магнитосфере. 5.2. Оценка точности моделей.
 6. Заключение (1044).
 7. Источники данных (1044).
- Список литературы (1045).

1. Введение

Магнитное поле Земли (далее МПЗ), присутствующее в ближней магнитосфере Земли, играет существенную роль при планировании, проведении и анализе данных космических экспериментов на околоземной орбите. Прежде всего, это касается экспериментов в области изучения космических лучей, поскольку, являясь препятствием на пути заряженных частиц к детектору на поверхности Земли или на околоземной орбите, оно естественным образом искажает регистрируемые распределения (пространственные и энергетические), разделяет их потоки на компоненты и в целом усложняет их структуру в околоземном пространстве. Так или иначе информация о магнитном поле используется в таких задачах, как разделение первичной, альбедной и захваченной компонент космических лучей [1–3]; вычисление геомагнитного обрезания [4, 5] и трассировки заряженных частиц в околоземном пространстве [6]; изучение солнечно-земных связей [7]; а также является важнейшей составляющей моделей радиационной обстановки [8, 9]. Кроме того, магнитное поле само может служить инструментом для разделения частиц [10].

При всём этом в научных группах, занимающихся исследованиями космических лучей, мало внимания уделяется анализу существующих моделей МПЗ и их выбору. В подавляющем большинстве случаев используются всего две: IGRF (International Geomagnetic Reference Field) для внутренней магнитосферы и модели Цыганенко для внешней. Однако сегодня набор инструментов для моделирования МПЗ весьма широк, и существует множество моделей (см. таблицу), которые могут быть более подходящими для определённых задач. Так, например, точность восстановления направления движения частиц в современных спектрометрах достигает таких значений,

В.В. Малахов^(1,а), В.В. Алексеев⁽²⁾, В.С. Голубков⁽¹⁾,
А.Г. Майоров⁽¹⁾, С.А. Роденко⁽¹⁾, Р.Ф. Юлбарисов⁽¹⁾
⁽¹⁾ Национальный исследовательский ядерный университет "МИФИ",
Каширское шоссе 31, 115409 Москва, Российская Федерация

⁽¹⁾ Ярославский государственный университет им. П.Г. Демидова,
ул. Советская 14, 150003 Ярославль, Российская Федерация
E-mail: ^(а) vvmalakhov@mephi.ru

Статья поступила 8 сентября 2022 г.,
после доработки 1 декабря 2022 г.

Таблица. Характеристики моделей магнитного поля*

Компонента, модель	IGRF [112]	WMM [110]	CHAOS [27]	CM [111]	Mag.num [113]	BGS [114]	COV-OBS [115]	gUFM [57]	C ³ FM [33]	Kalmag [116]	POMME [117]	GRIMM [32]
Главное поле	≤ 13 (≤ 10, ≤ 8) ¹	≤ 12	≤ 20	≤ 18	≤ 20	≤ 15	≤ 13	X	≤ 14	≤ 20	≤ 15	≤ 18
Вековой ход главного поля	≤ 8	≤ 8	≤ 20	X	≤ 13	≤ 13	≤ 14	X	≤ 8	≤ 20	≤ 16	≤ 13
Литосферное поле	X	X	≤ 70, ≤ 185	≤ 120	≤ 100	≤ 55	X	X	X	≤ 300	≤ 133	≤ 30
Внешние поля	X	X	≤ 2	≤ 1	≤ 3	≤ 1	≤ 1	X	X	≤ 15	≤ 1	≤ 1
Ионосферное поле	X	X	X	≤ 60/12	X	X	X	X	X	≤ 50	X	X
Приливное поле	X	X	X	≤ 22	X	X	X	X	X	X	X	X
Потоки на МСВ ²	X	X	X	X	X	Y ³	Y	Y	Y	X	X	X
Временной интервал	1900 – 2025	2019 – 2025	1999 – 2022	1999 – 2020	2013 – 2020	2009 – 2022	1840 – 2020	1600 – 1990	1957 – 2020	1900 – 2026	2000 – 2017	1999 – 2011
Параметризация по времени	Линейная	Линейная	В-сплайн, 6	В-сплайн, 4	В-сплайн, 6	В-сплайн, 6	В-сплайн, 4	Снепшот	В-сплайн, 6 ⁴	Временные ряды	?	В-сплайн, 6
Форма распространения	exe, Fortran, C++, Python, Matlab, online, коэф.	exe, Fortran, C++, Python, Matlab, online, коэф.	Fortran, Matlab, коэф.	Коэф.	Коэф.	exe, Linux	Fortran, коэф. ⁵	Fortran	Коэф.	X	C++, коэф.	Коэф.

Примечание: Для компонент магнитного поля указан максимальный порядок разложения или X, если компонента поля отсутствует в модели; Y означает, что данная компонента вычисляется в модели; ? — не удалось найти информацию; в строке *Форма распространения* "коэф." означает, что модель распространяется в виде коэффициентов разложения, online — в виде web-формы для интерактивного расчёта.

¹ В скобках указана максимальная степень разложения для периодов до 2000 и до 1965 гг. соответственно.

² Граница ядра и мантии (Mantle Core Boundary).

³ Расчёт потоков на МСВ используется как промежуточный этап для расчёта коэффициентов векового хода и соответственно прогнозирования поля.

⁴ Применяется при классическом подходе (см. раздел 5.1): C³FM.

⁵ Кроме коэффициентов Гаусса, выпускаются также матрицы ковариации (см. раздел 5.1): COV-OBS.

что при их трейсинге в ближнем околоземном пространстве, помимо главного и внешнего полей, становится важным вклад других компонент: литосферной и ионосферной, которые отсутствуют в модели IGRF. Кроме того, данные экспериментов в области космических лучей, возможно, могли бы помочь в дополнительной верификации моделей МПЗ.

В подобных сферах, где модели МПЗ применяются для сопутствующих задач или расчётов, общее представление о специфике изучения МПЗ и актуальных задачах в этой области видится крайне полезным. Достаточно широко эта тема раскрыта в работе А.Д. Гвишиани и др. [11], где в числе прочего описываются основные источники МПЗ, получение и обработка экспериментальных данных и применение моделей МПЗ для решения технологических за-

дач. Другим хорошим примером в этом направлении является обзор Кортэ и Мандела [12], где авторы сосредотачиваются на современных вызовах в изучении МПЗ.

Предметом же данного обзора является описание практического аспекта использования МПЗ и прежде всего разработки моделей. Такие представления в первую очередь необходимы для понимания ограничений моделей, их специфики и особенностей при их практическом применении, прежде всего в области космических лучей, но также, вероятно, такая информация будет полезна и в других областях, сопряжённых с космическими измерениями.

Целью данного обзора является ознакомление читателя с основными принципами разработки моделей магнитного поля внутренней магнитосферы и их типами. В

обзоре кратко описана история изучения магнитного поля Земли, его устройство, а затем в деталях разобраны современные подходы к его описанию и моделированию. Описаны такие компоненты магнитного поля внутренней магнитосферы Земли, как главное, литосферное, внешнее, ионосферное и др. поля, а также их источники и методы параметризации. Перечислено большинство современных моделей с кратким описанием их особенностей. Отдельно отметим, что вопросы генерации магнитного поля Земли [13, 14] в данном обзоре не рассматриваются.

1.1. Краткая история

История практического применения магнитного поля Земли началась с изобретения компаса в древнем Китае во II в. до н.э. – II в. н.э. [15], который, впрочем, долгое время использовался для гадания и обустройства домов в соответствии с геомантическими принципами. Лишь к X–XI вв. н.э. он нашёл своё применение в морской навигации сначала в Китае, а затем в Европе и арабских странах. Первые попытки объяснить природу земного магнетизма были предприняты в конце XIV в. Уильямом Гилбертом, который, экспериментируя с намагниченным шаром, Террелой (т.е. маленькой Землёй), предположил, что Земля является большим магнитом [16]. Из этого предположения, в частности, следовало, что источник магнетизма должен располагаться в центре Земли.

Следующий большой шаг пришёлся на начало XIX в., которое ознаменовалось целой серией открытий в области электромагнетизма (опыты Фарадея, связь электричества и магнетизма и др.), что и привело к возникновению к середине века нескольких конкурирующих теорий и подходов к описанию МПЗ [17]. Наиболее жизнеспособным из них оказался подход Гаусса, который применил математический аппарат разложения на сферические гармоники к потенциалу магнитного поля:

$$V(r, \theta, \phi) = a \sum_{n,m} (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} P_n^m(\cos \theta) + a \sum_{n,m} (G_n^m \cos m\phi + H_n^m \sin m\phi) \left(\frac{r}{a}\right)^{n+1} P_n^m(\cos \theta). \quad (1)$$

В этом выражении первое слагаемое отвечает за компоненту поля от источников, расположенных внутри Земли (т.е. под её поверхностью), а второе — от внешних (т.е. расположенных над ней). Следующим качественным шагом к пониманию природы земного магнетизма стал предложенный Валтером Эльзассером в 1939 г. механизм геодинamo, являющийся сейчас основной теорией возникновения главной составляющей МПЗ [18]. Для более подробного и полного ознакомления с историей изучения земного магнетизма начиная от первых наблюдений и до сегодняшних дней читатель может обратиться к работе В.М. Гордина, 2004 г. [19].

1.2. Современные представления о магнитном поле Земли

В настоящее время объём знаний об МПЗ достаточно велик: проводятся регулярные измерения магнитного поля Земли как в космическом пространстве (группировка спутников Swarm в ближнем околоземном пространстве, спутники Geotail, Cluster, Themis в дальней магнитосфере), так и на Земле (геомагнитные обсерватории); организуются геомагнитные съёмки: воздушные,

морские и др. Данные действующих, а также уже выведенных из эксплуатации магнитометров находятся в свободном доступе и могут быть использованы разными научными группами. Всё это на сегодняшний день привело к большому разнообразию моделей магнитного поля Земли, отличающихся широким спектром подходов, как программных, так и математических.

Магнитосферу Земли можно разделить на внутреннюю и внешнюю области, между которыми нет строгой границы, и отличие обусловлено применимостью подхода Гаусса к описанию полей в этих областях. Большинство источников магнитного поля во внутренней области (в особенности генерирующие доминирующую здесь компоненту, называемую главным полем) находятся за её пределами, что позволяет рассматривать поле как потенциальное и представлять его в виде разложения на сферические гармоники. Магнитное поле во внешней области генерируется в первую очередь пространственными магнитосферными токами. Они заполняют собой эту область, поэтому поле здесь не может считаться безвихревым и, следовательно, не может быть описано уравнением (2) (см. далее). При создании моделей в этих двух областях решаются разные задачи, используются отличающиеся принципы, наборы экспериментальных данных, математический аппарат и другие аспекты. В данном обзоре мы сосредоточимся на моделировании поля во внутренней магнитосфере, для поля внешней магнитосферы читатель может обратиться, например, к обзору Н.А. Цыганенко [20].

Внутренняя магнитосфера прежде всего отличается большим количеством источников различной природы: от внутренних токов земного ядра (раздел 2.1) и намагниченности горных пород до ионосферных и магнитосферных токов. Генерируемые ими магнитные поля исследуют как отдельные компоненты, составляющие суммарное поле в рассматриваемой области. Каждая такая компонента имеет различные свойства, характерные масштабы особенностей и разную временную динамику. Однако для их описания используется одинаковый принцип: поле представляется в виде градиента магнитного потенциала (2), который, в свою очередь, раскладывается на сферические гармоники (1),

$$\mathbf{B} = -\nabla V. \quad (2)$$

Основная разница при описании компонент поля от разных источников заключается в том, как определяются коэффициенты разложения.

Практически все модели МПЗ во внутренней магнитосфере описывают в первую очередь главное поле (основную компоненту поля в околоземном пространстве, генерируемую токами в жидком ядре) и/или его вариации. Второй по степени внимания компонентой является литосферное поле. На практике часто обе компоненты описываются единым выражением для магнитного потенциала. Другие компоненты поля зачастую рассматриваются как побочные или второстепенные. В первую очередь это касается внешнего поля, генерируемого магнитосферными токами. Здесь важно отметить, что, хотя в общем случае оно не является потенциальным и стандартное его описание (например, в моделях Цыганенко [20]) имеет более сложный вид, в данном случае его также можно представить в виде (1), (2). Это связано с тем, что при рассмотрении поля внутренней магнитосферы источники рассматриваемой компоненты находятся за пре-

делами этой области. Отдельные источники (ионосферное и связанное с ним индуцированное поле, приливное поле) могут являться самостоятельным объектом изучения.

Восстановленная в окрестности Земли конфигурация магнитного поля может быть экстраполирована вглубь до границы раздела мантии и ядра. Значения поля в этой области позволяют восстановить динамику движения (потоки) металлической проводящей жидкости на поверхности ядра. Существует класс моделей, в которых эти потоки используются для прогнозирования векового хода главного поля, изучения механизма геодинамо и др. Численные подходы к исследованию геодинамо тем не менее выходят за рамки данного обзора, для них читатель может обратиться, например, к работе [21].

2. Источники магнитного поля и их параметризация

Как уже было упомянуто выше, магнитное поле, наблюдаемое у поверхности Земли и в ближайшем околоземном пространстве, является суперпозицией полей от различных внутренних и внешних источников. К внутренним источникам относятся: 1) токи в жидком ядре; 2) литосферные намагнитенные породы и 3) токи, связанные с циркуляцией воды в Мировом океане. К внешним источникам относится система магнитосферных токов. Ионосферные токи попадают в категорию как внутренних, так и внешних, в зависимости от того, где проводятся измерения. Кроме того, быстро меняющаяся компонента внутренних магнитосферных и ионосферных полей индуцирует токи в магме литосферы и водах Мирового океана, а те, в свою очередь, создают вторичное поле, называемое индуцированным.

2.1. Главное поле

2.1.1. Источник. Главное поле генерируется токами в жидком ядре, образованными конвекционными потоками намагнитенной жидкости, которые закручиваются в спирали под действием силы Кориолиса, образуя вихри разного масштаба. Постоянная незатухающая генерация

магнитного поля в такой системе поддерживается механизмом геодинамо (см. обзор Куслитса [22] и ссылки в нём). На рисунке 1 схематически представлен процесс генерации поля. Коричневой стрелкой показано вращение жидкого ядра как целого, ответственного за генерацию дипольной компоненты поля (см. пояснения далее), показанной на схеме красными линиями. Тёмно-синими спиралями обозначены конвекционные потоки, генерирующие компоненты главного поля меньшего масштаба (синие и зелёные линии). Сумму всех таких компонент и представляет собой главное поле.

Главное поле является доминирующей компонентой магнитного поля, наблюдаемого в ближайшем околоземном пространстве. На поверхности Земли его вклад составляет более 95 %, колеблясь в пределах от 20000 нТл на экваторе до 70000 нТл в полярных областях. С удалением от Земли оно постепенно уменьшается и при расстоянии в 8–10 радиусов Земли сравнивается с вкладом компоненты от магнитосферных токов.

2.1.2. Параметризация. Потенциал главного поля разлагается на сферические гармоники по классической схеме Гаусса (см. уравнение (1), исключая второе слагаемое для внешнего поля) и встречается в литературе в двух представлениях:

$$V_i(t, r, \theta, \phi) = a \sum_{n=1}^{N_{\max}} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) \times \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} P_n^m(\cos \theta), \quad (3)$$

$$V_i(t, r, \theta, \phi) = a \sum_{n=1}^{N_{\max}} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \gamma_n^m Y_n^m(\theta, \phi), \quad (4)$$

где $Y_n^m(\theta, \phi) = P_n^m(\cos \theta) \exp(im\phi)$ — сферические функции; $\gamma_n^m = g_n^m - ih_n^m$; a, r, θ, ϕ — характеристическое расстояние, радиус, дополнение до геодезической широты и геодезическая долгота соответственно; n и m — степень и

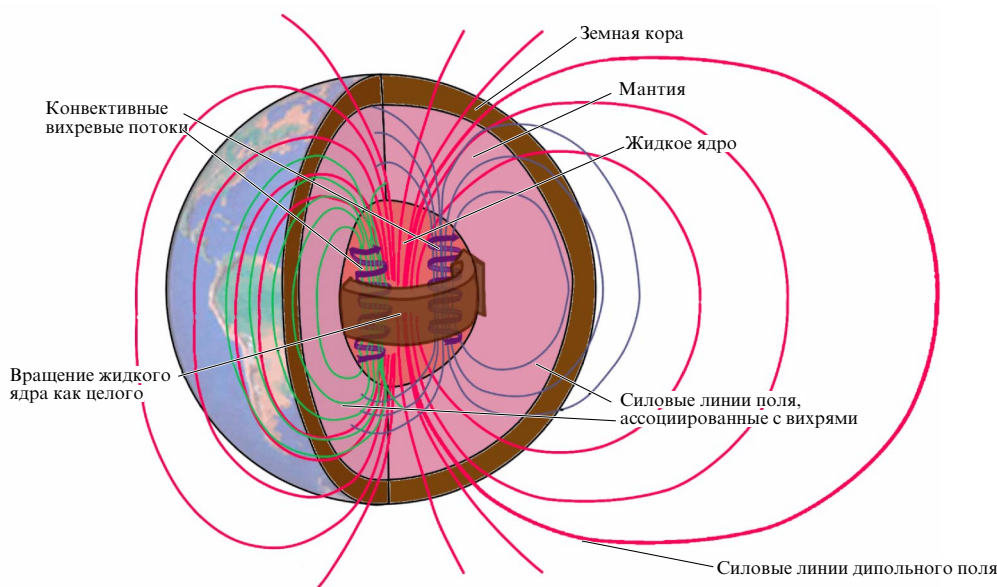


Рис. 1. Схема генерации главного поля.

порядок разложения; g_n^m и h_n^m — коэффициенты Гаусса, измеряющиеся в единицах магнитной индукции; P_n^m — присоединённые полиномы Лежандра с нормировкой по Шмидту; $N_{\max}$ — максимальная степень разложения.

Коэффициенты Гаусса g_n^m и h_n^m подбираются в процессе аппроксимации данных экспериментальных исследований магнитного поля. При этом коэффициенты малых степеней и порядков описывают крупномасштабную структуру поля, а высоких — мелкомасштабную; связь характерной длины волны, описывающей масштаб неоднородностей, с порядком разложения задаётся выражением $\lambda = 2\pi a / \sqrt{n(n+1)}$. Наиболее крупномасштабная структура поля формируется под действием вращения Земли (и соответственно её жидкого ядра) как единого целого. Она характеризуется коэффициентами Гаусса первого порядка, из которых g_1^0 определяет дипольный момент Земли: $M = (4\pi/\mu_0)a^3 g_1^0$, а все вместе они задают угол между осью диполя и осью вращения Земли: $\alpha = \arctan([(g_1^1)^2 + (h_1^1)^2]^{1/2}/g_1^0)$. Структура поля меньших масштабов формируется вихрями проводящей металлической жидкости в ядре, при этом характерный масштаб неоднородностей поля коррелирует с размерами вихря.

2.1.3. Временная динамика. Жидкое ядро — крайне динамичная система, вихри в нём подвержены постоянным вариациям, которые при этом носят стохастический характер. Вслед за изменениями потоков в ядре так же стохастически изменяется и конфигурация главного поля [23]. Такие изменения называются вековым ходом главного поля. Самыми яркими проявлениями векового хода являются: постепенное уменьшение магнитного диполя Земли в последние годы [24]; движение магнитных полюсов Земли с периодичностью в десятки и сотни тысяч лет, приводящее к переполусовкам [25]; смещение Южно-Атлантической магнитной аномалии [26–28] и так называемые джерки или геомагнитные толчки [29]. Термин "вековой ход" может применяться по отношению как к вариациям коэффициентов Гаусса, так и к изменениям значения поля в конкретных точках, например, при измерениях на конкретных геомагнитных обсерваториях. Когда речь идёт о вариациях коэффициентов Гаусса, вводят понятие коэффициентов векового хода, которые определяются как их производная по времени

$$\frac{dg_i^j}{dt} \text{ и } \frac{dh_i^j}{dt}.$$

Вековой ход обуславливает необходимость непрерывных глобальных измерений МПЗ, а также необходимость параметризовать модели не только в пространстве, но и во времени. Стохастический характер вариаций делает такую задачу нетривиальной, что порождает разные варианты решения этой проблемы, которые будут подробнее рассмотрены ниже.

2.1.4. Потоки в жидком ядре и их связь с вековым ходом. Естественной внутренней границей для описания главного поля в виде градиента потенциала является граница ядра и мантии, которая по сути может рассматриваться как поверхность источника. Значения поля на этой границе, рассчитываемые моделями главного поля, являются отправной точкой для измерения потоков проводящей жидкости в ядре. Связь между вариациями главного поля B на поверхности раздела ядра и мантии и потоками в

ядре u описывается уравнением индукции (5)

$$\frac{\partial B_r}{\partial t} = -\nabla_{\hat{n}}(\mathbf{u}B_r) + \frac{\eta}{r} \nabla^2(rB_r), \quad (5)$$

где η — коэффициент магнитной диффузии Земли, B_r — радиальная составляющая вектора поля на поверхности ядра, $\nabla_{\hat{n}}$ — горизонтальный оператор градиента.

В правой части уравнения (5) первое слагаемое описывает адвекцию потоков, второе — диффузию. Считается, однако, что вклад диффузии в вековой ход составляет незначительную величину. Кроме того, вывод модели потоков $\mathbf{u}$ из модели поля B при использовании выражения (5) сильно затруднён, и поэтому в большинстве случаев диффузионным слагаемым пренебрегают. Такое допущение называется аппроксимацией замороженного потока (frozen flux approximation) [30, 31]. Вместе с тем, принимая во внимание тот факт, что на поверхности раздела непрерывна только радиальная составляющая поля [32], $\mathbf{u}$ заменяют на его тангенциальную составляющую $\mathbf{u}_t$. Таким образом, уравнение (5) сводится к выражению

$$\frac{\partial B_r}{\partial t} = -\nabla_{\hat{n}}(\mathbf{u}_t B_r). \quad (6)$$

Такое допущение не используется в более сложных моделях, описывающих численно механизм геодинамо. Однако такие модели выходят за рамки данного обзора.

Совокупность значений $\mathbf{u}$ на всей поверхности ядра может быть представлена в виде векторного поля $\mathbf{U}$. Такое представление позволяет описать структуру ядра, выделить компоненты разного масштаба, а также даёт ещё один инструмент для моделирования главного поля и его векового хода.

Векторное поле скоростей $\mathbf{u}$ обычно рассматривается в тороидальной системе координат, в рамках которой оно может быть разложено на тороидальную и полоидальную компоненты T и S [33]:

$$\mathbf{u} = \mathbf{u}_{\text{tor}} + \mathbf{u}_{\text{pol}} = \nabla_{\hat{n}} \times (\hat{\mathbf{r}}T) + \nabla_{\hat{n}}(S), \quad (7)$$

где $\hat{\mathbf{r}}$ — радиус-вектор единичной длины.

Эти компоненты в свою очередь разлагаются на сферические гармоники:

$$T = \sum_{n=1}^{N_{\max}} \sum_{m=0}^n \tau_n^m(t) Y_n^m(\theta, \phi), \quad (8)$$

$$S = \sum_{n=1}^{N_{\max}} \sum_{m=0}^n \sigma_n^m(t) Y_n^m(\theta, \phi). \quad (9)$$

Выражения (7)–(9) позволяют описать пространственную и временную структуры жидкого ядра, в которых коэффициенты τ и σ разной степени описывают вихри и другие структуры, образуемые потоками разного масштаба.

Также стоит упомянуть так называемое скрытое поле — мелкомасштабную компоненту главного поля, описываемую гармониками высших степеней ($n > 13$), для выделения которой в наземных измерениях недостаточно разрешающей способности. В глубине Земли на границе ядра и мантии, тем не менее, её интенсивность заметно выше, поэтому мелкомасштабная компонента взаимодействует с потоками в жидком ядре, в том числе и среднего масштаба. Их вариации в свою очередь ответствен-

ны за коэффициенты векового хода соответствующих степеней. Расчёты показывают, что такое скрытое поле приводит к возникновению большей части пространственных ошибок при расчёте коэффициентов векового хода [34]. В частности Н. Жилле, используя метод ансамблей, показал, что вклад в коэффициенты векового хода с $n \leq 13$ могут давать коэффициенты главного поля до $n = 40$ [35].

2.2. Литосферное поле

2.2.1. Источники. Литосферное поле составляет примерно 3 % от суммарного поля у поверхности Земли (хотя в отдельных случаях может достигать 8000 нТл) и с высотой затухает, что особенно характерно для гармоник высших порядков. Источником литосферного поля являются ферромагнитные породы земной коры и верхних слоёв мантии (астеносферы), в основном титаномагнетиты и титаногематиты. Такие породы намагничиваются под действием внешнего магнитного поля и таким образом генерируют собственное (подробно о магнетизации горных пород можно прочесть в [36]). Область литосферы, в которой возможен этот процесс, ограничена так называемой глубиной Кюри, т.е. глубиной, на которой температура недр достигает критической температуры (температуры Кюри), при которой тепловое движение молекул вещества породы доминирует над эффектом намагничивания. Считается, что эта граница располагается на глубине до 24 км в континентальной коре и 6–7 км в океанской.

Существуют два типа намагниченности: индуцированная и остаточная. Индуцированная (не путать с индуцированным полем от внешних источников, см. раздел 2.4) возникает из-за упорядочения магнитных моментов в ферромагнитной породе под действием сегодняшнего поля. Остаточная намагниченность формируется в момент остывания породы и сохраняет ориентацию внешнего поля таким, каким оно было в момент перехода температуры Кюри. Поле, обусловленное вторым типом намагниченности, в большинстве случаев преобладает над полем первого типа.

На рисунке 2 представлена схема генерации литосферного поля. Розовыми линиями показано внешнее поле, под действием которого магнитные моменты ферромагнитных пород в земной коре, отмеченные параллельными чёрными стрелками, выстраиваются вдоль него. Также на рисунке представлены породы с остаточной намагниченностью, магнитные моменты которых не обязательно параллельны сегодняшним линиям внешнего поля. Литосферное поле отмечено зелёными линиями.

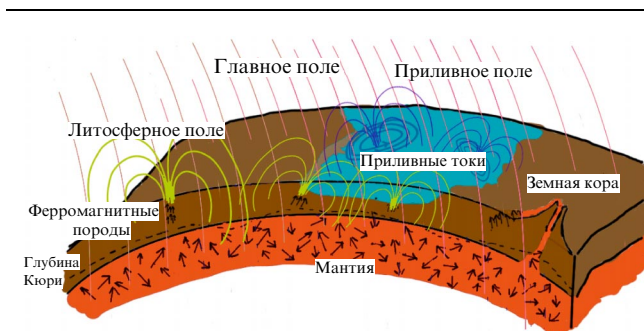


Рис. 2. Схема генерации литосферного и приливного полей.

2.2.2. Параметризация и разделение главного и литосферного полей. Параметризуется магнитный потенциал литосферного поля, как правило, совместно с потенциалом главного, суммарный потенциал при этом также описывается выражением (3). Причины такого единого рассмотрения будут пояснены ниже. При таком рассмотрении главное поле даёт основной вклад в гармоники низких степеней, а литосферное — высоких. Для разделения этих двух компонент строят пространственный спектр мощностей, также называемый спектром Лоуса [37], который представляет собой зависимость величины R_n от степени гармоники n :

$$R_n = (n+1) \left(\frac{a}{r} \right)^{2n+4} \sum_{m=0}^n [(g_n^m)^2 + (h_n^m)^2]. \quad (10)$$

Здесь R_n — энергия магнитного поля всех гармоник степени n .

На рисунке 3 приведены расчёты спектра Лоуса на основе коэффициентов Гаусса с разложением до 185-й степени, взятых в качестве примера из модели CHAOS-7 (см. таблицу) для разных высот. В области низких гармоник определяющий вклад в величину R_n вносит главное поле, а в области высоких — литосферное. Переход между ними находится в районе 12–20-й гармоник, где на графике наблюдается излом. Конкретная граница в пределах этого диапазона задаётся разными моделями по-разному в зависимости от их задач и особенностей.

Из такого поведения спектра, впрочем, не следует, что литосферное поле не даёт вклад в гармоники низших степеней, а главное — высших. На практике это означает, что при малых n вклад литосферного поля невозможно различить на фоне главного поля, и наоборот при $n \gg 20$. В области же излома вклады обеих компонент сопоставимы.

Из рисунка видно, что характер уменьшения величины R_n при увеличении степени гармоник различается

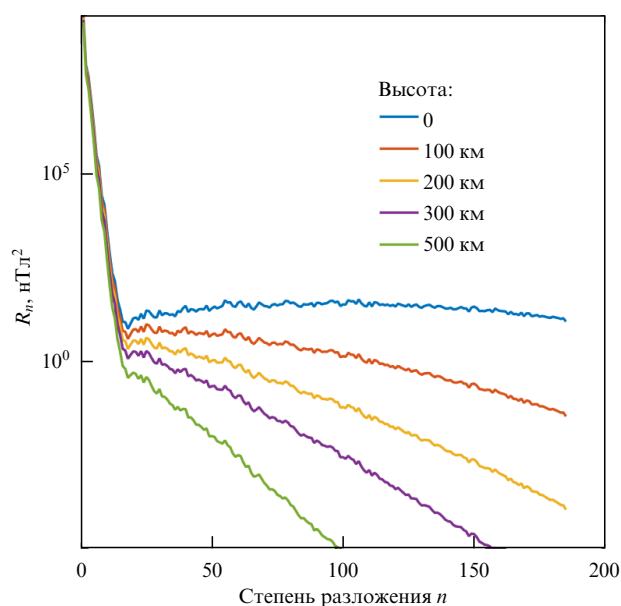


Рис. 3. Спектр Лоуса на разных высотах, построенный по коэффициентам модели CHAOS-7 для 2021 г.

для главного и литосферного полей в зависимости от высоты r . Для главного поля наклон спектра слабо зависит от r , в то время как для литосферного поля с ростом r спектр становится более крутым.

Верхняя граница степени разложения литосферного поля ограничена лишь степенью скважности измерений, которые можно осуществить в глобальном масштабе на поверхности Земли. Речь идёт о пространственной скважности точек измерений, проводимых как в геомагнитных обсерваториях, так и при помощи магнитных съёмок. Так, наибольшая степень разложения, предлагаемая моделью BGS (см. таблицу), достигает значения 1440, что соответствует длине волны ~ 30 км. В измерениях в ближнем околоземном пространстве разрешимыми оказываются гармоники до 130–140-й степеней.

2.3. Внешнее поле

2.3.1. Источники. Внешнее поле генерируется пространственными токами внешней магнитосферы Земли. Система магнитосферных токов включает в себя кольцевой ток, токи магнитопаузы, токи хвоста магнитосферы, продольные токи и другие токи, возникающие в моменты магнитосферных возмущений. На рисунке 4 схематично изображено большинство таких токов.

Кольцевой ток составляют захваченные в радиационных поясах частицы, совершающие долготный дрейф вокруг планеты. Он занимает пространство в районе экватора на расстоянии 3–8 радиусов Земли и вносит вклад в составляющую магнитного поля, параллельную оси магнитного диполя, ослабляя его в районе магнитного экватора и усиливая у полюсов. Токи магнитопаузы (называемые также токами Чепмена – Ферраро) образуются заряженными частицами солнечного ветра, обтекающими магнитосферу, и ограничивают магнитное поле Земли, препятствуя уходу силовых линий в межпланетное пространство. Токи хвоста магнитосферы обрамляют попарно с севера и юга её хвост, замыкаясь на плазменном слое и растягивая магнитопаузу с ночной стороны Земли. Продольные токи (или токи Биркеланда) протекают по жёстким образам, но замыкаются на полярной части земной ионосферы, соединяясь там с авроральными ионосферными токами. На поверхности Земли соответствующая компонента поля даёт вклад не более 2–3 %, но увеличивается по мере удаления. Подробное описание системы магнитосферных токов можно найти, например, в обзоре Н. Ганушкиной [38].

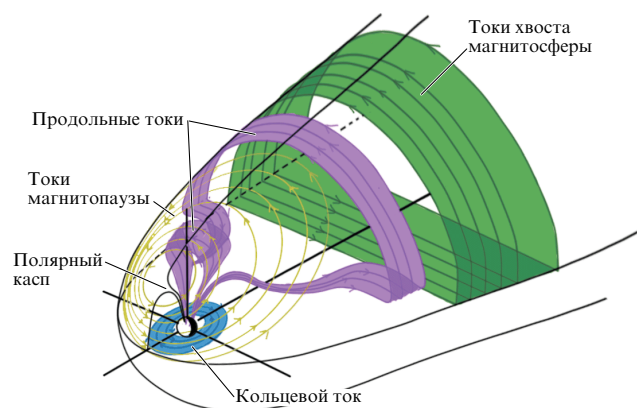


Рис. 4. Система магнитосферных токов.

2.3.2. Временная динамика. Порождаемые описанными выше токами магнитные поля в наибольшей степени из всех компонент суммарного поля подвержены разного рода вариациям, как периодическим — в масштабах часов, суток и лет, так и спорадическим. Долгопериодические колебания, связанные с циклами солнечной активности, и спорадические, связанные с солнечными событиями, возникают в результате взаимодействия солнечного ветра с магнитосферой. Оно обуславливает положение магнитопаузы на дневной стороне, тем самым регулируя крупномасштабную структуру токов. Чем выше динамическое давление солнечного ветра, тем ближе к Земле смещается магнитопауза, тем больше сжимается магнитосфера и тем выше плотность магнитосферных токов и, соответственно, величина генерируемых ими магнитных полей. Положение магнитопаузы и структура токов также зависят и от других величин, характеризующих солнечный ветер и межпланетное магнитное поле, таких как скорость солнечного ветра, его плотность, вектор напряжённости внешнего магнитного поля B и его вертикальная компонента в координатах GSE. Все эти величины испытывают колебания и коррелируют с циклом солнечной активности, вызывая в свою очередь колебания магнитопаузы, в среднем в пределах 9–11 радиусов Земли R_E (см. рис. 2 в [39]).

Спорадические явления на Солнце, такие как корональные выбросы масс (CME) или CIR (Co-rotating Interaction Region), способны локально во времени и пространстве увеличивать скорость, плотность и динамическое давление солнечного ветра. В такие моменты он способен сжимать магнитосферу до величины в $6,5 R_E$ на дневной стороне. Такие стремительные интенсивные воздействия приводят не только к перераспределению существующих токов, но и к генерации новых, характерных только для периодов таких магнитосферных возмущений.

Суточные и сезонные колебания связаны в основном с вращением Земли вокруг своей оси и Солнца и из всех магнитосферных токов затрагивают в основном продольные, замыкающиеся на земной ионосфере в полярных областях. Сезонные колебания поля связаны с соответствующими сезонными колебаниями электропроводности ионосферы, которая зависит от интенсивности ультрафиолетового излучения, взаимодействующего с верхними слоями атмосферы, а суточные — с тем фактом, что геомагнитные полюсы не совпадают с географическими и вращаются относительно них [40].

2.3.3. Параметризация. При разложении внешнего поля на сферические гармоники по формуле (1) в ней остаётся только второе слагаемое. Это связано с тем, что в задачах разработки моделей МПЗ важен вклад внешнего поля в измерения, проводимые на поверхности Земли и в области работы низкоорбитальных спутников, а по отношению к таким измерениям рассматриваемое поле является внешним. Главной особенностью здесь является крупномасштабность внешнего поля, поэтому обычно используется разложение до самых малых степеней и порядков, как правило до 1 или 2. Кроме того, из-за пространственной разнородности и сложного поведения во времени магнитный потенциал часто разбивают на компоненты в соответствии с разными пространственными и временными характерными особенностями. Тут наблюдается большое разнообразие среди моделей.

В модели CHAOS (см. таблицу) потенциал разлагается на две составляющие, соответствующие близким магнитосферным источникам (кольцевой и продольный токи, уравнение (11)) и далёким (токи хвоста магнитосферы и магнитопаузы, уравнение (12)):

$$V_{SM} = a \sum_{m=0}^1 [q_1^{m,SM}(t) \cos mT_d + s_1^{m,SM}(t) \sin mT_d] \times \left(\frac{r}{a}\right) P_1^m(\cos \theta_d) + \dots \quad (11)$$

$$V_{GSM} = a \sum_{n=1}^2 q_n^{0,GSM} R_n^{0,GSM}(t, r, \theta, \phi). \quad (12)$$

В этих уравнениях индексы SM и GSM отражают тот факт, что разложение проводится в солнечной магнитной (Solar Magnetic) и геоцентрической солнечной магнитосферной (Geocentric Solar Magnetospheric) системах координат соответственно. T_d и θ_d — дипольное локальное время и дополнение к дипольной широте, $R_n^{0,GSM}$ — модификация сферических гармоник в системе GSM. Выражение для V_{SM} на самом деле несколько сложнее, чем представлено в приведённой формуле, и включает слагаемые, описывающие долговременные вариации, а также отдельно описываемые гармоники второй степени разложения (см. уравнения (2a)–(2c) в работе [27]).

Другим вариантом деления на компоненты является деление по характеру временной динамики. Так, в модели BGS (см. таблицу) потенциал разлагается на три компоненты — V_{ext} , V_{ann} и V_{VMD} [41]:

$$V_{ext}(t, r, \theta, \phi) = a \sum_{m=-1}^{+1} q_1^m(t) Y_1^m(\theta, \phi), \quad (13)$$

$$V_{ann}(t, r, \theta, \phi, \tilde{\phi}) = a \sum_{m=-1}^{+1} \left[e_1^m(t) \left(\frac{r}{a}\right) + i_1^m(t) \left(\frac{a}{r}\right)^2 \right] Y_1^m(\theta, \phi) + a \sum_{m=-1}^{+1} \epsilon_1^m(t) \left(\frac{r}{a}\right) Y_1^m(\theta, \tilde{\phi}), \quad (14)$$

$$V_{VMD}(t, r, \theta, \phi, VMD) = a \sum_{m=-1}^{+1} \left\{ b_1^m(t) VMD_{ext}^m \left(\frac{r}{a}\right) + c_1^m(t) VMD_{int}^m(t) \left(\frac{a}{r}\right)^2 \right\} Y_1^m(\theta, \phi). \quad (15)$$

V_{ext} — компонента, характеризующая долговременные вариации с масштабом в несколько лет, коэффициенты q_1^m рассчитываются экспериментально с частотой раз в несколько месяцев и интерполируются B-сплайнами. V_{ann} описывает потенциал компоненты, испытывающей регулярные вариации с периодом год, полгода и сутки. В выражении (14) коэффициенты в квадратных скобках описывают собственно внешнюю компоненту поля $i_1^m(t)$, характеризующуюся годовыми и полугодовыми вариациями, и её внутреннюю индуцированную часть $e_1^m(t)$, природа которой подробно описана в разделе 2.5.

Компоненту с характерным периодом вариаций в сутки описывает второе слагаемое с коэффициентами $\epsilon_1^m(t)$ (здесь вместо геодезической долготы используется солнечно-синхронная долгота $\tilde{\phi}$). Наконец, член V_{VMD} описывает вариации, связанные с магнитосферными возмущениями, которые в данном случае описываются магнитосферным индексом VMD. При этом стоит отметить, что большинство моделей работают в условиях спокойной магнитосферы, т.е. слагаемые, описывающие зависимость потенциала от магнитосферных индексов, определены в узких пределах, соответствующих спокойной магнитосфере.

В других вариантах потенциал внешнего поля выражается единственным слагаемым вида (13), но коэффициенты рассчитываются очень часто (например, один раз в час) и затем интерполируются. Примером здесь могут служить модели CM (Comprehensive Model) или COV-OBS (см. таблицу). При этом в литературе сложно найти какой-то сравнительный анализ разных подходов к параметризации внешнего поля в моделях МПЗ, поэтому выбор того или иного подхода скорее является личными предпочтениями авторов моделей.

Стоит отдельно упомянуть так называемые тороидальные поля, которые также параметризуются в отдельных старых версиях моделей CM [42] и GRIMM [43]. Такие поля генерируются продольными токами на высотах 400–700 км в полярных широтах, называемых ещё F-регионом. Однако в современных моделях они обычно не рассматриваются.

2.4. Ионосферное поле

2.4.1. Источники. Источником ионосферного поля являются ионосферные токи, протекающие в так называемом проводящем E-слое на высотах 90–150 км. Они связаны с циркуляцией воздушных масс нейтральной атмосферы — атмосферными приливами, которые, в свою очередь, вызваны нагревом атмосферы Солнцем, воздействием гравитации Луны и другими факторами. Волны этих колебаний доходят до ионосферы, воздействуя асимметрично на ионы и электроны, вызывая движение только первых. Это происходит из-за того, что циклотронная частота ионов оказывается меньше или сопоставимой с частотой их столкновений с атомами нейтральной атмосферы по мере распространения атмосферной волны, в то время как для электронов соответствующая циклотронная частота существенно выше и атмосферные волны не вызывают их движения.

Система ионосферных токов в магнитоспокойных условиях включает в себя токи спокойного времени (Sq), циркулирующие в умеренных широтах на дневной стороне; экваториальный электроджет (EEJ), образованный заряженными частицами, движущимися в восточном направлении точно над геомагнитным экватором; авроральными электроджетами, попарно располагающимися в полярных областях и другими. Система токов изображена на рис. 5. Во время магнитосферных возмущений вместо токов Sq, говорят о Sd токах возмущённой ионосферы.

Средний вклад ионосферного поля составляет порядка десятков нТл, локальный вклад может быть гораздо больше, особенно в полярных широтах, а во время магнитосферных возмущений он и вовсе может стать доминирующим, достигая тысяч нТл.

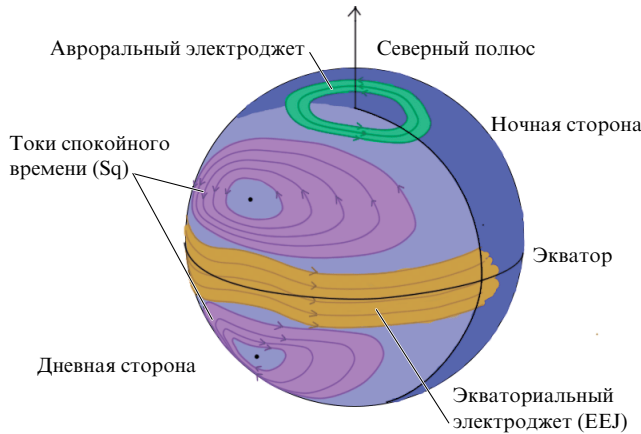


Рис. 5. Система ионосферных токов.

2.4.2. Временная динамика. Как и в случае с токами ближней магнитосферы, на динамику ионосферных токов оказывают влияние сезонные вариации в электропроводности ионосферы. Другим важным источником вариаций служат приливные циклы, основными из которых являются 24-часовой цикл, связанный с нагревом атмосферы, и 12-часовой цикл, связанный с движением Луны и её гравитационным воздействием на атмосферу планеты. Существуют также циклы с характерными периодами 8 и 6 ч. Подробное описание ионосферных токов и их вариаций можно найти в обзоре Ё. Ямадзаки и А. Мауте [44].

2.4.3. Параметризация. Существует совсем небольшое число моделей МПЗ, включающих ионосферное поле, поэтому достаточно сложно говорить об общепринятых подходах к его параметризации. Однако можно выделить ключевые его особенности. Во-первых, ионосферное поле является одним из самых сложных при параметризации через сферические гармоники: поскольку сами токи находятся близко к области измерений поля, для описания их конфигурации требуется разложение на гармоники до достаточно больших степеней. В современных моделях, например в Kalmag (см. таблицу), это значение достигает 50. Во-вторых, токи, а следовательно, и поле, имеют крайне сложное поведение во времени с амплитудой вариаций, в большинстве случаев сопоставимой с величиной самого поля, из-за чего ими нельзя пренебрегать. В модели СМ (см. таблицу) для описания такого поведения магнитный потенциал разлагается на большое количество компонент, соответствующих разным периодам колебаний. При этом короткопериодические моды (с периодами 24, 12, 8 и 6 ч) и долгопериодические (годовые, полугодовые) разделяются таким образом, что каждая из компонент описывает отдельную комбинацию из долгопериодической и короткопериодической моды. Кроме того, каждый из таких потенциалов предварительно разлагается на сферические гармоники в квазидипольной системе координат, привязанной к магнитному полю Земли. Исходя из этого суммарный магнитный потенциал ионосферного поля записывается в виде нескольких вложенных сумм:

$$V_{\text{ion}}(t, \mathbf{r}) = \sum_{s=-2}^{+2} \sum_{p=0}^4 \sum_{l=p-1}^{p+1} \sum_{k=\max(1, |l|)}^{|l|+40} \tilde{\epsilon}_{ksp}^l V_{sp}^{kp}(t, \mathbf{r}), \quad (16)$$

где потенциал для области под и над источником описывается следующими выражениями соответственно:

$$V_{sp}^{kp} = \text{Re} \left\{ a \sum_{n=1}^{60} \sum_{m=-\min(n, 12)}^{\min(n, 12)} \left[(d_{kn,e}^{lm})^* \left(\frac{r}{a} \right)^n + (f_{kns}^{lm})^* \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \right] P_n^m(\cos \theta_d) \times \exp(i(m\phi_d + \omega_s t + \omega_p p t_{mut})) \right\}, \quad (17)$$

$$V_{sp}^{kp} = \text{Re} \left\{ a \sum_{n=1}^{60} \sum_{m=-\min(n, 12)}^{\min(n, 12)} \left[(z_{kn}^{lm})^* + (f_{kns}^{lm})^* \right] \times \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} P_n^m(\cos \theta_d) \exp[i(m\phi_d + \omega_s t + \omega_p p t_{mut})] \right\}. \quad (18)$$

Здесь a — радиус Земли; $\tilde{\epsilon}_{ksp}^l$ — коэффициенты, зависящие от уровня солнечной активности; $d_{kn,e}^{lm}$ и z_{kn}^{lm} описывают потенциал поля собственно от ионосферных токов, а f_{kns}^{lm} — от индуцируемых ими токов в земной мантии; $p = 1, 2, 3, 4$ характеризуют короткопериодические моды, соответствующие 24, 12, 8 и 6 ч; s — долгопериодические моды; ω_s — фундаментальная сезонная угловая частота, равная 2π рад год $^{-1}$; ω_p — фундаментальная суточная угловая частота, равная $2\pi/24$ рад ч $^{-1}$. Более подробное описание можно найти в уравнениях (7)–(26) в работе [45].

2.5. Индуцированные поля

2.5.1. Источники. Индуцированные поля генерируются токами, возникающими в проводящей среде мирового океана и земной мантии под действием внешних по отношению к ним компонент поля, меняющихся во времени. Источниками такого внешнего поля являются прежде всего токи ионосферы и ближних источников внешней магнитосферы (кольцевой и продольный токи). Характеристики индуцированных токов (а следовательно, и генерируемых ими полей) зависят прежде всего от электропроводности среды, частоты индуцирующего поля и его масштаба. Наибольшей удельной электропроводностью здесь обладают воды мирового океана [46], а также глубокие (> 1000 км) слои мантии, где она достигает значений порядка $\sim 2-3$ См м $^{-1}$. Электропроводность мантии при этом уменьшается с уменьшением глубины (см., например, рис. 2 в работе [47]). Континентальная кора обладает минимальными значениями проводимости и в наименьшей степени подвержена влиянию индуцирующих полей. Период колебаний индуцирующего поля является вторым главным фактором, влияющим на величину индуцируемого поля. Так, колебания с периодом порядка нескольких минут приводят к величине индуцируемого поля, практически совпадающей с таковой для индуцирующего, в то время как колебания с периодом в сутки порождают в несколько раз более слабое поле. Что касается размеров поля-источника, его крупномасштабные компоненты индуцируют более интенсивные токи (а следовательно, и поля), чем мелко-масштабные.

Эта зависимость выражается, например, в том, что индуцированная компонента от средних по масштабу ионосферных токов спокойного времени (Sq) достигает трети от соответствующего ионосферного поля на поверхности Земли, в то время как такая же компонента от

экваториального электроджета с характерной мелко-масштабной структурой его поля — не более 15 % (см. рис. 10 в работе [47]).

Из других важных особенностей индуцированных полей стоит отметить, что колебания в индуцированном поле с небольшой задержкой повторяют колебания в соответствующем индуцирующем.

2.5.2. Параметризация. Потенциал индуцированного поля разлагается на сферические гармоники так же, как и индуцирующего. При этом, поскольку в реальных измерениях оказывается чрезвычайно трудно выделить его сигнал, на практике его рассчитывают на основе характеристик соответствующего поля-источника. Дело в том, что каждую гармонику потенциала индуцирующего поля $\{m, n\}$ можно связать с соответствующей гармоникой потенциала индуцированного поля $\{k, l\}$. При этом говорят о генерации гармоникой $\{m, n\}$ индуцирующего поля гармоникой $\{k, l\}$ индуцированного. Эта связь выражается зависимостью коэффициентов Гаусса индуцированного поля ϵ_n^m от коэффициентов индуцирующего поля i_k^l через свёртку с передаточной функцией $Q_{kn}^{lm}(\omega, \sigma)$, в которую входят частота колебаний индуцирующего поля ω и электропроводность среды σ . В общем случае каждая гармоника индуцирующего поля генерирует все возможные гармоники индуцированного поля, и соответствующие коэффициенты вычисляются как:

$$i_k^l(\omega, \sigma) = \sum_{n=1}^N \sum_{m=-n}^n Q_{kn}^{lm}(\omega, \sigma) \epsilon_n^m(\omega). \quad (19)$$

Для расчёта передаточной функции используются модели электропроводности Земли. Современные модели включают трёхмерную модель для земной мантии и одномерную для мирового океана [48, 49]. Однако часто достаточно использовать полностью одномерную модель (т.е. такую, в которой электропроводность зависит только от глубины), и в таком приближении каждая гармоника индуцирующего поля генерирует только одну соответствующую гармонику индуцируемого, в этом случае Q_{kn}^{lm} представляет собой диагональную матрицу.

Другая сложность заключается в том, что временная динамика реальных полей слишком сложна, чтобы описать её колебанием с единственной частотой ω . Поэтому на практике сигнал во времени раскладывают на гармоники, выделяют преобладающие частоты и рассчитывают коэффициенты потенциала индуцируемого поля для каждой частоты отдельно. Например, в модели CHAOS (см. таблицу) для расчёта индуцированных полей при помощи фурье-анализа выделяются частоты с периодом от одного часа до четырёх лет.

Поэтому выглядит закономерно, что при таких условиях индуцируемое поле параметризуется совместно с индуцирующим, как это можно видеть на примере уравнений (14) и (18). Так, в уравнении (11) коэффициенты $q_1^{m, SM}$ и $s_1^{m, SM}$ представляют собой комбинацию коэффициентов ϵ и i :

$$q_1^{m, SM} = \hat{q}_1^m \left[\epsilon(t) + i \left(\frac{a}{r} \right)^3 \right], \quad (20)$$

$$s_1^{m, SM} = \hat{s}_1^m \left[\epsilon(t) + i \left(\frac{a}{r} \right)^3 \right], \quad (21)$$

где ϵ и i — коэффициенты Гаусса для внешнего поля и индуцируемого им соответственно, а $\hat{q}_1^m$ — коэффициент статической регрессии.

2.6. Приливное поле

Приливные магнитные поля создаются токами, индуцированными циклично движущимися под действием приливных сил массами воды Мирового океана во внешнем магнитном поле Земли. Схема генерации таких полей показана на рис. 2. Синие концентрические линии представляют собой направление циркуляции воды во внешнем магнитном поле, являющемся суммой главного поля (розовые линии) и литосферного (зелёные линии). Синими линиями обозначены силовые линии приливного поля.

Величина индуцированного таким образом поля зависит от периода и амплитуды колебаний вод Мирового океана. Колебания раскладывают на несколько составляющих, соответствующих разным физическим процессам: вращению Луны вокруг Земли, Земли вокруг своей оси и относительно Солнца, нутации оси вращения Земли и орбиты Луны, вариациям расстояния до Луны и многим другим. Современная точность измерений позволяет выделить более 400 компонент, но, например, для расчёта высоты приливов используется всего около 60. Самыми значительными являются полусуточные компоненты M2, N2, S2 и суточные N1, O1. Когда рассматривают приливные поля, их ассоциируют с этими отдельными компонентами. Компонента M2 индуцирует самое сильное поле, достигающее значений 5–6 нТл на поверхности Земли и 2–3 нТл на высотах низкоорбитальных спутников. Компоненты N2, O1 — порядка 0,5 и 0,1 нТл соответственно. Сигнал от остальных компонент уже достаточно трудно выделить в экспериментальных данных. Приливные поля относятся к крупномасштабным и имеют свой максимум при $n = 3–6$ на соответствующем спектре Лоуса для компонент M2, N2, O1 (см. рис. 5 в работе [50]).

2.6.1. Параметризация. На текущий момент существует всего одна модель, где в числе прочих источников рассматривается и приливное поле, — это модель CM (см. таблицу). В этой модели магнитный потенциал рассматривается отдельно для каждой из трёх используемых компонент M2, N2 и O1, а временные вариации описываются отдельным членом, в который входит частота ω :

$$V(\Delta t, \mathbf{r}) = \text{Re} \left\{ a \sum_{n=0}^{N_{\max}} \sum_{m=-n}^n \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} (\tau_n^m)^* \times \right. \\ \left. \times P_n^m(\cos \theta) \exp [i(m\phi + \omega \Delta t)] \right\}. \quad (22)$$

Кроме вышеперечисленных, существуют и другие поля, связанные с движением воды в Мировом океане: это, например, поля, индуцированные регулярными течениями [51]. Наибольший вклад среди таких течений вносит антарктическое циркумполярное, индуцирующее магнитное поле, сопоставимое с приливным по абсолютной величине. Индуцируют поля также волны цунами, в которых, в отличие от обычных волн, происходит продольный перенос масс воды [52]. Однако эти компоненты не рассматриваются в моделях магнитного поля и поэтому лежат за пределами тематики данного обзора. Более подробно о полях, индуцированных движением вод Мирового океана, можно найти в обзоре Минами Такуто [53].

3. Экспериментальные данные

Основными источниками информации о магнитном поле сейчас являются спутниковые измерения, измерения в геомагнитных обсерваториях, а также магнитные съёмки и экспедиции. Каждый из этих источников играет свою роль в изучении МПЗ. Спутниковые данные дают основной массив для анализа практически всех компонент поля; данные геомагнитных обсерваторий обеспечивают измерения поля на поверхности Земли, а также применяются для расчёта индексов геомагнитной активности, используемых для отбора магнитоспокойных периодов, в том числе в спутниковых данных. Данные магнитных съёмок используются для изучения наиболее мелкомасштабных компонент литосферного поля, создания локальных моделей, а также ретроспективных моделей, когда исторические магнитные съёмки — единственный источник экспериментальных данных. Кроме того, для изучения отдельных компонент поля могут учитываться и другие данные. Например, при изучении индуцированных и приливных полей проводят измерения напряжений в глубоководных кабелях связи [54].

3.1. Исторический экскурс

Исторически накопление данных об МПЗ началось с развитием дальнего мореходства в XV в., сопряжённого с интенсивным использованием компаса. Тогда же мореплаватели стали замечать, что направление стрелки компаса не всегда совпадает с направлением на север и варьируется от места к месту. Для коррекции они делали пометки на переносных солнечных часах, что можно считать предшественником измерений магнитных склонений [55]. Первые такие находки датируются первой половиной XV в., а уже через столетие измерения магнитных склонений стали рутинной процедурой в морской навигации. Самые ранние такие измерения относятся к 1510 г. (см. рис. 2 в [56]), но расцвет наступил с начала XVII в., в частности со стартом Голландской Вест-Индской компании в 1621 г., открывшей период интенсивной торговли и, соответственно, судоходства в Индийском и Атлантических океанах. Данные судовых журналов этого периода (вплоть до 1840 г.) составляют значительную долю всех данных, которые сейчас служат основой для создания ретроспективных моделей МПЗ [57]. Стоит также отметить, что хотя первый инклинометр (прибор для измерения магнитного наклона, т.е. угла между горизонтальной плоскостью и направлением вектора напряжённости) был изобретён в 1580 г., для морской навигации он не представлял большого интереса, поэтому подавляющее число данных морских экспедиций за этот период содержит только значения магнитного склонения.

Рост научного интереса к феномену земного магнетизма привёл к тому, что с XVIII в. начинают снаряжаться научные экспедиции с целью измерения и картирования магнитного поля. Первой такой экспедицией был Атлантический поход Эдмунда Галлея в 1699 г., начиная с которого карты магнитных склонений и наклонов создаются разными исследователями на постоянной основе. Следующей важной вехой стала экспедиция Росса для поиска Южного магнитного полюса, организованная в 1839–1843 гг. в рамках так называемого магнитного крестового похода [17], по результатам которой были построены карты магнитных склонений и накло-

ний в Южном полушарии. В целом с середины XIX в., когда произошёл большой скачок как в методах измерений, так и в понимании природы электромагнетизма, такие экспедиции приняли форму морских магнитных съёмок, регулярно проводимых и по настоящее время. Такие исторические данные являются уникальным источником информации для моделирования МПЗ в ту эпоху. На сегодняшний день большая коллекция исторических морских геомагнитных измерений собрана и оцифрована А.Р.Т. Джонкерсом [56], она использовалась в первую очередь при создании модели gUFM (см. таблицу).

Научный интерес привёл также к созданию второго важного источника экспериментальных данных, остающегося таковым и по сей день, — геомагнитных обсерваторий. Первые периодические локальные измерения магнитного поля начались ещё с 1540 г. в окрестностях Лондона [58] и с 1541 г. — в окрестностях Парижа [59]. В частности, в результате наблюдений в Лондоне в 1635 г. было обнаружено, что магнитное склонение меняется со временем. Этот факт и обусловил необходимость постоянных долгопериодических измерений в фиксированном месте, что в конечном итоге привело к созданию геомагнитных обсерваторий. Однако до начала XIX в. такие измерения носили разрозненный характер.

Первая половина XIX в. ознаменовалась большим скачком в понимании природы электромагнетизма, а также в техническом обеспечении экспериментов. Так, в этот период Фридрихом Гауссом изобретается метод расчёта абсолютных значений напряжённости поля, не зависящий от прибора и характеристик среды; заметно улучшается точность и качество измерительных приборов (магнитных теодолитов и магнитографов). Всё это обеспечило принципиальную возможность полных, точных и регулярных измерений магнитного поля. Первые такие наблюдения начались в Лондоне в 1818 г. (впрочем, прерванные в 1820 г.), Париже в 1820 г. и Казани в 1823 г. Уже в 1829 г. Александр фон Гумбольдт для проверки своей теории об одновременности возмущений поля в разных областях Земли во время магнитных бурь создаёт первую сеть геомагнитных обсерваторий, в которую, помимо уже упомянутых обсерваторий в Париже и Казани, вошли также недавно созданные в Берлине и Фрейбурге.

Немаловажную роль на этих начальных этапах (как, впрочем, и в дальнейшем) играла и Российская империя, давшая существенный вклад в расширение этой первой сети. На момент создания первой Геомагнитной обсерватории в Казани в Российской империи уже был накоплен богатый опыт геомагнитных измерений; так, в Санкт-Петербурге периодические измерения начались ещё с 1700 г. [60]. Вслед за обсерваторией в Казани под руководством А.Я. Купфера открываются обсерватории в Крыму, Санкт-Петербурге, а затем и по всей территории Российской империи вплоть до забайкальского Немчинска (а также в Пекине), обеспечивая покрытие обширных территорий в северной части Азии. Они сразу же становятся частью сети Гумбольдта, а позднее и её преемника — Гёттингенского магнитного союза, основанного в 1836 г. под эгидой Лондонского королевского общества.

В дальнейшем в рамках этого союза геомагнитные обсерватории строятся в английских колониях по всему земному шару, и к 1842 г. их число достигает уже 50. Глобальные измерения поля в этой сети позволили, в

частности, Ф. Гауссу проверить свою математическую модель МПЗ и убедиться в её корректности. Подробно об этом периоде развития геомагнитных измерений можно почитать в обзорах С. Малина и Д. Бараклафа, 1991 г. [61] и Дж. О'Хары, 1983 г. [62]. Начиная с этого момента число магнитных обсерваторий в мире неуклонно увеличивалось. В тех местах, где строить их было нецелесообразно, организовывали пункты векового хода, куда с периодичностью в несколько раз в год доставлялось оборудование и проводились измерения. Данные таких станций, впрочем, необходимо было калибровать на показания ближайшей полноценной обсерватории.

3.2. Современное состояние

Началом современной эпохи измерений магнитного поля условно можно считать 1940–1950 гг. В этот период произошёл большой технологический скачок как в методах измерения магнитного поля (были изобретены современные типы магнитометров: феррозондовый и протонный, более точные и простые в использовании), так и в смежных областях. Это позволило начать проведение массовых измерений для самых разных целей. В этот период начинают проводиться континентальные аэромагнитные съёмки, а также более локальные для разведки полезных ископаемых. Новыми типами магнитометров оборудуются и геомагнитные обсерватории, а с началом космической эры они устанавливаются и на космических аппаратах. Стоит отметить, что, поскольку данные морских, воздушных и других подобных магнитных съёмок, как правило, не используются при разработке современных моделей МПЗ с малым числом гармоник ($n < 20$), в данной статье подробное их описание опущено.

3.2.1. Геомагнитные обсерватории. Сегодня магнитные обсерватории являются одним из важнейших источников данных, в первую очередь, о вариациях поля от вековых главного поля до минутных, связанных с ионосферными и магнитосферными источниками.

На данный момент в мире насчитывается около 150 обсерваторий, проводящих измерения с минутными (а начиная с 2016 г. часто ещё и с секундными) интервалами, самые старые из них ведут измерения начиная с 1820-х гг. Как правило, они оборудованы векторными феррозондовыми магнитометрами, измеряющими отдельные компоненты вектора магнитного поля. Одним из минусов таких магнитометров является то, что они нуждаются в периодической калибровке, так как их показания со временем искажаются, датчики имеют свойство деградировать, а также могут меняться внешние условия, например, ориентация основания, на котором установлен магнитометр. Поэтому для их калибровки используются абсолютные измерения скалярным магнитометром и угловые измерения при помощи инклинометра/деклинометра с определённой периодичностью, в результате которых вычисляют поправки к показаниям векторного магнитометра. Ряд показаний калибровочных измерений затем интерполируется и сглаживается, образуя так называемый *базовый уровень*, точность вычислений которого напрямую влияет на конечную точность данных обсерватории [63]. Эта процедура стандартизована и проводится в каждой обсерватории.

Современные геомагнитные обсерватории используются для разных целей и проводят наблюдения в рам-

ках разных организаций (не всегда научных). Для многих же научных задач и, в частности, для создания моделей МПЗ необходимы как можно большее покрытие и одно-временный доступ к данным всех возможных измерений. Для этих целей, а также для стандартизации процесса измерений, в 1987 г. была запущена программа INTER-MAGNET [64], которая задаёт требования к выпускаемому данным, сертифицирует и координирует разные обсерватории. Другая важная организация — World Data System (WDS), которая сейчас обеспечивает сбор и хранение сырых данных обсерваторий по всему миру почти в реальном времени.

Хотя данные обсерваторий проходят необходимую внутреннюю проверку на качество и выпускают свои среднечасовые, среднемесячные и среднегодовые значения величины и элементов вектора магнитного поля, тем не менее, например, для совместного анализа с данными спутниковых измерений при разработке моделей МПЗ требуется ещё более тщательная обработка. Такая пост-обработка началась ещё в 2013 г. [65] в рамках подготовки миссии Swarm и проводится по настоящее время; скорректированные таким образом данные выкладываются на сайте миссии. Подробнее об измерениях, проводимых в магнитных обсерваториях, можно прочесть в обзоре А. Шульц, 2019 г. [66].

Помимо измерений поля, геомагнитные обсерватории предоставляют разнообразные геомагнитные индексы, которые необходимы как при отборе экспериментальных данных, так и при создании моделей (например, некоторые из них напрямую используются при параметризации внешних полей, см. уравнение (15)). Такие индексы рассчитываются на основе показаний нескольких обсерваторий, расположенных в области, считающейся наиболее чувствительной к возмущениям, связанным с конкретным источником, на который направлены измерения. Так, индекс геомагнитной возмущённости K_p рассчитывается в Потсдамском центре на основе показаний 13 обсерваторий, расположенных в средних широтах. Этот индекс отражает все нерегулярные возмущения магнитного поля, вызванные потоком частиц солнечного ветра, к которым чувствительны именно эти области. Индекс D_{st} , описывающий возмущения, связанные с вариациями в кольцевом токе, рассчитывается Киотским университетом на основании данных четырёх обсерваторий, расположенных в тропических широтах. Также существуют индексы, привязанные к измерениям в области аврорального овала (АЕ), непосредственно в полярных шапках (РС) и другие. Детальное описание геомагнитных индексов можно найти в обзоре К. Кауристи и др., 2017 г. [67].

3.2.2. Спутниковые измерения. Начало космической эры открыло новые возможности для изучения магнитного поля. Магнитометры начали ставить на космические аппараты практически с первых полётов: первыми такими станциями были советский "Спутник-3" и американский "Vanguard-3", а первыми космическими аппаратами, специально предназначенными для измерения магнитного поля, — советские аппараты "Космос-26 и 49" (1964 г.) [68], "Космос-321 и 356" (1970 г.) [69], а также американская серия аппаратов POGO (1965–1971 гг.), включающая в себя спутники OGO-2, -4 и -6 [70]. К этому моменту наличие магнитометров на космических аппаратах стало широко распространённым явлением. Следующим

шагом к увеличению точности измерений стал переход на комбинацию скалярных и векторных магнитометров. Первый позволяет с хорошей точностью измерять величину магнитного поля, второй — также направление. Кроме того, скалярный магнитометр обычно применяется для калибровки векторного. Хотя первым космическим аппаратом с такой комбинацией магнитометров был Magsat [71], проработавший с 1979 по 1980 гг., на постоянной основе её стали использовать с 1999 г. в экспериментах Ørsted, SAC-C и CHAMP.

Измерения поля магнитометрами, установленными на спутниках, составляют основу всех современных моделей, так как они обеспечивают равномерное покрытие всей поверхности Земли (чего, например, не обеспечивают геомагнитные обсерватории с их превалированием в северном полушарии) и дают возможность пространственного разделения разных источников поля. Четыре эксперимента положили начало эпохе высокоточных спутниковых измерений поля, продолжающейся уже чуть более двадцати лет, — это Ørsted, SAC-C (Ørsted-2), CHAMP и группировка спутников Swarm. Каждый из экспериментов реализован приблизительно по одной и той же схеме: во всех случаях установка включает два типа магнитометров (скалярный и векторный), установленных на штанге для их отвода от фоновых полей тела аппарата. Векторный магнитометр (для этой цели, как правило, используется феррозондовый тип магнитометров) устанавливается в связке со звёздным датчиком для получения как можно более точных данных об ориентации магнитометра. В качестве скалярного магнитометра во всех случаях (за исключением Swarm) используется магнитометр, принцип работы которого основан на эффекте Оверхаузера, что обеспечивает стабильность его характеристик во времени. Основная его задача — обеспечивать калибровку деградирующего со временем векторного магнитометра. Перечисленные эксперименты проводились (и продолжают проводиться в случае Swarm) на низкой орбите, от 400 до 700 км. Точность измерения компонент магнитного поля приборов составляет от 1–2 нТл для CHAMP и Swarm до 5 нТл для Ørsted и Ørsted-2.

Первым из перечисленных приборов в феврале 1999 г. был запущен микроспутник Ørsted, разработанный в Дании исключительно для целей картирования магнитного поля [72]. В декабре 2004 г. из-за поломки звёздных датчиков аппарата векторные данные, передаваемые прибором, потеряли практическую ценность, а в 2014 г., несмотря на работоспособность всех систем, операции с бортом было решено прекратить из-за низкой ценности данных в свете появления новых экспериментов. Миниспутник CHAMP (Challenging Minisatellite Payload), разработанный в Потсдамском исследовательском центре изучения земной гравитации, магнитного поля и зондирования атмосферы и ионосферы, был выведен на орбиту в июле 2000 г. Следом за ним, в ноябре 2000 г., была запущена международная миссия SAC-C с блоком картирования магнитного поля Ørsted-2 [73], аналогичным Ørsted. Последний, впрочем, выдавал только скалярные данные и проработал до конца 2004 г. CHAMP планово прекратил работу в сентябре 2010 г., опустившись до высот < 200 км и обеспечив самые низкоорбитальные на данный момент измерения магнитного поля.

В ноябре 2013 г. стартовала миссия Европейского космического агентства Swarm, состоящая из трёх спутников: Alpha (A), Bravo (B) и Charlie (C) [74]. Аппараты

Alpha и Charlie были запущены на постоянные низкие (460 км) приполярные ($87,4^\circ$) орбиты, отстоящие друг от друга по долготе на $1,4^\circ$. При этом при движении вдоль своих орбит один спутник запаздывает относительно другого на несколько секунд. Bravo движется по отдельной более высокой (530 км) орбите с чуть большим наклоном ($88,0^\circ$). Близкое расположение орбит первой пары спутников обеспечивает измерение долготного градиента поля. Это облегчает решение важной проблемы всех спутниковых измерений магнитного поля, заключающейся в том, что при изменении величины поля во время движения спутника неизвестно, изменяется ли она в пространстве или во времени из-за прихода какого-то магнитосферного возмущения. Такие измерения прежде всего важны при изучении главного, литосферного и ионосферного полей, т.е. компонент, которые наиболее сильно проявляют себя у поверхности Земли и в её ближайших окрестностях. Поэтому такая схема реализована для более низкоорбитальной части группировки. Несколько другие параметры орбиты аппарата Bravo приводят к тому, что его орбита постепенно поворачивается относительно орбит Alpha и Charlie. Это оказывается важным в первую очередь при изучении внешнего поля, когда для восстановления пространственной картины в спокойное время и во время возмущений важно иметь одновременные измерения в точках, соответствующих разным локальным временам. Также это позволяет различать сезонные и суточные вариации в параметрах внешнего магнитного поля.

Стоит отметить, что востребованы также данные и других космических магнитометров. Например, чтобы заполнить промежуток между завершением миссии CHAMP и запуском группировки Swarm, длившийся с 2010 по 2013 гг. (в этот период отсутствовали высокоточные векторные измерения), в модели CHAOS (см. таблицу) использовались векторные измерения на космическом аппарате CryoSat-2. На этом аппарате отсутствует скалярный магнитометр, что вызывает сложности с калибровкой векторного, её приходится делать независимо при обработке данных. Для этого используются существующие модели МПЗ [75]. Таким же образом использовались векторные измерения на спутнике DE-2 (1981–1983 гг.) (преимущественно в старых моделях) [76]. Кроме того, стоит отметить и запущенный недавно китайско-итальянский проект CSES для исследований в ряде областей, включающих мониторинг магнитного поля Земли [77, 78]. Последнее время для создания моделей МПЗ предлагаются также варианты использования данных группировки спутников Iridium (совместно с данными геомагнитных обсерваторий) [79], измерения поля на МКС [80] и др.

Данные, полученные с этих и других аппаратов, находясь в открытом доступе на официальном сайте миссии Swarm [81], на сайте Датского технологического университета [82], ресурсе миссии CSES [83] и других ресурсах и доступны для использования всеми желающими, что во многом и определяет большое количество научных коллективов, работающих над созданием моделей МПЗ.

3.3. Отбор данных

Экспериментальные данные, как правило, поступают к разработчикам моделей уже в виде готового продукта (особенно это касается современных спутниковых экспе-

риментов и геомагнитных обсерваторий), над которым уже проведена черновая обработка и исключены сомнительные события. Поэтому в этом разделе говорится не о техническом отборе "хороших" событий в экспериментальных данных, а скорее о разделении событий, ассоциированных с разными компонентами поля, а также с разными магнитосферными явлениями. При этом существует несколько элементов отбора, часть из которых относится к любым моделям (например, исключение магнитосферных возмущений), а часть — только к моделям, применяющим последовательный подход, характерной чертой которого является исключение из данных сигнала от "ненужных" источников. На деле основным объектом изучения для большинства моделей является главное поле (совместно с литосферным, если модель рассматривает разложение их единого потенциала до гармоник соответствующих степеней), потенциал которого в современных моделях зачастую аппроксимируется совместно с потенциалом внешнего. Поэтому из экспериментальных данных, как правило, стремятся исключить сигнал от ионосферного и соответствующего ему индуцированного полей. Вкладом остальных источников обычно пренебрегают.

Исключение периодов возмущённой магнитосферы является важным элементом при разработке моделей МПЗ, так как в такие периоды довольно трудно рассчитать поведение полей с требуемой точностью. Для спутниковых данных такой отбор в существенной степени основан на значениях геомагнитных индексов. И здесь наблюдается значительное разнообразие среди авторов моделей в конкретных используемых индексах и параметрах, среди которых можно отметить K_p , D_{st} , RC (так же как и D_{st} характеризует кольцевой ток, но измеряется по данным 21 обсерватории) [84], VMD (описывает возмущения внешнего и соответствующего ему индуцированного поля на основе показаний всех геомагнитных обсерваторий INTERMAGNET, находящихся на ночной стороне в пределах $\pm 50^\circ$ геомагнитной широты) [85] и другие. Причиной такого разнообразия индексов является тот факт, что ни один из них не является универсальным и глобальным. Поскольку каждый из индексов является комбинацией данных отдельного набора обсерваторий, он скорее отражает локальную степень возмущённости в соответствующих областях. Такое положение дел является существенной проблемой для дальнейшего увеличения точности моделей, об этом подробно пишет К. Финлэй, 2017 г. [86]. Кроме магнитосферных индексов, для отбора магнитоспокойного времени используются разнообразные параметры солнечного ветра и межпланетного магнитного поля. Например, отрицательные значения z -компоненты последнего ассоциируются с магнитными бурями. Дело в том, что в такие моменты межпланетное поле меняет направление на противоположное земному, и магнитно-силовые линии на дневной стороне последнего перезамыкаются, перемещаясь на противоположную сторону полярных каспов, что вызывает мгновенное перераспределение энергии. Поэтому такие периоды также исключаются из анализа. В случае обсерваторий для этой задачи, помимо тщательного анализа временных рядов, используется также вычитание сигнала от внешних источников, рассчитываемого моделями внешнего поля.

Самый простой способ избавления от сигналов ионосферного поля — исключение измерений на дневной сто-

роне. И хотя это дорогой способ с точки зрения статистики, он применяется весьма широко. Технически этот отбор осуществляется ограничением локального времени или угла между направлением на солнце и горизонтом. Другой способ учесть ионосферную добавку — это её независимый расчёт сторонними моделями (чаще всего для этого используется модель CM) и вычитание его результата из результатов измерений. Такая процедура продлевается как для космических измерений, так и для измерений в обсерваториях.

Особенными с точки зрения использования данных являются полярные области. Об этих областях уже нельзя сказать, что они свободны от источников поля, так как там протекают продольные токи, связывающие магнитосферную систему токов с ионосферной. Большинство моделей используют только скалярные измерения поля в этих областях, если они получены на спутниках, так как считается, что продольные токи искажают направление вектора, но не абсолютное значение интенсивности поля.

Другим способом отбора данных может служить сравнение с данными существующих моделей. При таком подходе результаты экспериментов, сильно отличающиеся от предсказаний модели, выбрасываются из анализа.

3.3.1. Последовательный и всесторонний подходы. То, как "обрабатываются" и учитываются сигналы от разных источников поля при разработке модели, можно разделить на два подхода: последовательный (sequential) и всесторонний (comprehensive). Последовательный подход в первую очередь предполагает, что областью интереса модели является какая-либо одна компонента поля (такowymi в первую очередь являются главное и литосферное поля). При таком подходе сигналы от посторонних компонент исключаются или вычитаются из экспериментальных данных на стадии отбора, а затем выделенный сигнал искомой компоненты аппроксимируется. Всесторонний подход возник как альтернатива последовательному и ассоциируется в первую очередь с моделью CM (см. таблицу), которая дословно и переводится как "всесторонняя модель" (Comprehensive Model). Такой подход предполагает одновременную аппроксимацию нескольких компонент поля, для того чтобы получить формы их потенциала сразу. Стоит отметить, что термин "последовательный" не применяется при самоописании моделей, поскольку такой подход является исторически стандартным и подразумевающимся.

Современное состояние, однако, таково, что большинство моделей так или иначе ориентированных на главное поле, или являются всесторонними, или включают в себя оба подхода. Так, типичный алгоритм работы модели включает в себя исключение сигнала ионосферной компоненты из экспериментальных данных, но при этом совместную аппроксимацию внешнего и главного полей (соответствующие индуцированные компоненты исключаются/аппроксимируются так же, как индуцируемые, т.е. если, например, из совместной аппроксимации исключается ионосферное поле, то вместе с ним исключается и индуцированная им компонента). К полностью всесторонним, кроме CM, можно также отнести модель Kalmag (см. таблицу) и старые версии моделей GRIMM [32, 43]. Чуть более отчётливо разделение между этими подходами проявляется при создании мо-

делей исключительно литосферного поля, где искомое поле не является доминирующим на фоне других компонент (см., например, [87, 88]).

4. Аппроксимация модели магнитного поля Земли

Необходимой основой любой модели МПЗ являются коэффициенты разложения в формулах (3) и (11)–(22) в зависимости от того, какая компонента рассматривается. Зачастую набор таких коэффициентов и составляет модель. Поэтому главная задача — это подобрать коэффициенты таким образом, чтобы результирующий потенциал описывал наблюдаемые данные как можно точнее. Связь результатов экспериментов и параметров модели может быть описана следующим выражением:

$$\mathbf{d} = H(\mathbf{m}) + \mathbf{e}, \quad (23)$$

где $\mathbf{d}$ — вектор, составленный из величин поля, экспериментально определённых в разных областях пространства, $\mathbf{m}$ — вектор параметров модели, $\mathbf{e}$ — вектор ошибок измерений, H — оператор, который переводит вектор коэффициентов модели $\mathbf{m}$ в вектор значений поля $\mathbf{d}$ — $\mathbf{e}$. Например, для задачи определения потенциала главного поля вектор параметров включает в себя коэффициенты g_n^m и h_n^m , а оператором H является преобразование, выполняющееся в правой части формулы (3), для других компонент поля это соответствующие выражения, задающиеся формулами (11)–(22). Для получения вектора $\mathbf{d}$ вся доступная область измерений разбивается на ячейки предпочтительно равной площади, а измеренные в них значения поля усредняются. Разброс значений при этом характеризуется матрицей ковариации C_m , а разброс ошибок $\mathbf{e}$ — матрицей ковариации C_e .

Математически определение вектора параметров модели $\mathbf{m}$ по вектору исходных данных $\mathbf{d}$ является типичной некорректно поставленной обратной задачей. Традиционно для её решения в геомагнетизме используются регуляризационный (в большинстве случаев) и байесовский (реже) подходы. Оба подхода включают в себя итерационную процедуру подбора параметров модели $\mathbf{m}$, удовлетворяющих уравнению (23), продолжающуюся до тех пор, пока величина, называемая функцией потерь, не достигнет некоторых минимальных значений, закладываемых авторами моделей, или не перестанет существенно изменяться.

4.1. Регуляризационный подход

При регуляризационном подходе вводят регуляризационные слагаемые, отражающие некоторые ограничения, накладываемые на форму конечного потенциала. Такое слагаемое входит как в функцию потерь (см. далее уравнение (25)), так и в выражение для вектора параметров модели следующей итерации (см. далее уравнение (28)).

Функция потерь при регуляризационном подходе записывается в следующем виде:

$$\Phi(\mathbf{m}) = (\mathbf{d} - H(\mathbf{m}))^T C_e^{-1} (\mathbf{d} - H(\mathbf{m})) + \sum_{i=1}^k \lambda_i \mathbf{m}^T A_i \mathbf{m}, \quad (24)$$

где первый член характеризует разницу между предсказаниями модели и экспериментальными данными с учё-

том их погрешностей, а второй описывает то, насколько хорошо вектор параметров $\mathbf{m}$ удовлетворяет условиям, заданным i -м регуляризационным слагаемым, описывающим дополнительные ограничения, накладываемые на вектор параметров $\mathbf{m}$. Здесь λ_i — регуляризационный параметр, задающий вес i -го ограничения по отношению к другим; A_i — регуляризационная матрица, описывающая i -е ограничение. Обычной практикой является пренебрежение кросс-корреляциями параметров модели. Для такого случая матрица C_e становится диагональной, что заметно упрощает расчёты.

4.1.1. Регуляризационные слагаемые. Типично регуляризационный член описывает требования к гладкости конечного потенциала в пространстве и во времени на границах области определения. Так, при рассмотрении главного поля гладкость требуется от распределения величины радиальной компоненты вектора поля на границе ядра и мантии и на всём временном отрезке модели. Это требование выражается следующей формулой:

$$\mathbf{m}^T A \mathbf{m} = \langle \ddot{B}^2 \rangle = \frac{1}{\Delta t} \int_{t_1}^{t_2} \int_{\Omega} \left| \frac{\partial^2 B_r}{\partial t^2} \right|^2 d\Omega dt, \quad (25)$$

где t_1 и t_2 задают границы временного интервала, охватываемого моделью, Δt — длительность этого временного интервала, Ω — поверхность раздела ядра и жидкой мантии. Для дополнительного сглаживания аналогичное выражение используют и для третьей производной, однако применение такого ограничения на всём временном отрезке может исказить информацию о короткопериодических изменениях поля, поэтому оно, как правило, применяется только на концах временного отрезка модели.

При рассмотрении векторного поля потоков $\mathbf{u}$ на границе ядра и мантии (см. раздел 2.1.4), помимо аналогичных ограничений на пространственную и временную гладкость их распределения, используются также ограничения на характер динамики этих потоков. Так, потоки могут быть сведены к тороидальным, геострофическим, т.е. зависящим от баланса силы Кориолиса и градиента давления в жидком ядре, или квазигеострофическим. Например, в модели C^3FM (см. таблицу) для геострофического потока регуляризационный член выглядит следующим образом [33]:

$$\mathbf{u}^T A \mathbf{u} = \int_{\Omega} (\nabla_h(\mathbf{u} \cos \theta))^2 d\Omega, \quad (26)$$

где θ — дополнение до широты.

Регуляризационные члены для других компонент поля включают в себя ограничения на гладкость литосферного поля на поверхности Земли, минимизацию значений ионосферного поля на ночной стороне, ограничения на плотность тока экваториального электроджета и другие. Описание подобных регуляризационных членов для модели CM можно найти в [89]. Встречаются и другие варианты ограничивающих выражений: например, в модели $gUFM$ (см. таблицу) минимизируется так называемый омический нагрев поля (впрочем, сейчас этот параметр считается неточным и плохо работающим).

4.1.2. Итерационная процедура. Для старта итерационной процедуры необходимо сделать первоначальное допуще-

ние о значениях параметров модели $\mathbf{m}_0$ — эта информация относится к так называемой априорной. В качестве неё может использоваться как, например, вектор параметров с произвольными равномерно заданными значениями параметров, так и сторонняя модель. На практике часто используют либо модель IGRF, либо предыдущую версию собственной модели (как, например, в моделях CHAOS). Помимо значений параметров, априорная информация включает в себя матрицу ковариации C_d и другие статистические характеристики экспериментальных данных, регуляризационные слагаемые также часто относят к априорной информации.

Достаточно большой класс моделей, включающий CM, CHAOS, BGS, Mag.num, POMME и др., в своих последних версиях реализуют следующую стандартную схему решения обратной задачи. Априорные значения параметров принимаются равными нулю, а матрица ковариаций рассчитывается из сравнения экспериментальных данных с показаниями предыдущей/тестовой версии своей модели или другой модели. Затем запускается итерационная процедура, которая может быть реализована по разным схемам. Такие схемы отличаются в основном тем, как рассчитывается вектор параметров модели следующей итерации. В качестве примера приведём схему Гаусса:

$$\mathbf{m}_{k+1} = \mathbf{m}_k + [J_k(H(\mathbf{m}_k))^T C_e^{-1} J_k(H(\mathbf{m}_k))]^{-1} \times \\ \times \left[J_k(H(\mathbf{m}_k))^T C_e^{-1} (\mathbf{d} - H(\mathbf{m}_k)) + \sum_{i=1}^N \lambda_i A_i \mathbf{m}_k \right], \quad (27)$$

где J_k — якобиан оператора H для k -го вектора параметров.

Другие схемы могут включать в себя метод наименьших квадратов, а также перевзвешивание элементов вектора данных на каждом шаге итерации в зависимости от величины их отклонений от модели и распределения ошибок.

Останавливается процедура, как уже было сказано, при достижении функцией потерь минимальных значений. Выбор критерия минимальности, однако, является отдельной задачей, которую тем не менее авторы статей обычно не затрагивают.

4.2. Байесовский подход

В Байесовском подходе вместо наложения ограничений и требований к конечной форме потенциала и поля для расчёта коэффициентов Гаусса им приписываются статистические характеристики, главным образом ковариация. Функция потерь и выражение для вектора параметров следующего шага итерации принимают форму (28) и (29) соответственно [90]:

$$\Phi(\mathbf{m}) = (\mathbf{d} - H(\mathbf{m}))^T C_e^{-1} (\mathbf{d} - H(\mathbf{m})) + \\ + [\mathbf{m} - \mathbf{m}^b]^T C_m^{-1} [\mathbf{m} - \mathbf{m}^b], \quad (28)$$

$$\mathbf{m}_{k+1} = \mathbf{m}_k + \left[\nabla H(\mathbf{m}_k)^T C_e^{-1} \nabla H(\mathbf{m}_k) + C_b^{-1} \right]^{-1} \times \\ \times \left[\nabla H(\mathbf{m}_k)^T C_e^{-1} (\mathbf{d} - H(\mathbf{m}_k)) - C_b^{-1} (\mathbf{m}_k - \mathbf{m}^b) \right]. \quad (29)$$

В этих выражениях $\mathbf{m}^b$ — оценка априорного среднего значения вектора параметров $\mathbf{m}$, C_b — его матрица ковариаций, C_e — априорная матрица ковариаций вектора ошибок $\mathbf{e}$. Второе слагаемое в выражении (28) характеризует отличие текущего вектора параметров от априорного среднего вектора.

При этом для расчёта таких априорных статистических характеристик конкретных коэффициентов разыгрывается большое их количество на основе известных характеристик физических процессов (см. раздел 4.3.1). Основным преимуществом байесовского подхода следует считать наличие статистических характеристик параметров конечной модели, по которым можно вычислить её ошибку. Так, модель COV-OBS (см. таблицу) наравне с коэффициентами Гаусса выдаёт также их апостериорную матрицу ковариаций.

4.3. Временная динамика и прогнозирование магнитного поля Земли

Говоря о временной динамике компонент МПЗ, необходимо выделить два её типа: периодические циклические изменения и стохастические. От конкретного типа зависят точность и глубина их прогнозирования.

К первым, прежде всего, относятся ионосферное, внешнее и приливное поля, сама природа которых предполагает их циклические изменения. Для таких источников временная динамика "вшита" в выражение для потенциала или в определение коэффициентов разложения (см. уравнения (15), (17), (18), (22)).

Для описания динамики компонент поля, меняющихся стохастически (вековой ход главного поля; динамика внешнего поля, связанная с магнитосферной активностью), существуют разные подходы. Самый простой использует так называемые снэпшот-модели, когда параметры разложения аппроксимируются за отдельные моменты времени и результатом является такой набор "снимков". Модель (набор коэффициентов), полученная в этот момент, применяется для восстановления коэффициентов поля за весь период до следующего "снимка". Примером такой модели может служить gUFM (см. таблицу). Также такой принцип используется в модели CM (см. таблицу) при описании потенциала внешнего поля.

Второй простой вариант — это интерполяция между параметрами модели (т.е. набором коэффициентов), полученными за соседние временные интервалы. Таковой является модель IGRF, коэффициенты Гаусса которой рассчитываются раз в пять лет, а между этими точками интерполируются линейно.

Более сложный подход заключается в аппроксимации временных рядов, составленных из параметров модели, сплайновыми функциями. В современных моделях используются В-сплайны разного порядка, как правило шестого. Такую функцию можно записать в виде:

$$g_n^m(t) = \sum_{j=0}^N (g_n^m)_j \psi_j^l(t), \quad (30)$$

где N — число сплайнов на временном отрезке, ψ_j^l — функция, описывающая j -й сплайн, l — порядок сплайна. Такой способ сегодня является самым распространённым при описании векового хода главного поля и используется в моделях CHAOS, CM, Mag.num, BGS, COV-OBS, GRIMM и др. Реже он применяется при опи-

сании потенциала других компонент поля (например, в модели *Mag.num* (см. таблицу) таким образом параметризуется коэффициент g_1^0 индуцированного поля).

В наиболее сложных подходах анализируются статистические свойства временных рядов, составленных из параметров модели. К таким методам относятся метод ансамблей (см. раздел 4.3.1), применяемый в модели COV-OBS (см. таблицу), мультипараметрический анализ сингулярного спектра (MSSA), используемый в модели C³FM (см. таблицу), фильтр Кальмана и другие.

4.3.1. Метод ансамблей. Метод ансамблей заключается в статистическом моделировании во времени произвольного случайного процесса ϕ , обладающего заданными характеристиками. В задачах геомагнетизма такой случайный математический процесс должен удовлетворять статистическим характеристикам реальных физических процессов, ответственных за вековой ход главного поля (см. раздел 2.1). Характеристическим проявлением этих процессов являются временные ряды коэффициентов Гаусса и их производных по времени, а также непосредственно измеренные векторы магнитного поля в разных точках земного шара. Случайные процессы обычно представляются в виде авторегрессионной модели, характеризующейся функцией корреляции $\rho(\tau)$, временем корреляции τ_c , дисперсией σ^2 и математическим ожиданием $E = \sigma^2 \rho$. И, хотя возможны разные варианты, в качестве примера приведём авторегрессионную модель второго рода (AR-2), использующуюся в модели COV-OBS (Жилле, 2013 г. [90] приводит подробное обоснование выбора этой модели, а также других возможных вариантов). Стохастическое дифференциальное уравнение для неё следующее:

$$\frac{d^2 \phi}{dt^2} - \frac{3}{\tau_c^2} \phi = \epsilon(t), \quad (31)$$

где $\epsilon(t)$ означает случайный процесс, реализующий белый гауссов шум. Корреляционная функция ρ и математическое ожидание E задаются выражениями

$$\rho(\tau) = \left[1 + \sqrt{3} \frac{|\tau|}{\tau_c} \right] \exp \left(-\sqrt{3} \frac{|\tau|}{\tau_c} \right), \quad (32)$$

$$E(\tau) = E(0)\rho(\tau), \quad (33)$$

где $E(0)$ — математическое ожидание в начальный момент времени.

Априорные значения $E(0)$ и τ_n вычисляются из значений коэффициентов Гаусса по формулам

$$E_n(0) = \sigma_g^2(n) = \frac{1}{2n+1} \sum_{m=0}^n [g_n^m(t)^2 + h_n^m(t)^2], \quad (34)$$

$$\tau_n = \sqrt{\frac{\sigma_g^2(n)}{\sigma_h^2(n)}}, \quad (35)$$

где $\sigma_g^2(n)$ — математическое ожидание коэффициентов Гаусса n -й степени, а $\sigma_h^2(n)$ — математическое ожидание их производных по времени, определённое аналогичным формуле (34) образом. В условиях большого количества коэффициентов вместо математического ожидания E вводят матрицу ковариаций C . Время корреляции характеризует отрезок времени между элементами временного

ряда, корреляция между которыми падает в два раза по сравнению с нулевым отрезком. Таким образом, это характеристика того, насколько далеко в будущее можно прогнозировать стохастический процесс. Для коэффициентов Гаусса главного поля величина τ_c варьируется от тысячи лет для гармоник 2-й степени до порядка нескольких лет для 30–40. Однако сигналы, характеризующиеся $\tau_c < 1$ года отфильтровываются, проходя литосферу, и на поверхности Земли обладают нулевой автокорреляцией. Характерное время корреляции для $n = 13$, т.е. приблизительно границы для регистрации главного поля, составляет 20 лет, а характерные времена составляют 200–300 лет.

Результатом применения метода является ансамбль моделей — набор временных рядов каждого из коэффициентов, разыгранный случайным, но удовлетворяющим статистическим характеристикам управляющего ими процесса образом. Усредняя разыгранные значения каждого из коэффициентов в определённые моменты времени, можно получить наиболее подходящую модель в соответствующий момент и, что также немаловажно, достоверные ковариации модели, т.е. информацию о статистических ошибках. Такая информация уникальна для этого метода, так как классический подход, связанный с использованием регуляризационных ограничений, накладываемых на гладкость поля во времени, теряет эту информацию. Метод ансамблей применяется в тех случаях, когда величина и другие статистические характеристики ошибок коэффициентов Гаусса важны: например, при изучении характеристик потоков в жидком ядре [35] или для прогноза конфигурации главного поля в будущем.

Прогнозы, основанные на методе ансамбля, опираются на статистические свойства выбранного типа случайного процесса, главным из которых является время корреляции. Поскольку оно зависит от степени коэффициента разложения, то для каждого коэффициента предел прогнозирования разный и может составлять от нескольких тысяч лет до одного года.

Мультипараметрический анализ сингулярного спектра (MSSA) основан на выделении во временных данных сигналов разной частоты, крупномасштабных трендов и шума. Из временных рядов параметров модели составляется матрица C , коэффициенты которой составляют ковариацию между значениями параметра модели, разделёнными разными отрезками времени

$$c_{ij} = \frac{1}{N-\Delta} \sum_{t=1}^{N-\Delta} g_t g_{t+\Delta}, \quad (36)$$

где $\Delta = i - j$, g — в данном случае временной ряд параметров модели, N — число значений в ряде.

В случае однопараметрического анализа дальше анализируется матрица C . В мультипараметрическом случае такие матрицы составляются для каждого канала (т.е. временного ряда отдельных коэффициентов), складываясь в большую блочную матрицу X :

$$X = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{12} & \dots & C_{1L} \\ & C_{22} & \dots & C_{2L} \\ & & \ddots & \vdots \\ & & & C_{LL} \end{pmatrix}, \quad (37)$$

где L — число каналов.

Набор собственных векторов $E^{k,l} : M_L$ отражает направления в многомерном пространстве, в которых наблюдаются наибольшие вариации. Проецированием значений временного ряда на собственные векторы рассчитываются главные компоненты A_t^k и реконструкция сигнала $R_t^{l,k}$:

$$A_t^k = \sum_{j=1}^M \sum_{l=1}^{L_t} Y_{t+j-1}^l E^{k,l}(j), \quad (38)$$

$$R_t^{l,k} = \frac{1}{M_t} \sum_{j=L_t}^{U_t} A^k(t-j+1) E^{l,k}(j). \quad (39)$$

Поведение собственных векторов во времени характеризуется разной периодичностью и отражает динамику магнитного поля, а по значениям соседних собственных векторов можно определять шум и тренды. Знание этих характеристик также позволяет прогнозировать конфигурацию магнитного поля. Такой анализ также используется при прогнозировании потоков намагниченной жидкости на границе ядра и мантии, например, в модели C^3FM (см. таблицу).

4.3.2. Фильтр Кальмана. Методика применяется в геомагнетизме для коррекции и уточнения временных рядов коэффициентов Гаусса и является альтернативой использованию сплайнов при описании зависимости коэффициентов от времени. При применении фильтра Кальмана задача нахождения параметров модели для ряда последовательных временных интервалов разбивается на три этапа: анализ, прогноз и сглаживание, которые повторяются для каждого временного интервала. На этапе анализа решается стандартная обратная задача для текущего временного интервала. На шаге прогноза делается прогноз модели для следующего временного отрезка на основании текущего. Этот прогноз, как правило, основывается на моделировании случайного процесса (см. раздел 4.3.1). Апостериорные (т.е. прогнозируемые) значения параметров модели и их ковариации становятся априорной информацией для первого шага второго отрезка времени. На этапе сглаживания корректируются параметры модели для предыдущего отрезка времени на основании значений текущей модели. Хорошим примером использования фильтра Кальмана является модель, описываемая Г. Роппом, 2020 г. [91].

5. Модели магнитного поля Земли

Как уже отмечалось, моделирование МПЗ во внутренней магнитосфере Земли в той форме, в какой оно принято сейчас, берёт начало от модели Гаусса. К тому времени существовали и другие модели, например, предполагавшие наличие более чем двух полюсов. Но модель Гаусса показала себя наиболее удачной и быстро получила признание. В этой модели потенциал всего наблюдаемого поля разлагался на гармоники всего до 4-й степени. Но с увеличением количества наблюдений, геомагнитных станций и магнитных съёмок возрастала и точность наблюдений, появлялись разные модели, которые первоначально составлялись на основе карт магнитных склонений, наклонений и величины магнитного поля. К середине 1960-х гг. из-за обилия экспериментальных данных существовал уже целый ряд моделей МПЗ, опираю-

щихся на данные самой разнообразной природы [92]. Помимо геомагнитных обсерваторий и пунктов векового хода, они во многом опирались на глобальные морские магнитные съёмки, а также на континентальные аэросъёмки, проводимые СССР, США, Японией и другими странами. Таблицы 7 и 8 в работе [93] могут дать представление о развитии и числе моделей того времени.

Большинство моделей тем не менее реализовывали одну идею представления поля в виде разложения на сферические гармоники, поэтому возникла идея их унифицировать и стандартизировать: так, в 1968 г. под эгидой Международной ассоциации геодезии и аэрономии была представлена первая версия модели IGRF (International Geomagnetic Reference Field), составленная посредством "усреднения" четырёх моделей-кандидатов [94] и описывающая поле на эпоху 1965 г. В первую версию вошли модели, подготовленные Центром космических полётов им. Годдарда и Исследовательской лабораторией воздушных сил в Массачусетсе (США), основанные на данных американских магнитных съёмок и данных с аппарата OGO-2; Института геологических наук Королевской гринвичской обсерватории в Лондоне на основе данных британских магнитных съёмок и Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн (ИЗМИРАН) в г. Троицке на основе данных "Космос-49" и магнитных съёмок, проводимых в Советском Союзе. Новая версия модели, т.е. новый набор коэффициентов, появился спустя 7 лет, при этом он соответствовал периоду времени, отдалённому на 10 лет относительно первых коэффициентов. На этот момент стало понятно, что это слишком большой интервал для интерполяции, и в дальнейшем было принято решение об обновлении модели с частотой в пять лет. О ранней истории развития модели IGRF можно прочесть в обзоре Р.А. Лэнджела, 1992 г. [95].

Этот базовый подход сохранился и по настоящее время, хотя алгоритм "усреднения" моделей всё это время совершенствовался (в существующем варианте он описан в [96, 97]). При этом число научных коллективов, предоставляющих свои модели в качестве кандидатов, выросло до 15. Далее опишем основные модели, существующие сегодня.

5.1. Модели магнитного поля Земли в ближней магнитосфере

IGRF (International Geomagnetic Reference Field). Модель содержит три типа коэффициентов: IGRF, DGRF (Definitive Geomagnetic Reference Field) и SV (Secular Variation). IGRF представляет собой набор коэффициентов на момент создания модели, например, современная версия — IGRF2020, которая в дальнейшем будет скорректирована по мере накопления новых данных и преобразуется в DGRF2020. DGRF — это набор скорректированных коэффициентов, такой набор появляется в следующей версии модели относительно предыдущей, например, в текущей версии доступны коэффициенты DGRF за период с 1900 по 2015 гг. с шагом в пять лет. SV представляет из себя набор коэффициентов векового хода в виде производных по времени от коэффициентов Гаусса, они используются для прогноза поля на пять лет вперёд до готовности следующей версии. Модель IGRF принципиально описывает только главное поле и его вековой ход, поэтому для того, чтобы максимально исключить добавку литосферного сигнала, степень

разложения ограничивается 13 для современной эпохи и 8–10 для периодов раньше 2000 г.

WMM (World Magnetic Model) — ещё одна модель исключительно главного поля Земли и его векового хода. Создаётся и поддерживается совместно Национальным центром экологической информации (NCEI) при Национальном управлении океанических и атмосферных исследований США (NOAA) и Британской геологической службой (BGS). Модель нацелена в первую очередь на коммерческое использование в навигации, поэтому, кроме стандартного вывода компонент поля, также даёт некоторые нестандартные для других моделей технические параметры, такие как пометки о блекаут-зоне в полярной области там, где измерения магнитного склонения становятся недостоверными. Коммерческая направленность модели определяет также её "перспективность" (в отличие от ретроспективных моделей), т.е. она описывает только конфигурацию поля в текущий момент и прогноз его векового хода на 5 лет вперёд. Кроме того, каждый год в эти последующие 5 лет выпускаются поправки к первоначальным коэффициентам. С точки зрения построения модели она, так же как и IGRF, составляется из моделей-кандидатов, однако в данном случае моделей-кандидатов две, представленные NCEI и BGS.

CHAOS (CHAMP, Ørsted u SAC-C) начала разрабатываться с 2006 г. Датским техническим университетом на основе данных магнитометров, названия которых и составляют название модели [98], а на данный момент доступна уже седьмая версия. В последние годы модель является одной из основных, регулярно предоставляет свои дочерние модели в кандидаты IGRF. В предыдущих версиях модель существовала в двух вариантах (например, это относится к версиям CHAOS с 4 [84] по 6 [99]), с префиксом l и h соответственно. Версия модели с префиксом l (low) описывала коэффициенты гармоник низших степеней (т.е. включала в себя главное поле и крупномасштабную компоненту литосферного поля), а с префиксом h (high) — высших степеней (т.е. мелкомасштабную компоненту литосферного поля). В последней версии коэффициенты высших степеней (до 185) вынесены в отдельную модель литосферного поля LCS-1 [88], а в основной модели литосферное поле представлено лишь до 50-го порядка, как показано в таблице.

CM (Comprehensive Model), разрабатываемая лабораторией геодезии и геофизики Центра космических полётов им. Годдарда (НАСА, США), является основной моделью, реализующей всесторонний подход. В отличие от большинства моделей в этом списке, CM начала разрабатываться до наступления эпохи массовых высокоточных спутниковых измерений поля: первая версия GSFC (12/93) вышла в 1993 г. Первые версии основывались на данных MagSat и POGO. Впрочем, последние версии модели охватывают временной интервал с 1999 г. по настоящее время и основаны на данных аппаратов CHAMP и Swarm. Также существует версия модели, основанная исключительно на данных Swarm CIY4 [89]. Из заметных особенностей стоит отметить, что на данный момент эта модель — единственная, описывающая приливные компоненты поля.

Модели GFZ. Серия моделей Потсдамского центра им. Гельмгольца Немецкого исследовательского центра геологических наук (GFZ) включает в себя модель Mag.num и GRIMM, а также первые версии модели POMME. Все модели — типичные представители после-

довательного подхода. Хотя стоит отметить, что первые версии модели GRIMM были основаны на всестороннем подходе и включали описание ионосферных полей E- и F-регионов.

Модели BGS (British Geological Survey) основным акцентом ставят наиболее точное описание литосферного поля, так как их основное применение — практическое: бурение шахт и геологическая разведка. При описании главного поля используются стандартные подходы к параметризации, отбору и аппроксимации данных.

COV-OBS. В этой модели, разрабатываемой в Университете Гренобля с 2013 г. [90], реализуется метод ансамблей и байесовский подход к решению обратной задачи при аппроксимации модели. Главной отличительной особенностью модели является то, что в качестве результата, помимо собственно коэффициентов разложения главного поля, даётся также их апостериорная матрица ковариации, характеризующая ошибку модели. Кроме того, поскольку авторы модели стараются статистически описать случайные процессы, характеризующие вековой ход поля, они используют максимально доступный интервал точных данных. Таким образом, модель охватывает один из самых больших диапазонов времени с 1840 по 2020 гг., а также естественным образом включает прогнозирование поля, дальность которого зависит от степени разложения.

gUFM. Модель была разработана в Университете Лидса, Великобритания. gUFM — это историческая снэпшот модель магнитного поля на границе ядра и магмы, охватывающая период с 1600 по 2000 гг. И хотя модели за такой исторический период разрабатывались и ранее [100], на сегодняшний день она по этому параметру уникальна. Однако модель возвращает не набор коэффициентов Гаусса, а компоненты вектора магнитного поля на поверхности ядра, что ограничивает её использование. Самой примечательной особенностью модели, конечно, являются используемые исторические данные. Несомненно, большая работа была проделана по сбору и оцифровке исторических измерений магнитных склонений из данных судовых журналов [56]. Также для использования этих данных авторам модели необходимо было учитывать специфические ошибки, связанные, например, с процедурой счисления координат при планировании маршрута моряками. Кроме того, поскольку до начала XIX в. учёные умели измерять направление поля (но не его напряжённость), то по более ранним данным невозможно установить абсолютные значения поля, а только его геометрическую конфигурацию. Для решения этой проблемы авторы модели экстраполируют значение магнитного диполя Земли, измеряемое с 1840-х годов, в прошлое и используют его как масштабный коэффициент. Помимо собственно модели gUFM, существует также модель gUFM-SAT [101], основанная на данных магнитометров CHAMP и Ørsted и охватывающая период с 2000 по 2010 г. Однако с моделью gUFM её связывает только использование в качестве регуляризационного члена омического нагрева на границе ядра и мантии.

C³FM. Модель Страсбургского университета. Главной её особенностью является то, что в ней при решении обратной задачи совместно аппроксимируются параметры разложения главного поля (классический подход) и векторного поля потоков в жидком ядре (кинематический подход). При этом в качестве экспериментальных данных авторы модели принципиально используют ис-

ключительно вековые вариации вектора магнитного поля, измеренного в разных точках, а спутниковые данные для синхронизации представлены в виде виртуальных обсерваторий, равномерно распределённых над поверхностью земного шара. Прогноз поля в модели делается на основании многопараметрического анализа временных рядов (MSSA), он также представлен в двух вариантах: в первом — это ряды значений вектора магнитного поля в разных точках, во втором — ряды значений потоков в ядре, рассчитанные из значений векового хода.

Kalmag — это новая модель Университета Потсдама, в которой используется всесторонний подход. Также эта модель является второй современной моделью после CM, в которой параметризуется и совместно аппроксимируется ионизационное поле и его индуцированная компонента. Из других особенностей можно отметить очень подробное разложение потенциала внешнего поля (до 15-й степени), а также наиболее подробное описание литосферной компоненты для модели, не нацеленной на описание исключительно литосферного поля.

В таблице представлены главные характеристики основных существующих на данный момент моделей магнитного поля.

Другие модели. Помимо вышеописанных, стоит также упомянуть модели, оставшиеся за рамками этого описания. В первую очередь стоит отметить модели EMM [102] и HDGM [103], которые, хотя в первую очередь направлены на подробное описание литосферного поля до гармоник самых высших степеней (790), тем не менее описывают и главное поле, и его вековой ход. Также стоит отметить модель Стефана Мауса POMME [104]; недавно вышедшую модель исследовательского крыла NCEI BOUME [105]; модель IGRF+, продолженная в прошлое до 1600 г. добавлением модели gUFM [106], и исходную модель МПЗ, построенную на данных Swarm [107]. Кроме того, ряд коллективов рассчитывает свои параметры разложения главного поля, не оформляя это в отдельную модель, а предлагая их как модели-кандидаты в IGRF (см., например, [108]). Опущенные здесь магнитогидродинамические модели ядра (см., например, [109]) также представляют свои кандидаты в модели SV в рамках IGRF.

5.2. Оценка точности моделей

Хотя сравнение моделей и их оценка находятся за рамками этого обзора, тем не менее стоит дать представление о том, на каком основании сами авторы моделей говорят об их корректности при описании поля. Таким параметром прежде всего является распределение разницы между предсказанием модели и непосредственно измеренными значениями (прошедшими соответствующий отбор): его среднее отклонение (которое характеризует систематическую ошибку) и среднеквадратичное отклонение RMS, характеризующее разброс значений. Эти значения, как правило, зависят от географической области, источника экспериментальных данных и других параметров. Так, значения как RMS, так и среднего отклонения в среднем больше для полярной области, чем для экваториальных и умеренных. Это связано со сложностью отбора данных в этой области и соответственно большим загрязнением сигналами от ионосферных и внешних токов. Также ошибка при сравнении с данными Swarm обычно меньше, чем с более старыми

CHAMP, Ørsted или SAC-C. Для модели CM данные по величине ошибок разделяются также на дневную и ночную стороны. В первой ошибки больше. Характерная же величина среднего отклонения практически во всех современных моделях составляет от $\sim 0,01$ нТл в экваториальной области до $\sim 1-2$ нТл в полярной. RMS же может различаться: например, для модели CHAOS оно составляет от 1,5–2 нТл в неполярных областях (в зависимости от прибора, измерения которого использовались) до 3 нТл в полярных. У модели Magnum для полярных областей RMS уже достигает $\sim 30-40$ нТл. В Модели CM наибольшее значение наблюдается на освещённой стороне. Очень подробное исследование ошибок своей модели главного поля проделано авторами WMM [110], где были подробно рассмотрены ошибки, связанные с влиянием литосферного поля, возмущений внешнего поля и других, суммарная ошибка составила 129 нТл для полной напряжённости поля и от 86 до 146 нТл для компонент. Большая ошибка, чем в других моделях, здесь, видимо, связана с тем, что в отличие от них, здесь рассматривается только главное поле, а все остальные источники считаются источниками ошибки.

Другой типичной проверкой является сравнение измерений в конкретных геомагнитных обсерваториях с временными рядами, составленными из показаний модели для соответствующей точки в пространстве за исследуемое время (см. рис. 7 в работе [27]), а также сопоставление временных рядов, составленных из коэффициентов Гаусса модели и их производных (см. рис. 3 и 4 в работе [111]).

6. Заключение

В обзоре рассмотрены научно-прикладные аспекты моделирования МПЗ в ближней магнитосфере, полезные в первую очередь тем, кто применяет такие модели на практике для достижения научных результатов в своих областях, прежде всего в области космических лучей. Подробно разобраны принципы создания моделей, математический аппарат, экспериментальные измерения, лежащие в основе моделей, а также разные источники поля. Такие данные помогают понять область применимости моделей, их ограничения и неопределённости в показаниях, которые обычно явно не указываются, не в последнюю очередь из-за сложности их природы. Более того, для разных физических задач могут быть важны неопределённости разной природы, связанные с наличием не описанных моделью источников поля, её математическим аппаратом или другими аспектами. После описания всех важных составляющих моделей (источники поля, экспериментальные данные, математический аппарат) подробно описаны и собраны в таблицу основные характеристики большинства современных моделей магнитного поля во внутренней магнитосфере Земли.

7. Источники данных

Все версии модели CHAOS и COV-OBS, последние версии CM, а также исходные модели Swarm, CHARM и Ørsted можно скачать на сайте Датского технологического университета https://www.space.dtu.dk/english/research/scientific_data_and_models/magnetic_field_models. На интернет-странице научной группы по геомагнетизму

CIROS/NCEI выложены последние версии моделей WMM, IGRF, BOUME, POMME-10, а также ряд моделей литосферного и ионосферного полей: <https://geomag.colorado.edu/geomagnetic-and-electric-field-models.html>. На сайте Потсдамского исследовательского центра доступны исходные коды всех версий моделей GRIMM, коэффициенты Гаусса для моделей Mag.num и C³FM, а также серия палеомагнитных моделей: <https://www.gfz-potsdam.de/en/section/geomagnetism/data-products-services/geomagnetic-field-models/>. Модель BGS (а также последние версии WMM и IGRF) доступна на странице Британской геологической службы <https://geomag.bgs.ac.uk/research/modelling/modelling.html>. Модель Kalmag в виде коэффициентов Гаусса главного и литосферного полей, а также вековых вариаций доступна на странице <https://ionosovar.agnld.uni-potsdam.de/Kalmag/>. Все версии модели POMME выложены на странице Стефана Мауса <https://geomag.us/models/index.html>. Исходный код для gUFM доступен на платформе GitHub <https://github.com/martinrehfeld/gufml-webserver>. Модель IGRF в разных формах, включая старые версии, также доступна на своей интернет-странице <https://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html>.

Благодарности. Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда №19-72-10161, <https://rscf.ru/project/19-72-10161/>.

Список литературы

- Adriani O et al. *Astrophys. J. Lett.* **799** L4 (2015)
- Fiandrini E *J. Geophys. Res.* **109** A10214 (2004)
- Карелин А В и др. *ЖЭТФ* **144** 75 (2013); Karelina A V et al. *J. Exp. Theor. Phys.* **117** 62 (2013)
- Smart D F, Shea M A *Adv. Space Res.* **36** 2012 (2005)
- Leske R A et al. *J. Geophys. Res.* **106** 30011 (2001)
- Bruno A et al. *Adv. Space Res.* **60** 788 (2017)
- Adriani O et al. *Astrophys. J. Lett.* **801** L3 (2015)
- Ginet G P et al. *Space Sci. Rev.* **179** 579 (2013)
- Selesnick R S, Looper M D, Mewaldt R A *Space Weather* **5** S04003 (2007) <https://doi.org/10.1029/2006SW000275>
- Бакалдин А В, Воронов С А *Приборы и техника эксперимента* (5) 102 (2018); Bakaldin A V, Voronov S A *Instrum. Exp. Tech.* **61** 725 (2018)
- Гвишиани А Д, Лукьянов Р Ю, Соловьёв А А *Геомагнетизм: от ядра Земли до Солнца* (М.: РАН, 2019)
- Korte M, Mandea M *Geochim. Geophys. Geosyst.* **20** 3801 (2019)
- Соколов Д Д, Степанов Р А, Фрик П Г *УФН* **184** 313 (2014); Sokoloff D D, Stepanov R A, Frick P G *Phys. Usp.* **57** 292 (2014)
- Соколов Д Д *УФН* **185** 643 (2015); Sokoloff D D *Phys. Usp.* **58** 601 (2015)
- Mitchell A C *Terr. Magn. Atmos. Electr.* **37** (2) 105 (1932)
- Stern D P *Rev. Geophys.* **27** (1) 103 (1989)
- Cawood J *ISIS* **70** (4) 493 (1979)
- Elsasser W M *Phys. Rev.* **55** 489 (1939)
- Гордин В М *Очерки по истории геомагнитных измерений* (М.: ИФЗ РАН, 2004)
- Tsyganenko N A *Ann. Geophys.* **31** 1745 (2013)
- Wicht J, Sanchez S *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.* **113** (1–2) 2 (2019)
- Kuslits L et al. *Acta Geod. Geophys.* **55** 347 (2020)
- Finlay C C et al. *Space Sci. Rev.* **155** 177 (2010)
- Finlay C C, Aubert J, Gillet N *Nat. Commun.* **7** 10422 (2016)
- Valet J-P, Fournier A *Rev. Geophys.* **54** 410 (2016)
- Aleksandrini S Yu et al., in *Proc. of the 34th Intern. Cosmic Ray Conf., ICRC2015, 30 July – 6 August, 2015, The Hague, The Netherlands; PoS* **236** 89 (2016)
- Finlay C C et al. *Earth Planets Space* **72** 156 (2020)
- Kakad A, Kakad B *Adv. Space Res.* **69** 2142 (2022)
- Aubert J, Finlay C C *Nat. Geosci.* **12** 393 (2019)
- Holme R, in *Treatise in Geophysics Vol. 8 Core Dynamics* (Ed.-in-Chief G Schubert) (Amsterdam: Elsevier, 2007) p. 107
- Roberts P H, Scott S J *Geomagn. Geoelectr.* **17** (2) 137 (1965)
- Lesur V et al. *Earth Planets Space* **62** 503 (2010)
- Wardinski I et al. *Earth Planets Space* **72** 155 (2020)
- Hulot G, Mouël J L Le, Wahr J *Geophys. J. Int.* **108** 224 (1992)
- Gillet N, Pais M A, Jault D *Geochem., Geophys. Geosyst.* **10** (6) (2009)
- Dunlop D J, Özdemir Ö, in *Treatise in Geophysics Vol. 5 Geomagnetism* (Ed. G Schubert) (Amsterdam: Elsevier, 2007) p. 277
- Lowes F J *Geophys. J. Int.* **36** 717 (1974)
- Ganushkina N Yu, Liemohn M W, Dubyagin S *Rev. Geophys.* **56** 309 (2018)
- Samsonov A A et al. *J. Geophys. Res. Space Phys.* **124** 4049 (2019)
- Coxon J C et al. *J. Geophys. Res. Space Phys.* **121** 4027 (2016)
- Hamilton B et al. *Earth Planets Space* **67** 69 (2015)
- Sabaka T J, Olsen N, Purucker M E *Geophys. J. Int.* **159** 521 (2004)
- Lesur V et al. *Geophys. J. Int.* **173** 382 (2008)
- Yamazaki Y, Maute A *Space Sci. Rev.* **206** 299 (2017)
- Sabaka T J, Olsen N, Langel R A *Geophys. J. Int.* **151** (1) 32 (2002)
- Tyler R H et al. *Earth Planets Space* **69** 156 (2017)
- Kuvshinov A V *Surv. Geophys.* **29** 139 (2008)
- Kuvshinov A et al. *Earth Planets Space* **73** 67 (2021)
- Alekseev D, Kuvshinov A, Palshin N *Earth Planets Space* **67** (1) 108 (2015)
- Grayver A V, Olsen N *Geophys. Res. Lett.* **46** 4230 (2019)
- Velínský J, Šachl L, Martinec Z *Earth Planet. Sci. Lett.* **509** 47 (2019)
- Torres C E, Calisto I, Figueroa D *Pure Appl. Geophys.* **176** 3167 (2019)
- Minami T *Surv. Geophys.* **38** 1097 (2017)
- Velínský J et al. *Ocean Sci.* **17** 383 (2021)
- Jonkers A R T, in *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism* (Eds D Gubbins, E Herrero-Bervera) (Dordrecht: Springer, 2007) p. 355
- Jonkers A R T, Jackson A, Murray A *Rev. Geophys.* **41** 1006 (2003)
- Jackson A, Jonkers A R T, Walker M R *Philos. Trans. R. Soc. London A* **358** 957 (2000)
- Malin S R C, Bullard E *Philos. Trans. R. Soc. London A* **299** 357 (1981)
- Alexandrescu M, Courtillot V, Le Mouél J-L *Phys. Earth Planet. Int.* **98** 321 (1996)
- Птицына Н Г и др. *Геомагнетизм и астрономия* **53** 684 (2013)
- Malin S R C, Barraclough D R *Q. J. R. Astron. Soc.* **32** 279 (1991)
- O'Hara J G *Notes Rec. R. Soc. Lond.* **38** (1) 17 (1983)
- Soloviev A, Lesur V, Kudin D *Earth Planets Space* **70** (1) 16 (2018)
- Love J J, Chulliat A *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* **94** (42) 373 (2013)
- Macmillan S, Olsen N *Earth Planets Space* **65** (11) 1355 (2013)
- Chulliat A, in *Geomagnetism, Aeronomy and Space Weather* (Eds M Mandea et al.) (Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2019) p. 54
- Kauristie K et al. *Space Sci. Rev.* **206** (1–4) 61 (2017)
- Benkova N P, Dolginov S S *IAGA Bull.* **28** 75 (1971)
- Долгин Ш Ш и др. *Геомагнетизм и астрономия* **12** 1046 (1972)
- Cain J C, R S, in *Fourth Intern. Symp. on Equatorial Aeronomy, 1972*
- Mobley F et al. *IEEE Trans. Magn.* **16** 758 (1980)
- Neubert T et al. *Eos Trans. AGU* **82** (7) 81 (2001)
- Jørgensen P S, Merayo J M G, Risbo T *Sensors Actuators A* **95** (1) 1 (2001)
- Friis-Christensen E, Lühr H, Hulot G *Earth Planets Space* **58** 351 (2006)
- Olsen N et al. *Earth Planets Space* **72** (1) 48 (2020)
- Langel R A et al. *J. Geomagn. Geoelectr.* **40** 1103 (1988)
- Shen X et al. *Sci. China Technol. Sci.* **61** 634 (2018)
- Jianing Z et al. *Front. Earth Sci.* **10** 866438 (2022)
- Califf S et al. *Earth Planets Space* **74** (1) 37 (2022)
- Blagau A et al. *Acta Astronaut.* **195** 456 (2022)
- Swarm data, The European Space Agency, <https://earth.esa.int/eogateway/missions/swarm/data>
- Magnetic satellites data, DTU space, https://www.space.dtu.dk/english/research/scientific_data_and_models/magnetic_satellites
- CSES data, <https://leos.ac.cn/#/home>

84. Olsen N et al. *Geophys. J. Int.* **197** 815 (2014)
85. Thomson A W P, Lesur V *Geophys. J. Int.* **169** 951 (2007)
86. Finlay C C et al. *Space Sci. Rev.* **206** 157 (2017)
87. Thébault E et al. *Space Sci. Rev.* **155** 95 (2010)
88. Olsen N et al. *Geophys. J. Int.* **211** 1461 (2017)
89. Sabaka T J et al. *Earth Planets Space* **70** (1) 130 (2018)
90. Gillet N et al. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **14** 766 (2013)
91. Ropp G et al. *Earth Planets Space* **72** (1) 153 (2020)
92. Cain J C *Radiation Trapped in the Earth's Magnetic Field* (Dordrecht: Springer, 1966)
93. Cain J C et al. *J. Geophys. Res.* **70** (15) 3647 (1965)
94. Zmuda A J *Eos Trans. AGU* **52** (2) 60 (1971)
95. Langel R A J. *Geomagn. Geoelectr.* **44** 679 (1992)
96. Alken P et al. *Earth Planets Space* **73** (1) 48 (2021)
97. Thébault E et al. *Earth Planets Space* **67** (1) 112 (2015)
98. Olsen N et al. *Geophys. J. Int.* **166** 67 (2006)
99. Finlay C C et al. *Earth Planets Space* **68** (1) (2016)
100. Yukitake T J. *Geomagn. Geoelectr.* **23** (1) 11 (1971)
101. Finlay C C et al. *Geophys. J. Int.* **189** (2) 761 (2012)
102. NCEI 2017, <https://www.ncei.noaa.gov/products/enhanced-magnetic-model>
103. Nair M et al., in *Offshore Technology Conf. Proc.*, Aug. 2021
104. POMME-11, CIRES, <https://geomag.us/models/pomme11.html>
105. BOUME, CIRES, <https://geomag.colorado.edu/geomagnetic-and-electric-field-models/2-uncategorised/128-boumme.html>
106. CIRES, <https://geomag.colorado.edu/online-calculators.html>
107. Olsen N et al. *Geophys. Res. Lett.* **42** 1092 (2015)
108. Petrov V G, Bondar T N *Earth Planets Space* **73** (1) 46 (2021)
109. Minami T et al. *Earth Planets Space* **72** (1) 136 (2020)
110. Chulliat A et al. "The US/UK World Magnetic Model for 2020–2025", Technical Report (Boulder, CO: National Centers for Environmental Information, NOAA, 2020)
111. Sabaka T J et al. *Earth Planets Space* **72** 80 (2020)
112. Alken P et al. *Earth Planets Space* **73** 49 (2021)
113. Rother M et al. *Earth Planets Space* **73** 50 (2021)
114. Brown W J et al. *Earth Planets Space* **73** 42 (2021)
115. Huder L et al. *Earth Planets Space* **72** 160 (2020)
116. Baerenzung J et al. *Earth Planets Space* **72** 163 (2020)
117. Maus S et al. *Earth Planets Space* **62** 729 (2010)

Magnetic field in the inner near-Earth space

V.V. Malakhov^(1,a), V.V. Alekseev⁽²⁾, V.S. Golubkov⁽¹⁾, A.G. Mayorov⁽¹⁾, S.A. Rodenko⁽¹⁾, R.F. Yulbarisov⁽¹⁾

⁽¹⁾ National Research Nuclear University 'MEPhI', Kashirskoe shosse 31, 115409 Moscow, Russian Federation,

⁽²⁾ Demidov Yaroslavl State University, ul. Sovetskaya 14, 150003 Yaroslavl, Russian Federation

E-mail: ^(a) vvmalakhov@mephi.ru

We review the development of modern models of the magnetic field of Earth's inner magnetosphere, from the selection of experimental results to the approximation and presentation of the model output data. In particular, we discuss all principal sources of the magnetic field, their description in various models, and approaches to parameterizing the field. We briefly recall the history of the study of Earth's magnetic field and discuss modern-day and earlier experimental data used in model building and the underlying core mathematical tools. The main features of the majority of modern models describing Earth's magnetic field in the inner magnetosphere are discussed.

Keywords: Earth's inner magnetosphere, Earth's magnetic field models, main magnetic field, lithospheric magnetic field, secular variation, cosmic rays, IGRF, CHAOS

PACS numbers: **91.25. –r, 94.30. –d, 96.12.Hg**

Bibliography — 117 references

Received 8 September 2022, revised 1 December 2022

Uspekhi Fizicheskikh Nauk **193** (10) 1025–1046 (2023)

Physics – Uspekhi **66** (10) (2023)

DOI: <https://doi.org/10.3367/UFNr.2022.12.039293>

DOI: <https://doi.org/10.3367/UFNe.2022.12.039293>