

**ВАРИАЦИИ
ЕСТЕСТВЕННОГО
ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО
ПОЛЯ
И ИХ СВЯЗЬ
С ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬЮ
ЗЕМНЫХ НЕДР**

ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ГЕОФИЗИКИ АН БССР
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ АН СССР

ВАРИАЦИИ
ЕСТЕСТВЕННОГО
ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО
ПОЛЯ
И ИХ СВЯЗЬ
С ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬЮ
ЗЕМНЫХ НЕДР

1651

550.3

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА И ТЕХНИКА»
МИНСК 1972



В 18
551.4
УДК 550.375

Вариации естественного электромагнитного поля и их связь с электропроводностью земных недр. Н. В. Липская, М. С. Бабушников, Н. П. Владимиров, Н. А. Денискин, М. К. Кравцова, Ю. Н. Кузнецов, Н. Н. Никифорова, Ж. П. Хотько, изд-во «Наука и техника», 1972, с. 160.

В книге излагаются результаты исследования в Белоруссии закономерностей длиннопериодных вариаций и возмущенности естественного электромагнитного поля Земли в 11-летнем цикле солнечной активности, а также некоторые данные использования вариаций электрических и магнитных компонент в широком диапазоне частот для изучения геоэлектрических разрезов верхних и глубинных зон земных недр территории республики.

Рассчитана на широкий круг геофизиков.

Рис. 49, табл. 17, библиогр. с. 146—157.

Редакторы

Н. В. ЛИПСКАЯ, Ж. П. ХОТЬКО

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
--------------------	---

ГЛАВА I

ДЛИННОПЕРИОДНЫЕ ВАРИАЦИИ И ВОЗМУЩЕННОСТЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ ПЛЕЩЕНИЦЫ

Вековые вариации геомагнитного поля	7
Годовые вариации геомагнитного поля	14
Возмущенность геомагнитного поля	17
Годовой ход возмущенности геомагнитного поля	20
27-дневная повторяемость геомагнитных возмущений	22
Суточный ход возмущенности геомагнитного поля	28

Глава II

СУТОЧНЫЕ ВАРИАЦИИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ ПЛЕЩЕНИЦЫ

Современные представления о характере и природе S_q - вариаций	30
Методика выделения суточных вариаций	35
Морфология суточных вариаций	37
Изменение суточных вариаций в цикле солнечной актив- ности	54
Некоторые результаты гармонического анализа суточных вариаций	57

Глава III

ОБЗОР МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛУБИННЫХ НЕДР ЗЕМЛИ С ПОМОЩЬЮ ВАРИАЦИЙ ЕСТЕСТВЕННОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Метод геомагнитной индукции	63
Метод частотного электромагнитного зондирования	65

Глава IV

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ЕСТЕСТВЕННОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССИИ

Горизонтальные составляющие геомагнитного поля	79
Вертикальная составляющая геомагнитного поля и век- торы Визе	84
Связь электрических и магнитных составляющих	88
Электромагнитное поле на Речицкой структуре	97

Глава V
МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
В ДИАПАЗОНЕ 0,03—100 сек НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССИИ
И ПРИБАЛТИКИ

Исследования на территории Припятской впадины . . .	107
Исследования на территории Прибалтийской впадины . . .	120
Исследования на территории Белорусского массива . . .	125

Глава VI
ГЛУБИННЫЕ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ЗОНДИРОВАНИЯ
И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Общая характеристика кривых глубинных магнитотеллу- рических зондирований	129
Интерпретация кривых глубинных магнитотеллурических зондирований	136
Заключение	142
Литература	146

ВВЕДЕНИЕ

Коллективами геофизиков Института геохимии и геофизики АН БССР и Института физики Земли АН СССР в течение ряда лет осуществляются совместные исследования вариаций естественного электромагнитного поля Земли на территории Белоруссии. Постановка указанных исследований была обусловлена участием в выполнении научных геофизических программ Международного геофизического года и Международного года спокойного Солнца, а также развитием комплексного геолого-геофизического изучения недр территории республики.

Вариации естественного электромагнитного поля, возбуждаемые в основном процессами, происходящими в околоземном пространстве под влиянием солнечной активности, содержат информацию о структуре, свойствах и строении окружающей Землю среды. С другой стороны, характер вариаций обусловлен также источниками внутреннего происхождения, распределенными в Земле. Одновременное воздействие многочисленных факторов внешнего и внутреннего происхождения чрезвычайно усложняет характер наблюдаемых вариаций и затрудняет использование содержащейся в них информации. Это требует постановки предварительных исследований общих характеристик поля, изучения влияния на характер поля различных факторов, в том числе разделения влияния длительно действующих и кратковременных источников, освещения особенностей распределения электрического и магнитного полей в пределах различных геологических структур, установления связи вариаций электромагнитного поля с электропроводностью земных недр и др.

Основой для исследований электромагнитного поля явились экспериментальные материалы, полученные в результате регулярных стационарных наблюдений и экспедиционных работ. Стационарные наблюдения геомагнитного поля и земных токов велись на протяжении 11 лет в геофизической обсерватории Института геохимии и геофизики АН БССР в Плещеницах, экспедиционные — силами обоих коллективов в пределах главнейших геологических структур территории

Белоруссии и Прибалтики: на Белорусском массиве и его склонах, в Припятской и Прибалтийской впадинах. Привлечены также некоторые материалы других обсерваторий страны и полевых магнитотеллурических партий.

В книге рассмотрены характеристики длиннопериодных вариаций и возмущенности геомагнитного поля, суточные вариации магнитных и электрических компонент поля и их динамика в 11-летнем цикле солнечной активности. Установлены некоторые количественные связи между ними. Приведенные данные вносят определенный вклад в познание характеристик электромагнитного поля в средних широтах западной части СССР, а также используются в работе для целей глубинных магнитотеллурических зондирований.

Анализ материалов наблюдений на профилях и в отдельных пунктах, распределенных по площади, послужил основой для исследования особенностей поведения электромагнитного поля в районах с различным геологическим строением, а также для изучения влияния локальных неоднородностей геологической среды на его структуру.

В работе приведены также результаты магнитотеллурических исследований в диапазоне периодов 0,03—100 сек, поставленные в научно-методических целях в районах с достаточно хорошо изученным геологическим строением, и показана возможность их использования для изучения геоэлектрического разреза земной коры при наличии мощных высокоомных экранов (соленосные отложения).

Вариации поля, записанные в более широком диапазоне периодов, использованы для построения кривых глубинных магнитотеллурических зондирований, характеризующих электропроводность земной коры и верхней мантии до глубин в несколько сотен километров.

В подготовке и обобщении материалов принимали участие: М. С. Бабушников, М. К. Кравцова, Ж. П. Хотько — главы I и II; Н. В. Липская, Н. Н. Никифорова — глава III; Н. В. Липская, Н. А. Денискин, Ю. Н. Кузнецов — глава IV; Н. П. Владимиров — глава V; Н. В. Липская, Н. А. Денискин, Н. Н. Никифорова — глава VI.

Изложенные данные явятся основой для последующего развития в Белоруссии исследований естественного электромагнитного поля Земли, а также для разработки и использования новых методик изучения строения как верхних частей земной коры, вовлекаемых в геологическую разведку, так и глубоких зон Земли, недоступных непосредственному наблюдению.

ДЛИННОПЕРИОДНЫЕ ВАРИАЦИИ
И ВОЗМУЩЕННОСТЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ
ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
ПЛЕЩЕНИЦЫ

ВЕКОВЫЕ ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Первые измерения геомагнитного поля в районе Минска были начаты почти сто лет тому назад. Доцент Казанского университета И. Н. Смирнов производил магнитную съемку европейской части России и летом 1875 г. в пункте с координатами $\varphi = 53^{\circ}53'$ и $\lambda = 27^{\circ}32'$ измерил величины магнитного склонения D , магнитного наклоения I и горизонтальной составляющей H земного магнитного поля (Веинберг, 1928). Позднее определения величин геомагнитных элементов в пункте были повторены сотрудниками Главной геофизической обсерватории в 1904, 1924 и 1927 гг. В 1938 г. Институтом земного магнетизма был создан в Минске опорный пункт векового хода, на котором велись регулярные наблюдения. С 1960 г. измерения элементов геомагнитного поля производятся в геофизической обсерватории Плещеницы ($\varphi = 54^{\circ}30'$, $\lambda = 27^{\circ}53'$).

Для изучения вековых вариаций геомагнитных элементов результаты всех измерений, выполненных начиная с 1875 г. отдельными наблюдателями в Минске, были приведены к местоположению обсерватории Плещеницы и сопоставлены с вековым ходом геомагнитных элементов других обсерваторий — Ленинграда, Одессы, Казани, Нимегка (ГДР).

Точность единичных измерений по крайней мере на один порядок меньше точности последующих среднегодовых определений, выполненных непосредственно в обсерватории.

В табл. I представлены абсолютные значения элементов геомагнитного поля D , I , H , X , Y , Z , T , как приведенных к местоположению обсерватории, так и полученных по данным ведущихся в ней наблюдений поля за 1960—1970 гг. Вековые изменения элементов D , I , H и T показаны на рис. 1.

За рассматриваемые 96 лет изменения всех геомагнитных элементов оказались существенными как по направлению, так и по величине. Магнитное склонение D за этот период из за-

Таблица 1

Годовые значения основных элементов геомагнитного поля и их вековой ход в обсерватории Плещеницы

Год	D	ΔD	I	ΔI	H	ΔH	X	ΔX	Y	ΔY	Z	ΔZ	T	ΔT
1875	$-3^{\circ}20'$	4,6	$66^{\circ}51'$	0,1	1872	8	18688	8	-1088	25	4378	21	4761	23
1904	$-1^{\circ}07'$	7,3	$66^{\circ}53'$	2,4	1895	-31	18946	-31	-369	39	4432	12	4827	-01
1927	$1^{\circ}40'$	7,9	$67^{\circ}48'$	3,6	1823	-35	18222	-36	530	49	4467	52	4825	35
1938	$3^{\circ}07'$	5,7	$68^{\circ}28'$	2,9	1785	-13	17824	-15	1070	15	4524	67	4863	64
1945	$3^{\circ}47'$	4,0	$68^{\circ}47'$	4,5	1776	-20	17721	-22	1173	18	4575	50	4908	80
1947	$3^{\circ}55'$	6,0	$68^{\circ}56'$	1,0	1772	-20	17678	-21	1209	31	4595	40	4924	40
1948	$4^{\circ}01'$	6,0	$68^{\circ}57'$	0,5	1770	-5	17657	-9	1240	31	4599	8	4928	5
1954	$4^{\circ}38'$	3,0	$69^{\circ}00'$	0,4	1767	12	17612	12	1427	16	4604	50	4931	52
1959	$4^{\circ}53'$	2,7	$69^{\circ}02'$	0,2	1773	12	17666	11	1508	12	4631	37	4958	41
1960	$4^{\circ}55,7$	1,2	$69^{\circ}02,2$	-0,4	17742	22	17677	21	1520	12	46338	25	49621	29
1961	$4^{\circ}56,9$		$69^{\circ}01,8$		17764		17698		1532		46363		49650	

		3,0		-0,1		14		13		11		20		24
1962	$4^{\circ}59,4$		$69^{\circ}01,9$		17778		17711		1543		46383		49674	
		0,7		0,4		6		6		5		30		29
1963	$4^{\circ}59,6$		$69^{\circ}02,3$		17784		17717		1548		46413		49703	
		0,0		-0,3		11		11		1		19		22
1964	$4^{\circ}59,6$		$69^{\circ}02,0$		17795		17728		1549		46432		49725	
		0,8		-0,5		12		11		5		10		14
1965	$5^{\circ}00,4$		$69^{\circ}01,5$		17807		17739		1554		46442		49739	
		0,4		0,1		3		3		2		20		20
1966	$5^{\circ}00,8$		$69^{\circ}01,6$		17810		17742		1556		46462		49759	
		0,2		0,4		3		3		2		23		23
1967	$5^{\circ}01,0$		$69^{\circ}02,0$		17813		17745		1558		46485		49782	
		-2,3		-0,1		10		11		-16		21		22
1968	$4^{\circ}57,7$		$69^{\circ}01,9$		17823		17756		1542		46506		49804	
		-2,5		-0,5		17		15		-12		16		22
1969	$4^{\circ}55,2$		$69^{\circ}01,4$		17840		17771		1530		46522		49826	
		-1,8		-0,7		15		18		-7		18		22
1970	$4^{\circ}53,4$		$69^{\circ}00,7$		17855		17789		1523		46540		49848	

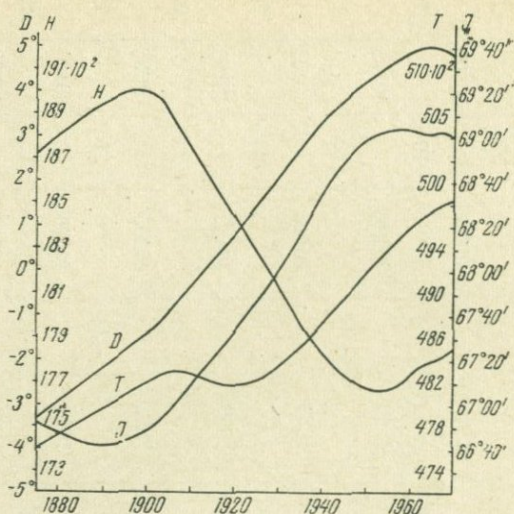


Рис. 1. Вековые вариации элементов геомагнитного поля в Минске: D — склонение, I — наклонение, H — горизонтальная составляющая, T — полный вектор напряженности геомагнитного поля

падного, равного в 1875 г. $3^{\circ}20'$, перешло в 1913 г. в восточное и достигло к 1960 г. величины порядка 5° . С 1960 г. рост склонения прекратился. Начиная с 1968 г. наблюдается уменьшение склонения, т. е. среднее положение северного конца магнитной стрелки снова отклоняется на запад со скоростью около $2'$ в год. Наибольшие изменения склонения происходили с 1904 по 1938 г., когда скорость изменения достигала $7-8'$ в год. Общее изменение склонения за весь рассматриваемый период составляет более 8° .

Магнитное наклонение I, увеличиваясь с 1903 г. со скоростью $3-4'$ в год, достигло к 1960 г. своего максимума, равного $69^{\circ}2'$, и после некоторых небольших колебаний с 1968 г. начало уменьшаться. За период с 1875 по 1903 г. характер хода наклонения не может быть точно определен, поскольку наблюдений не было. Сопоставив данные других обсерваторий, можно предположить, что с 1875 г. наклонение несколько уменьшилось и около 1890 г., возможно, наблюдался его минимум, после чего оно снова начало расти. Таким образом, за рассматриваемый период наклонение, вероятно, дважды меняло направление своего хода. Амплитуда этих изменений имеет значение порядка $2^{\circ}20'$, а полупериод равен $60-70$ годам.

Значительно менялась и величина напряженности геомагнитного поля. График изменения величины горизонтальной составляющей H показывает, что с 1875 по 1895 г. значение H

росло. Затем рост прекратился, а с 1890 г. значение H стало уменьшаться. Наибольший спад составляющей H (порядка 30—35 γ /год) наблюдался в период с 1903 по 1940 г. Затем скорость уменьшения H замедлилась и к 1952 г. стала минимальной. С 1954 г. горизонтальная составляющая земного магнетизма в районе обсерватории вновь стала расти сначала со скоростью 3—5 γ /год, а к 1970 г. до 10—15 γ /год. Таким образом, в рассматриваемый период горизонтальная составляющая так же, как наклонение, дважды меняла направление своего векового хода. Амплитуда изменения H за это время составила более 1300 γ , или 7,5% всей ее величины. Полупериод колебаний H оказался близок к 60 годам.

Вертикальная составляющая геомагнитного поля Z все время увеличивалась. Наибольший ее рост со скоростью порядка 50—60 γ /год наблюдался в 1927—1947 гг. Всего же за эти годы значение Z увеличилось на 2760 γ , или на 6,3% ее первоначальной величины. Можно предположить, что рост Z скоро прекратится, так как наклонение уже достигло своего максимума и стало уменьшаться.

Величина полного вектора напряженности магнитного поля T также увеличилась. Всего за 96 лет она выросла на 2236 γ , или на 5,7% своего первоначального значения. Однако ее рост наблюдался не всегда. С 1905 по 1920 г. напряженность геомагнитного поля, по-видимому, несколько уменьшилась. Затем с 1920 до 1950 г. она снова возрастала с максимальной скоростью 80 γ /год, а с 1950 г. до настоящего времени она продолжает увеличиваться со скоростью порядка 20 γ /год.

Сопоставление графиков вековых вариаций, полученных в обсерватории Плещеницы и близких по долготе, но расположенных на разных широтах обсерваторий Ленинграда ($\varphi = 59^{\circ}57'$, $\lambda = 30^{\circ}42'$), Одессы ($\varphi = 46^{\circ}47'$, $\lambda = 30^{\circ}53'$), позволяет сделать вывод, что магнитное склонение в полосе от $46^{\circ}47'$ до $59^{\circ}57'$ северной широты в течение рассматриваемого периода все время увеличивалось и из западного, каким оно было в прошлом столетии, перешло в восточное (рис. 2). Переход через 0° в каждой обсерватории происходил в разное время. Так, в Ленинграде нулевое склонение наблюдалось в 1892 г., в Минске — в 1913, а в Одессе — в 1932 г. К 1970 г. рост восточного склонения прекратился и на всех этих обсерваториях почти одновременно началось его уменьшение: в Ленинграде с 1965 г., в Минске с 1967 и в Одессе с 1969 г. Таким образом, отклонение среднего положения северного конца магнитной стрелки к западу началось несколько раньше на севере, а потом постепенно за 4 года распространилось на юг со скоростью $3^{\circ}17',5$ в год.

На рис. 2, а показаны вековые изменения магнитного склонения в Казани ($\varphi = 55^{\circ}50'$, $\lambda = 48^{\circ}51'$) и Нимегке ($\varphi = 52^{\circ}04'$,

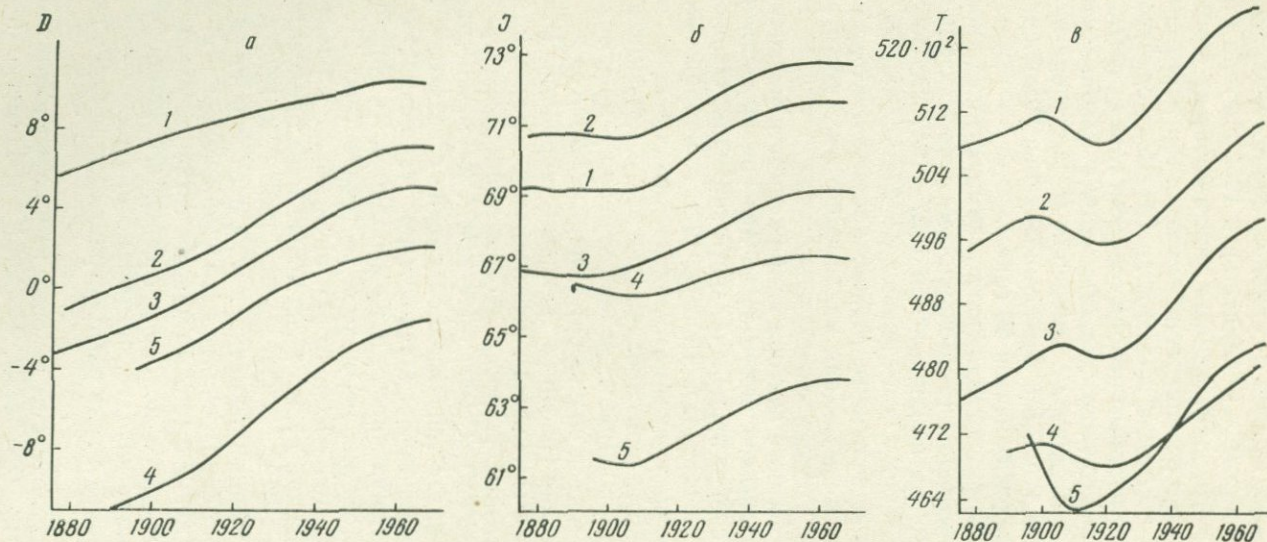


Рис. 2. Вековые вариации склонения (а), наклонения (б), полной напряженности геомагнитного поля (в) по наблюдениям в районах: 1—Казани, 2—Ленинграда, 3—Минска, 4—Нимега, 5—Одессы

$\lambda = 12^\circ 40'$). В этих обсерваториях, расположенных на расстоянии почти 2500 км по широте, магнитное склонение также все это время возрастало. Но в Казани оно достигло своего максимума к 1955 г. и затем начало уменьшаться, в то время как в Нимегке еще продолжало расти. Таким образом, перемена знака в вековом ходе склонения идет с востока и севера на запад и юг, т. е. с северо-востока на юго-запад.

Магнитное наклонение во всех названных обсерваториях изменялось идентично. Из рис. 2, б видно, что минимум наклонения на всей рассматриваемой территории соответствует 1908 г. К 1960 г. наклонение во всех обсерваториях достигло своего максимума и сейчас наблюдается его уменьшение.

Следует указать также на синхронность в изменении и других элементов геомагнитного поля. Так, в начале рассматриваемого периода на всех обсерваториях отмечается увеличение полного вектора напряженности геомагнитного поля T , а с 1900 по 1920 г. некоторое уменьшение (рис. 2, в). После 1920 г. и до настоящего времени значение T продолжает увеличиваться, хотя имеются признаки (например, в Казани и Одессе) замедления роста, а возможно, в ближайшее время и его прекращения. Горизонтальная составляющая магнитного поля H во всех рассматриваемых обсерваториях одновременно переходит от увеличения к уменьшению и наоборот.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о существенном изменении постоянной части геомагнитного поля во времени в средних широтах запада СССР. Необходимо указать на существование различных представлений о происхождении и местоположении источника вековых вариаций. По одному из них предполагается (Брагинский, 1970, а и б), что существование земного магнитного поля и его вековых вариаций связано с гидромагнитным динамо, находящимся в ядре Земли. Оно представляет собой сложную автоколебательную систему. И эксперименты, и теория указывают, что спектр этих колебаний содержит частоты трех заметно различающихся величин: основная частота с периодом около 7500 лет, колебания средней частоты с периодом 10^3 лет (период западного дрейфа), колебания высоких частот с периодом 10^2 лет и менее. Исследованиями С. П. Бурлацкой (1970) по мировым археомагнитным данным, показывающим изменение геомагнитного поля за 8500 лет, установлена периодичность изменения поля в 7000 и 200—600 лет.

По-иному рассматривают вековые вариации в своих работах В. П. Головкин и Г. И. Коломийцева (1970). Ими построены полярограммы вековых вариаций и на их основе делается вывод о 60-летнем цикле этих вариаций. Причем этот процесс не волнового характера, а скорее представляет собой некоторое единичное событие бухтообразных возмущений поля. Та-

ким образом, в этой работе развивается модель изолированного в пространстве и времени источника поля и авторы отходят от традиционного представления о вековых вариациях как периодических процессах. Следовательно, имеется два подхода к одному и тому же явлению. В первом случае вековые вариации должны иметь глобальный характер, а во втором — региональный.

Многочисленные наблюдения в магнитных обсерваториях, в том числе и данные этой работы, показывают, что это явление наблюдается на достаточно большом пространстве и, следовательно, источники его должны находиться на большой глубине. Кроме того, намечается определенная периодичность в изменении элементов геомагнитного поля. Это дает основание считать теорию гидромагнитного динамо наиболее обоснованной.

ГОДОВЫЕ ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Годовые вариации геомагнитных элементов определялись как изменения за год их среднемесячных значений с учетом вековых вариаций. Последние исключались общепринятым

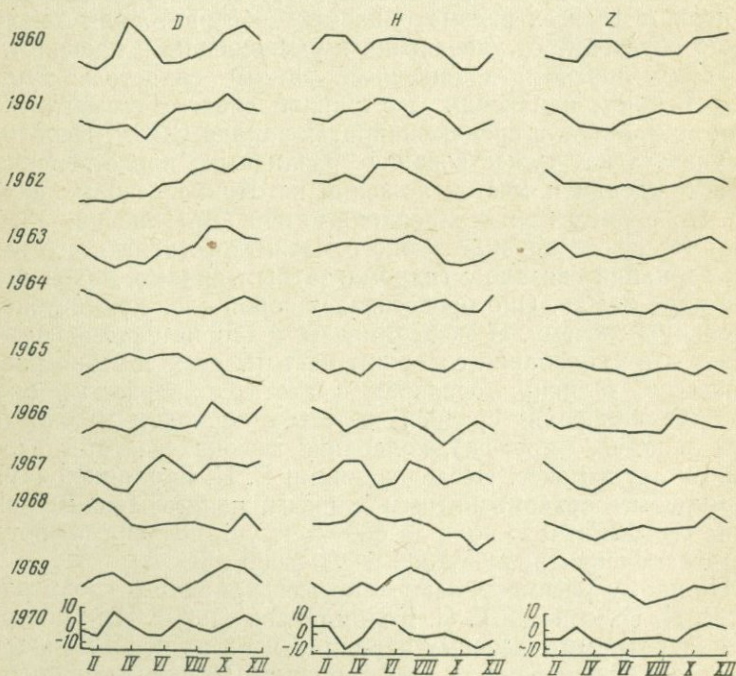


Рис. 3. Годовой ход D , H и Z элементов геомагнитного поля в Минске (Плещеницы)

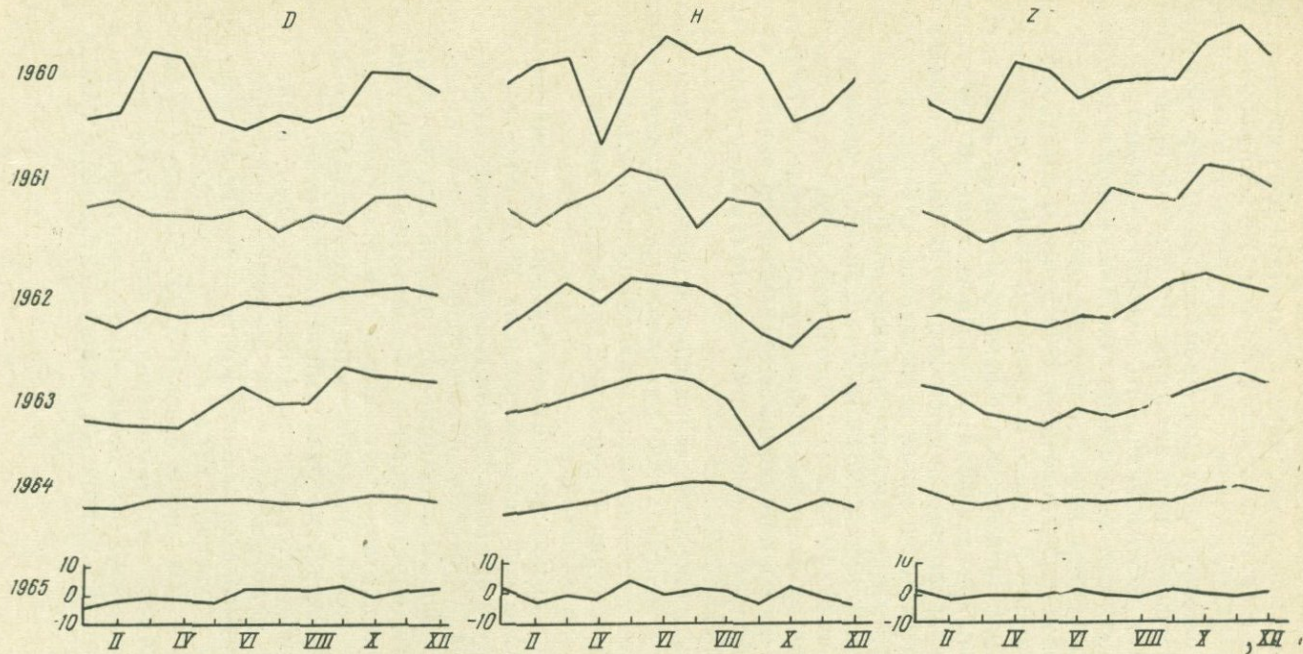


Рис. 4. Годовой ход *D*, *H* и *Z* элементов геомагнитного поля в Одессе (Степановка)

методом: величина векового хода за год равномерно распределялась между месяцами и вычиталась из среднемесячных значений с соответствующим знаком. Из исправленных таким образом среднемесячных значений определялся годовой ход как отклонение среднемесячной величины каждого элемента от его среднегодового значения. Результаты представлены на рис. 3. Из рисунка видно, что годовой ход геомагнитных элементов не имеет какого-либо отчетливо выраженного регулярного характера и меняется от года к году.

Годовой ход склонения в 1960 г. имеет вид двойной волны с максимумом в апреле и ноябре. В 1961 г. кривая склонения имеет один минимум в мае и максимум в октябре, т. е. годовой ход принимает форму одиночной волны. В 1962 г. наблюдается непрерывный подъем кривой. В 1963 г. слабый минимум намечается в марте и достаточно отчетливый максимум в сентябре, и кривая опять принимает форму одиночной волны. В 1964—1966 и 1969—1970 гг. характер годового хода неопределен. В 1967 г. наблюдается в основном одна волна с минимумом в апреле и максимумом в июле. В 1968 г. годовой ход по форме приближается к двойной волне с максимумами в феврале и ноябре и минимумом, растянутым с апреля по октябрь.

Столь же неопределенна форма годового хода у горизонтальной и вертикальной составляющих. Создается представление, что в течение года геомагнитное поле в районе магнитной обсерватории Плещеницы каких-либо закономерных изменений не испытывает.

Для сравнения рассмотрим годовой ход геомагнитных элементов Одесской обсерватории за 1960—1965 гг. Из рис. 4 видно, что в эти годы кривые годовых вариаций геомагнитных элементов, в Одесской обсерватории также не имеют установившейся формы и напоминают годовой ход соответствующих элементов, определенных в обсерватории Плещеницы. Такое сравнение подтверждает вывод об отсутствии какой-либо установившейся закономерности в годовом ходе геомагнитных элементов за рассматриваемый период времени.

Согласно литературным данным, двойная волна годовой вариации четко выявляется в среднестатистическом годовом ходе и объясняется законом Корти — перемещением проекции Земли на солнечном диске на $\pm 7^\circ$ относительно солнечного экватора и тем самым относительно активных гелиоширот. В отдельные годы и даже периоды в цикле солнечной активности годовая вариация может иметь произвольную форму, что зависит от параметров солнечной активности (Афанасьева, 1954).

ВОЗМУЩЕННОСТЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Согласно общепринятым методам, возмущенность геомагнитного поля оценивается количественно с помощью различных характеристик: трехбалльная характеристика возмущенности за 1 сутки, десятибалльная характеристика возмущенности за каждые 3 часа в течение суток, r_H^y — ежечасная амплитуда составляющей H в гаммах. Возмущенность поля может также характеризоваться среднегодовыми значениями амплитуд суточного хода геомагнитных составляющих, числом магнитных бурь за год и др.

В табл. 2 приведены характеристики возмущенности, полученные по данным геомагнитных наблюдений обсерватории Плещеницы за период с 1960 по 1970 г. Данные таблицы показывают, что наибольшая возмущенность геомагнитного поля относится к началу рассматриваемого периода, т. е. к 1960 г., а наименьшая — к 1965 г. Величина магнитной активности в 1965 г. по C -характеристике и по амплитудным значениям примерно в 2 раза меньше, а по числу важнейших (умеренные, большие и очень большие) бурь и возмущенных часов в три — четыре раза меньше, чем в 1960 г.

Для сопоставления динамики геомагнитной возмущенности с солнечной активностью на рис. 5 представлены кривые изменения чисел Вольфа W и некоторых характеристик геомагнитной возмущенности (C , K и r_H^y) за одиннадцать лет. Отчетливо виден общий спад всех величин в 1960—1964 гг. В 1964 г. солнечная активность достигла своего минимума и сказалась не только на числе солнечных пятен, но и на ходе других процессов, таких, как радиоизлучение, интенсивность флюкул и др. (Пушков, Силкин, 1966). В июле 1964 г. наблю-

Таблица 2

Среднегодовые значения характеристик возмущенности геомагнитного поля

Год	C	K	r_H^y	Суточные амплитуды			Число магнитных бурь	Возмущенные часы за год, %
				D	H	Z		
1960	0,56	2,96	16,1	104	84	52	67	39
1961	0,35	2,39	13,0	81	68	36	44	23
1962	0,31	2,34	12,5	70	62	30	41	22
1963	0,34	2,35	11,4	70	59	33	35	23
1964	0,28	1,86	9,0	62	53	26	34	17
1965	0,24	1,74	8,2	59	46	24	22	10
1966	0,34	2,12	8,8	67	53	29	31	19
1967	0,38	2,18	9,9	79	67	36	44	21
1968	0,54	2,47	10,5	80	72	39	46	33
1969	0,48	2,24	9,9	74	63	33	40	31
1970	0,38	2,04	10,1	88	67	36	48	27

1591



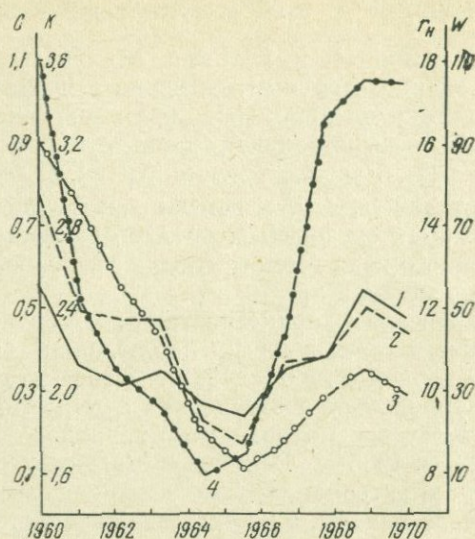


Рис. 5. Среднегодовые значения характеристик геомагнитной активности (1 — С, 2 — К, 3 — g_n) и чисел Вольфа (4 — W)

далось всего три пятна. В последующие месяцы солнечная активность начала медленно, хотя и неравномерно возрастать. Это время принято считать за начало нового, 20-го, цикла солнечной активности. Известно, что солнечные пятна старого и нового циклов могут существовать одновременно. Так, первое пятно 20-го цикла появилось в августе 1963 г., а последнее пятно старого, 19-го, цикла исчезло лишь в мае 1965 г. Заметим при этом, что первые пятна 20-го цикла появились в высоких широтах только северного полушария Солнца, чего не наблюдалось уже в течение последних ста лет.

Кривая динамики изменений возмущенности геомагнитного поля несколько отличается по форме от кривых хода солнечной активности. После сравнительно быстрого уменьшения с 1960 по 1961 г. магнитная возмущенность в течение последующих двух лет оставалась почти на уровне 1961 г. Более того, в 1963 г. она оказалась даже выше, чем в 1962 г., несмотря на то что показатель солнечной активности в это время продолжал падать. Хотя, как уже было отмечено, в 1963 г. и появились солнечные пятна нового цикла, но заметного влияния на возмущенность геомагнитного поля они не оказали. Видимых причин, объясняющих эту интересную аномалию геомагнитной возмущенности, пока не обнаружено. Возможно, она является проявлением 5—6-летнего цикла солнечной

деятельности, на существование которого указывают и другие исследователи (Гневышев, 1966).

После 1963 г. геомагнитная возмущенность снова продолжала уменьшаться и достигла наименьшего значения в 1965 г. Смещение положения минимумов солнечной и геомагнитной активности на один год можно считать закономерным явлением. Отставание экстремумов возмущенности геомагнитного поля от экстремумов солнечной активности отмечалось уже давно. Так, максимум солнечной активности 19-го цикла наблюдался в 1958—1959 гг., а максимум возмущенности магнитного поля — в 1959—1960 гг. Объяснение подобных явлений сводится к следующему. Как правило, в начале каждого цикла солнечной деятельности, т. е. на фазе его минимума, солнечные пятна появляются в сравнительно высоких широтах Солнца, а именно на широте 35—40°. Затем идет не только увеличение числа пятен, но и смещение их к экватору Солнца, что обуславливает более эффективно их влияние на магнитное поле Земли, так как орбита годового движения Земли и всех планет проходит почти в плоскости экватора Солнца. Под действием этих двух факторов — увеличения числа пятен и смещения их к экватору — возмущенность магнитного поля на ветви роста 11-летнего цикла быстро увеличивается. Примерно через 4—5 лет числа Вольфа достигают максимума, а затем следует их уменьшение. Но уменьшаясь численно, пятна Солнца оказывают более прицельное действие на магнитное поле Земли. Поэтому их уменьшение сказывается на величине магнитной активности лишь спустя некоторое время, т. е. примерно через год.

Аналогичное явление происходит и при минимуме числа Вольфа. Минимум возмущенности геомагнитного поля отстает от минимума чисел Вольфа примерно на 1 год, т. е. на то время, когда пятна текущего цикла исчезнут полностью. Но, как правило, к этому времени в высоких широтах Солнца появляются пятна нового цикла солнечной деятельности. Последнее пятно 19-го цикла исчезло лишь в мае 1965 г., поэтому и минимум геомагнитной возмущенности наблюдался в 1965 г.

После 1965 г. количество солнечных пятен стало очень быстро расти. В 1966 г. число Вольфа было равно 44, а в 1967 г. — 94. Максимум чисел Вольфа наблюдался в 1968—1969 гг. Возмущенность геомагнитного поля с 1965 г. тоже стала заметно увеличиваться, и к 1967 г. ее уровень подошел к величине активности 1961 г. В 1968 г. геомагнитная возмущенность оказалась еще выше. Возможно, это был год ее максимума, так как уже в следующем, 1969 г. все значения индексов геомагнитной возмущенности уменьшились. Следует, однако, указать, что в 1970 г. возмущенность геомагнитного поля по некоторым индексам оказалась выше, чем в 1969 г.

ГODOVOЙ ХОД ВОЗМУЩЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

С целью определения особенностей годового хода геомагнитной возмущенности были построены кривые среднемесячных значений характеристик C и K и ежечасных амплитуд горизонтальной составляющей r_H^y (рис. 6). Обнаружено, что кривые значений индексов C , K и r_H^y хорошо согласуются друг с другом. В 1960 г. возмущенность геомагнитного поля имела два максимума в период равноденствия* (апрель, октябрь) и два минимума (январь, август). Согласно установленному представлению, такое распределение экстремумов в течение года закономерно и характеризует «нормальный» годовое изменение геомагнитной возмущенности. Появление весенних и осенних максимумов объясняется тем, что в период равноденствий относительное положение Земли и Солнца таково, что земная поверхность подвергается наибольшему действию радиации, излучаемой солнечными пятнами, группирующимися в низкоширотных зонах Солнца (от 5 до 35° гелиографической широты). Данные последующих лет показали, что характер распределения магнитной активности в течение года может значительно отличаться от «нормального». Так, в 1961 г. наблюдался всего лишь один максимум активности в июле, т. е. в период, когда плоскости экваторов Земли и Солнца расходятся в наибольшей степени и Земля наиболее удалена от Солнца. Почти тот же ход наблюдался в 1962 и в 1963 гг. В 1962 г., помимо хорошо выраженного максимума, наблюдавшегося в октябре, был отмечен еще один небольшой максимум в апреле. В 1963 г. наблюдался только один большой максимум в сентябре.

Таким образом, кривые распределения возмущения в 1961—1963 гг. отклонились от «нормального» годового хода. Отметим также, что за эти три года, когда значения геомагнитной возмущенности оставались почти одинаковыми, число Вольфа уменьшилось в два раза — с 51 в 1961 г. до 25 в 1963 г.

1964 год является годом минимума солнечной активности ($W=10$). Кривые годового хода возмущенности магнитного поля имели в этом году нормальную форму двойной волны. Наибольший максимум был в апреле, а второй — меньший — наблюдался в сентябре. Минимумы возмущенности были отмечены в августе и декабре.

Следующий, 1965 год является годом минимума возмущенности геомагнитного поля, хотя солнечная активность начала увеличиваться (число Вольфа выросло до 15). Годовые ходы геомагнитной активности в 1965 и 1966 гг. также имели по два максимума. При этом геомагнитная возмущенность 1966 г. бы-

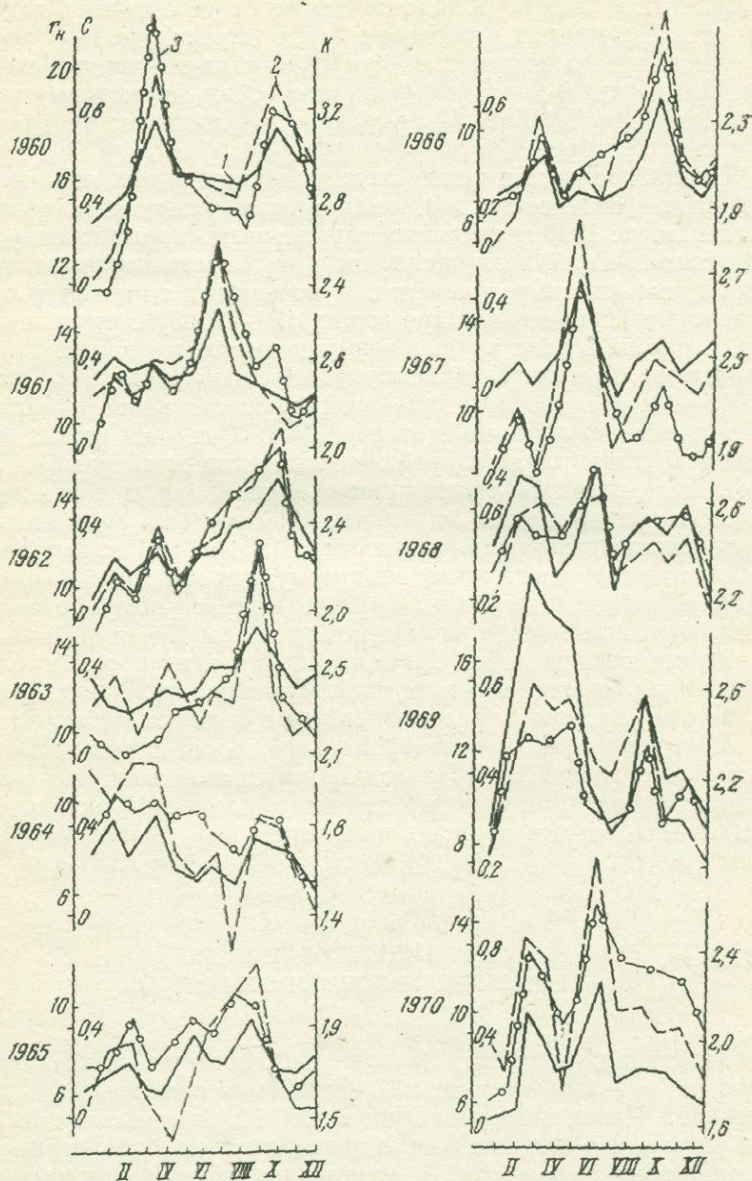


Рис. 6. Годовой ход геомагнитной возмущенности: 1—3— те же, что и на рис. 5

ла выше, чем 1965, и имела более четко выраженный годовой ход. Возмущенность 1967 и 1968 гг. была не только выше уровня предыдущих лет, но обладала также более сложным ходом, характеризующимся наличием трех максимумов — одного большого и двух меньших. 1969 и 1970 гг. имели хорошо выраженный годовой ход возмущенности с двумя максимумами в феврале и сентябре. Минимумы активности наблюдались в июле и декабре.

Подробное рассмотрение хода годовых кривых изменений магнитной активности позволяет сделать следующее заключение. После 1960 г. с хорошо выраженным «нормальным» ходом геомагнитной возмущенности с двумя максимумами, примерно равными по величине и приуроченными к периодам равноденствия, последовали три года (1961—1963) с отклонениями от нормы в ходе кривых возмущенности, имеющих только по одному большому максимуму. В следующие три года (1964—1966) в годовом ходе возмущенности вновь наблюдались два максимума, но в отличие от 1960 г. один из них был большой (главный), а второй меньший (второстепенный). При этом были сдвинуты сроки их появления. Следует также подчеркнуть, что несмотря на то, что 1965 год был годом минимума геомагнитной возмущенности, а 1964 и 1966 гг. непосредственно примыкали к этому минимуму, эти три года обладали годовым ходом, близким по форме к «нормальному», с двумя максимумами в период равноденствия. Годы 1967 и 1968 вновь оказались исключением. В эти годы, как отмечалось, наблюдался один высокий майский максимум и два меньших.

Таким образом, в рассматриваемые годы не наблюдается отчетливо выраженного закономерного годового хода геомагнитной возмущенности. На ход геомагнитной возмущенности в этот период иррегулярный характер солнечной активности оказывает большее влияние, чем активность, связанная с законом Корти.

27-ДНЕВНАЯ ПОВТОРЯЕМОСТЬ ГЕОМАГНИТНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ

Тенденция магнитных возмущений, повторяющаяся через интервал, равный в среднем 27 дням, была отмечена еще профессором Казанского университета И. М. Симоновым (1842). Он указал, что причиной этого явления может быть вращение Солнца вокруг своей оси. Действительно, возмущения, вызванные каким-то агентом, исходящим из некоторого ограниченного участка солнечной поверхности, будут повторяться вновь каждые 27 дней, пока излучение из данного участка поверх-

ности Солнца не прекратится. Тенденция к 27-дневному повторению геомагнитных возмущений была изучена К. Кри (Яновский, 1953). Для этой цели он разработал метод «наложения эпох». Применяя этот метод, Кри и Стэгг доказали 27-дневное повторение как возмущенных, так и спокойных дней.

В. Гривз и Х. Ньютон (Эйгенсон и др., 1948) установили, что сильные магнитные возмущения не имеют тенденции к возобновлению через 27 дней. Она наблюдается только для слабых и умеренных магнитных бурь. К тем же выводам пришла Н. П. Бенькова (1944), проведя более детальное исследование 27-дневной повторяемости на материале Павловского каталога магнитных бурь. Она обнаружила, что из 1073 бурь 659 входят в 27-дневную последовательность. В эти последовательности не входят очень большие бури (за исключением экстр-бурь).

В. И. Афанасьева (1954) рассмотрела 27-дневную повторяемость магнитных возмущений по материалам наблюдений ряда геомагнитных обсерваторий за 1938—1948 гг. Она подтвердила выводы, сделанные Н. П. Беньковой. Помимо этого, она нашла, что повторяемость была более устойчивой в годы низкой активности Солнца. Так, в годы минимума 18-го цикла солнечной активности (1943—1944) наблюдалось 17-кратное повторение бурь. Меньше всего было повторений в 1946—1948 гг. Последнее заключение не совпало с утверждением Н. П. Беньковой, показавшей на основании Павловского каталога магнитных бурь, что в годы минимума солнечной активности повторяемость бурь была низка.

Для рассмотрения вопроса о 27-дневной повторяемости возмущений по наблюдениям обсерватории Плещеницы за 1960—1970 гг. составлена диаграмма в виде так называемого «коврика», где каждым суткам соответствует один квадрат (рис. 7). На диаграмме каждая горизонтальная строка соответствует одному солнечному обороту вокруг оси, равному 27 дням. Таким образом, весь период наблюдений разделен на 27-дневные интервалы, которых за 11 лет оказалось более 149. В клетке каждого дня отмечается его 3-балльная характеристика (0, 1, 2), соответствующая этому дню, определяющая степень магнитной возмущенности суток.

Из рисунка видно, что в рассматриваемый одиннадцатилетний период 27-дневная повторяемость геомагнитных возмущений отчетливо проявлялась в течение следующих интервалов времени: с начала 1960 г. по июль 1961 г., с сентября 1962 по август 1964 г. и, наконец, с июля 1966 по июнь 1969 г., а также в 1970 г. В промежутках, т. е. с июля 1961 по август 1962 г., с сентября 1964 по июнь 1966 г., а затем с июля 1969 г. и до конца этого года повторяемость возмущенности геомагнитного поля почти полностью отсутствовала. Первый и второй из

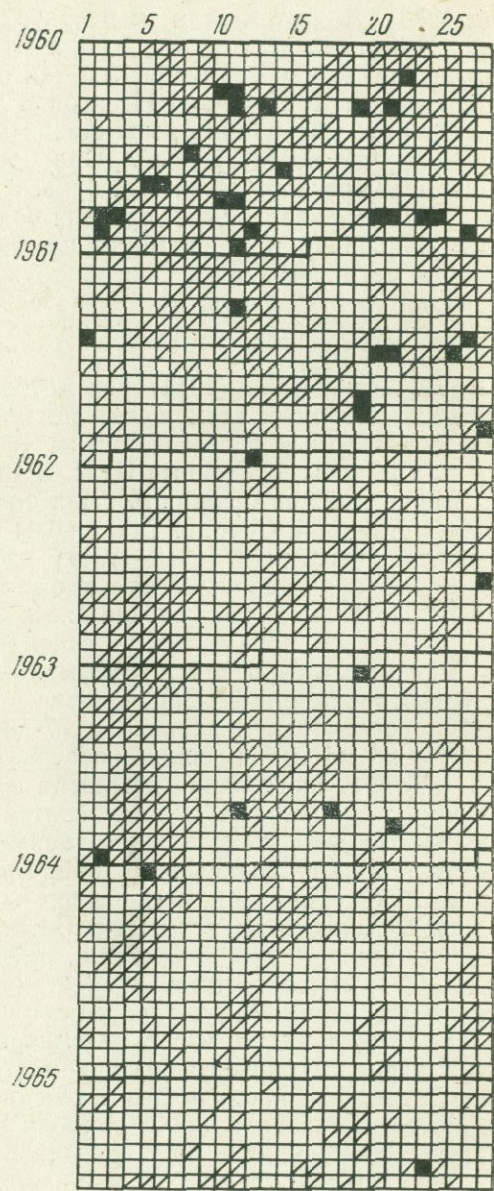
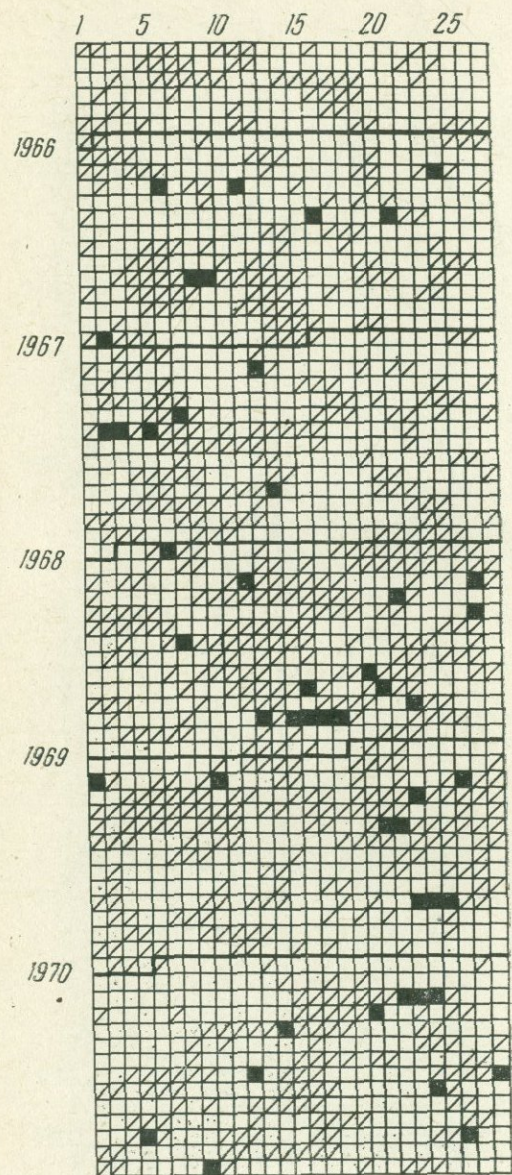


Рис. 7. 27-дневная повторяемость геомаг



нитных возмущений за 1960—1970 гг.

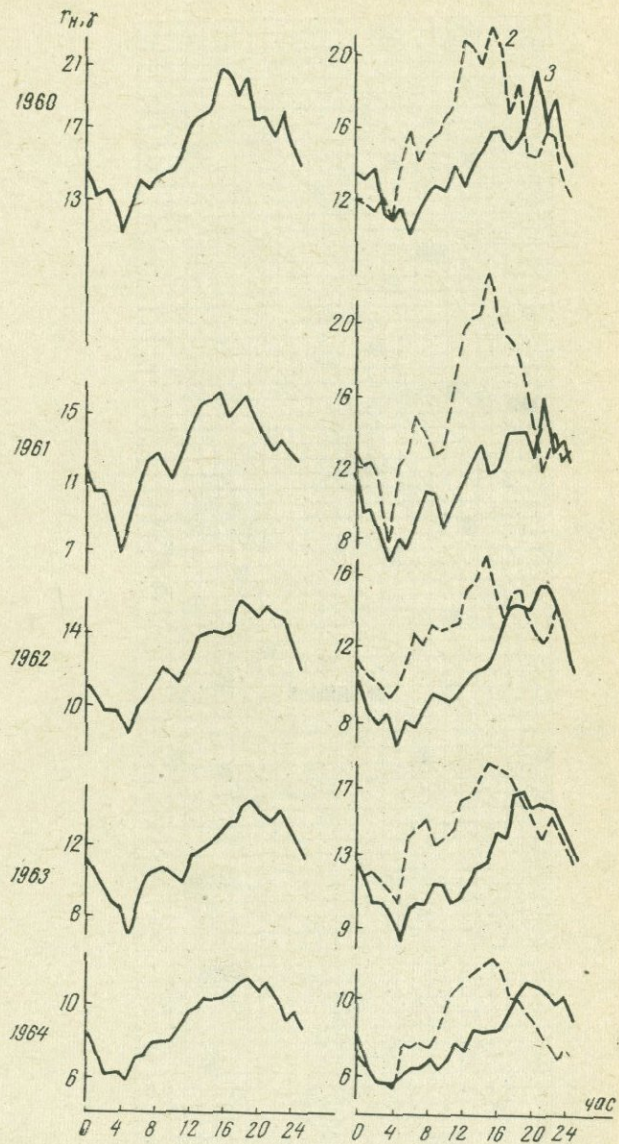
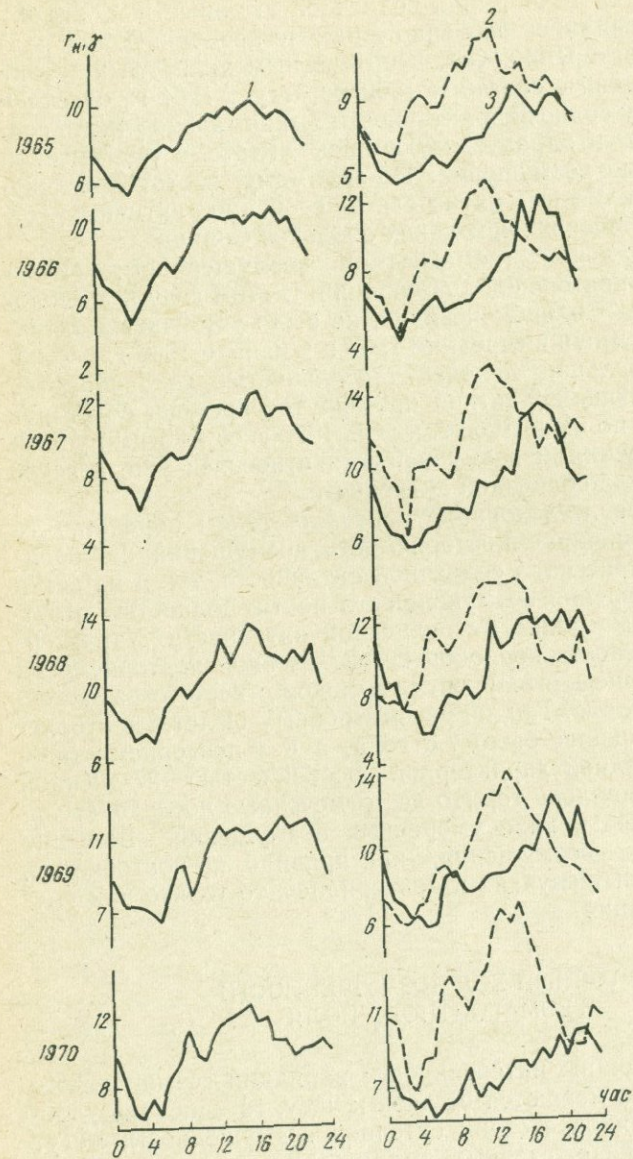


Рис. 8. Суточный ход геомагнитной возмущенности по



наблюдениям в Плесецких: 1 — год, 2 — лето, 3 — зима

возмущенных интервалов времени, содержащих 27-дневную периодичность возмущенности геомагнитного поля, приходится на период спада 19-го цикла солнечной активности. В эти интервалы наблюдались особенно длинные цепочки (до 14 раз) 27-дневных повторений. Очень интересным является 2-летний интервал времени с сентября 1962 по август 1964 г., отвечающий минимуму солнечной активности (минимальное число солнечных пятен) и характеризующийся вместе с тем высокой повторяемостью возмущений. По-видимому, в этот промежуток времени солнечные пятна были особенно активны и существовали в течение нескольких оборотов Солнца.

Год минимальной геомагнитной возмущенности (1965) почти не имел повторений возмущений. В этом году и до половины 1966 г. на Солнце, очевидно, не было устойчивых активных областей. Лишь в середине 1965 и в начале 1966 г. наблюдался ряд небольших цепочек длительностью до 5 оборотов Солнца. Следующий 3-летний промежуток времени со второй половины 1966 по июнь 1969 г. и весь 1970 г. со многими устойчивыми повторениями возмущенности относился уже к ветви роста 20-го цикла солнечной активности.

Выполненное исследование показало, таким образом, что 27-дневная устойчивая повторяемость возмущений наблюдается как на ветви спада солнечной активности, так и на ветви ее роста. Повторения возмущенности почти полностью отсутствовали в годы минимума солнечной активности. Характерно, что длительность периодов без 27-дневной повторяемости оказалась меньше длительности периодов с хорошо выраженной повторяемостью. Так, из рассмотренных 11 лет с повторяемостью возмущений было 7,5 года, а без повторяемости — 3,5 года. Еще одной характерной особенностью 27-дневной повторяемости явилось то, что все отмеченные последовательности проявились в виде умеренных возмущений. Большие и очень большие возмущения, как правило, не повторялись, а если в отдельных случаях и повторялись, то только как умеренные возмущения.

СУТОЧНЫЙ ХОД ВОЗМУЩЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Так как величины интенсивности вариаций геомагнитного поля значительно меняются от часа к часу, то наиболее удобной характеристикой степени суточной возмущенности могут являться значения ежечасных амплитуд горизонтальной составляющей r_H^y .

На рис. 8 показаны среднегодовой суточный ход геомагнитной возмущенности за каждый год рассматриваемого один-

надцатилетнего периода, а также суточный ход по двум сезонам — зима и лето. Здесь и в последующем указано мировое время.

Из формы кривых следует, что в течение суток геомагнитная возмущенность испытывает большие и регулярные изменения, имеющие в среднем за год вид простой волны, на которую накладываются гармоники более высоких порядков. Наибольшая возмущенность, как правило, наблюдается в вечернее время от 15 до 20 час (от 17 до 22 час по местному времени), а минимум ее приходится на 4—5 час утра. С 1965 г., т. е. на ветви подъема солнечной активности, в суточном ходе геомагнитной возмущенности отмечается более раннее возникновение и большая длительность ее максимального периода. В эти годы нарастание геомагнитной возмущенности длится с 12 до 22 час вместо интервала 15—20 час, характерного для времени спада солнечной активности.

Амплитуда среднегодового суточного хода геомагнитной возмущенности невелика и зависит от фазы солнечной активности. Так, наибольшая амплитуда наблюдалась в 1960 г. (9,2γ), а наименьшая — в 1965 г. (5,1γ).

Форма осредненного суточного хода геомагнитной возмущенности значительно меняется при переходе от зимы к лету. Так, при переходе от зимних месяцев к летним максимум возмущенности, как правило, сдвигается с вечерней на дневную часть суток на несколько часов. В то же время минимум возмущенности не изменяет своего положения и приурочен к 4—5 час утра. Кроме того, в период солнцестояния (июнь, декабрь) суточный ход возмущенности имеет также и более сложную форму. В это время в течение суток появляется до трех максимумов и минимумов. Характерной особенностью суточного хода геомагнитной возмущенности в период солнцестояния оказалось появление утреннего максимума возмущенности. Особенно заметно это явление наблюдалось в 1960 г. В другие годы суточный ход геомагнитной возмущенности в какой-то степени менялся и имел свои особенности, сохраняя, однако, общие характерные черты.

Многообразие кривых годового и суточного ходов геомагнитной возмущенности является свидетельством сложности солнечно-земных взаимодействий. Взаимное расположение Земли и Солнца, количество и интенсивность магнитоактивных очагов на Солнце, их расположение на поверхности, направление распространения корпускулярных потоков — все эти меняющиеся во времени факторы определяют характер геомагнитной возмущенности, наблюдаемой на поверхности Земли.

Глава II

СУТОЧНЫЕ ВАРИАЦИИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ ПЛЕЩЕНИЦЫ

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ХАРАКТЕРЕ И ПРИРОДЕ S_q -ВАРИАЦИИ

Спокойные солнечно-суточные вариации S_q естественного электромагнитного поля представляют собой регулярные периодические изменения элементов поля с периодом, равным продолжительности солнечных суток. Изучение S_q -вариаций ведется уже продолжительное время, однако степень их изученности различна для разных компонент. Наиболее полно изучены геомагнитные S_q -вариации. Обширный материал многолетних наблюдений мировой сети геомагнитных обсерваторий позволил установить общие закономерности их планетарного распределения, морфологические особенности, характер регулярных изменений во времени, вызванных изменениями относительного расположения Земли и Солнца и солнечной активности. Разработана теория возникновения геомагнитных суточных вариаций, основанная на экспериментально доказанном факте существования электрических токов в ионосфере. Получено хорошее соответствие между теоретическими и экспериментальными данными.

Менее изучены суточные вариации геоэлектрического поля. Материалы их наблюдений получены на редкой сети пунктов и для ограниченного времени. Достоверных данных о характере их распределения в планетарном масштабе до сих пор не имеется. Чрезвычайная осложненность геоэлектрического поля воздействием на него локальных и региональных неоднородностей распределения электропроводности внутри Земли затрудняет получение этих сведений. Недостаточно полно изучены также связи между магнитными и электрическими вариациями и др.

Остановимся кратко на некоторых современных представлениях о характере распределения S_q -вариаций в пространстве и времени, а также причинах их возникновения. Основной особенностью планетарного распределения S_q -вариаций является близкое подобие суточных ходов всех элементов поля по

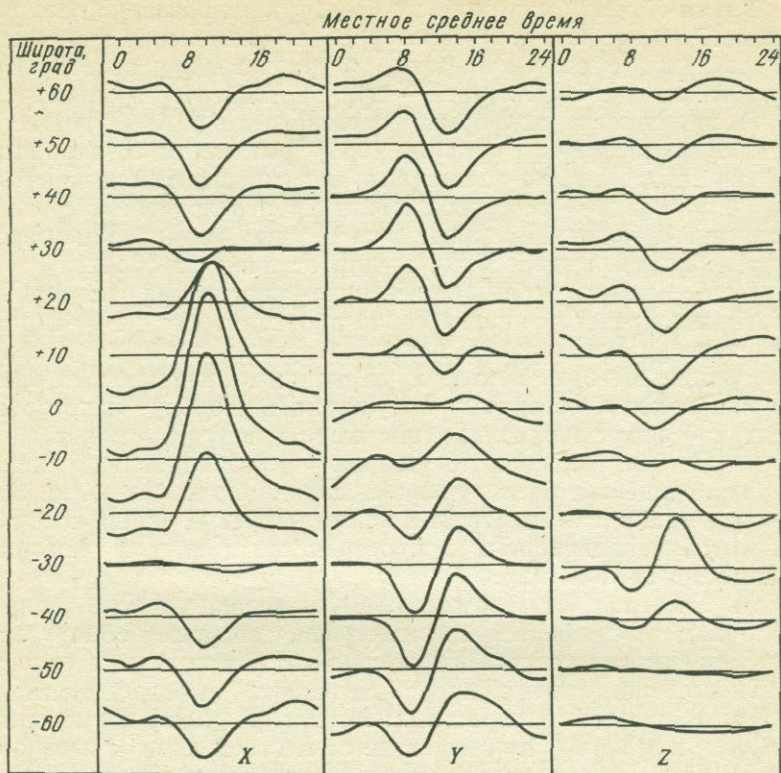


Рис. 9. Планетарное распределение суточных вариаций X , Y , Z элементов геомагнитного поля (по Б. М. Яновскому)

местному времени для обсерваторий, расположенных на одинаковой широте. С изменением широты амплитуда и форма суточного хода постепенно меняется. На рис. 9 представлен спокойный суточный ход элементов магнитного поля в период равноденствий на различных широтах (Яновский, 1953). Как следует из рисунка, суточный ход северной составляющей $S_q(X)$ является простой волной, имеющей в полуденные часы максимум в поясе между 30° северной и 30° южной широты и минимум севернее и южнее этого пояса. Суточный ход восточной составляющей $S_q(Y)$ имеет вид простой волны с максимумом в утренние и минимумом в вечерние часы в северных широтах, минимумом в утренние и максимумом в вечерние часы в южных широтах. Суточный ход вертикальной составляющей $S_q(Z)$ является простой волной, имеющей в предполуденные часы минимум в северном полушарии и максимум в южном.

Таким образом, суточный ход S_q -вариаций северной составляющей магнитного поля претерпевает изменение в области 30° северной и южной широты, а суточный ход восточной и вертикальной составляющей — при переходе через экватор.

В зависимости от формы суточного хода А. Т. Прайс и Г. А. Вилкинс (Price, Wilkins, 1963) разделяют S_q -вариации на три типа: для X — умеренный, экваториальный и переходный, для Y и Z — северный, южный и переходный. Переходные типы вариаций наблюдаются в зонах инверсии и имеют черты первого и второго типов или отличны от обоих.

Б. М. Яновским (1953) на основе построения векторных диаграмм, представляющих собой проекции вектора S_q -вариаций на горизонтальную и вертикальную плоскости, сделаны следующие выводы. Вектор S_q -вариаций в дневные часы всегда направлен в северном полушарии в сторону некоторого центра — фокуса, находящегося на предполуденном меридиане на 30° с. ш. В южном полушарии вектор направлен от центра, находящегося на полуденном меридиане на 30° ю. ш. Эти центры можно отождествить с осями вихревых токов, которые остаются неподвижными в пространстве и внутри которых вращается земной шар.

М. Хасегава (Hasehawa, 1936), полагая, что S_q -вариации обладают географической симметрией, впервые обнаружил, что фокусы меняют свое положение ото дня ко дню, а относительно сезонных изменений подтвердил вывод С. Чепмена и Дж. Бартельса (Chapman, 1919; Bartels, 1928) о смещении фокусов к экватору при переходе от местной зимы к местному лету в период минимума солнечной активности.

Мак Ниш (McNish, 1936), анализируя S_q -вариации по 5 американским станциям, пришел к выводу о большей симметрии их относительно геомагнитного экватора, чем географического.

Н. П. Беньковой (Benkova, 1940; Бенькова, 1941) впервые было показано различие в суточных ходах S_q -вариаций как вдоль географических, так и вдоль геомагнитных параллелей и сделан вывод о необходимости учитывать изменения суточных ходов с долготой или мировым временем при анализе планетарного распределения S_q -поля.

А. Т. Прайсом и Г. А. Вилкинсом (Price, Wilkins, 1963) установлено, что планетарное распределение S_q -вариаций не подчиняется полностью ни географическим, ни геомагнитным координатам, а имеет собственную симметрию, совпадающую с изоклинами постоянного магнитного поля. Положение фокусов существенным образом зависит от сезона года и мирового времени суток.

В более поздних работах было также подтверждено существование собственной симметрии S_q -вариаций, отмечено

смещение положения фокусов по направлению к полюсам в период максимума солнечной активности при переходе от местной зимы к местному лету (Фаткуллин, 1965).

Спокойные солнечно-суточные вариации не являются чисто периодическим процессом. Они подвержены регулярным и иррегулярным изменениям во времени. К регулярным относятся сезонные и циклические изменения. Первые связаны с условиями освещенности Солнцем земной поверхности и выражаются в изменении амплитуд, а отчасти и формы суточных вариаций в течение года. Вторые связаны с фазой 11-летнего цикла солнечной активности. В годы максимума солнечной активности амплитуды суточных вариаций на 50—100% выше, чем в годы минимума (Справочник, 1954). Иррегулярные изменения S_q -вариаций проявляются в том, что суточные ходы элементов магнитного поля даже в самые спокойные дни одного и того же месяца часто оказываются различными по форме и амплитуде.

М. Хасегава в ряде работ (Hasegawa, 1936; Hasegawa, Ota, 1937; Hasegawa, Tamura, 1937, 1938) показал, что особенно резкая изменчивость S_q -вариаций наблюдается в зонах инверсии. Вблизи широты расположения фокусов тип $S_q(X)$ может меняться даже в следующие друг за другом дни. Типы $S_q(Y)$ и $S_q(Z)$ остаются при этом совершенно неизменными.

Выводы М. Хасегава были подтверждены Н. А. Качиашвили (1957, 1958а, б) на материалах обсерватории Тбилиси. Автор установил, что за 11-летний цикл наблюдений S_q -вариации 48% спокойных дней имели форму переходного типа, 42% — полярного и 10% — экваториального, причем число случаев вариаций полярного типа в годы минимума увеличилось, а в годы максимума уменьшалось. Это свидетельствует о том, что в годы минимума фокусы находятся южнее, чем в годы максимума. Работами М. Хасегава и Н. А. Качиашвили установлена также тенденция к 27-дневной повторяемости типов S_q -вариаций.

По данным наблюдений магнитных обсерваторий Советского Союза, М. А. Белоусова (1957) выявила, что наименьшей устойчивостью суточные вариации отличаются в зимний период, особенно в северных районах. В равноденствие и летом форма суточных вариаций и их амплитуды становятся более устойчивыми. Величина отклонения от нормального суточного хода и число дней с максимальными отклонениями находятся в прямой зависимости от широты места. При этом чем выше широта, тем больше величина максимальных отклонений и тем больше вероятность их появления. Отмечается также возрастание величины отклонений от нормального суточного хода при самом незначительном возрастании магнитной активности.

В. И. Афанасьева (1961), исследовав физическую природу изменчивости S_q -вариаций, показала, что изменения этих вариаций ото дня ко дню носят в основном характер проявления в сутках признаков возмущенности. В связи с этим вопрос изменчивости S_q -вариаций ото дня ко дню трактуется В. И. Афанасьевой как следствие внедрения в ионосферу корпускулярных потоков, с которыми связаны семейства геомагнитных бурь. А 27-дневная повторяемость типов S_q -вариаций, объясняемая рядом авторов наличием связи с солнечной активностью, рассматривается как результат воспроизведения через 27 дней взаимного расположения корпускулярных потоков и Земли.

Разделение поля геомагнитных S_q -вариаций на части внешнего и внутреннего происхождения с помощью метода спектрального анализа показало, что его внешняя часть превосходит внутреннюю в 2,2—2,6 раза и, следовательно, основной источник S_q -вариаций лежит вне Земли. В настоящее время доказано, что этим источником является система замкнутых вихревых токов, возбуждаемых в проводящих слоях ионосферы, перемещающихся в магнитном поле Земли (теория атмосферного динамо, теория дрейф-токов). Существование проводящих слоев в верхней атмосфере объясняется ионизацией находящегося там газа под воздействием ультрафиолетового и корпускулярного излучений Солнца. Исследования последних лет на ракетах и спутниках, а также наземные ионосферные зондирования экспериментально подтвердили факт локализации токов, ответственных за S_q -вариации на высотах 100—150 км, соответствующих высоте слоя E ионосферы. Направление и интенсивность этих токов тесно связаны с условиями освещенности слоев ионосферы Солнцем, вследствие чего поведение вызываемых ими вариаций геомагнитных и геоэлектрических полей существенно зависит от широты, времени суток, времени года, фазы 11-летнего цикла солнечной деятельности и общего состояния активности Солнца.

Продолжительное время суточные вариации магнитных и электрических компонент изучались отдельно, однако общность их происхождения и функциональные связи, существующие между ними, требуют их совместного анализа. Подтверждением общей причины происхождения этих вариаций служит полный параллелизм в протекании обоих явлений (изменчивость вариаций ото дня ко дню, сезонные, циклические изменения и т. д.), установленный систематическими наблюдениями земных токов и геомагнитного поля в ряде обсерваторий (Новыш, 1950, 1952; Бондаренко, 1953; Кебуладзе, 1956; Дубровский, Юрханова, 1957; Дубровский и др., 1961; Новыш и др., 1964; Виноградов, 1964; Никифорова, Кравцова, 1966; Никифорова, 1968 и др.). Что касается планетарного распре-

деления геоэлектрических вариаций, то для них найдены лишь некоторые закономерности в типе суточного хода этих вариаций в зависимости от широты. Рассмотрев материалы почти всех существовавших и существующих обсерваторий, В. В. Новыш (1952) установил, что северная составляющая почти везде имеет хорошо выраженную двойную волну с максимальным значением тока около полудня, направленного к экватору. Утром и вечером имеется два максимума тока, направленного от экватора. Каких-либо характерных изменений с широтой в них не отмечено. Второй особенностью этой составляющей является ее незначительная величина в ночные часы. Суточный ход восточной составляющей представляет несколько более сложную картину. Высокоширотные обсерватории имеют суточный ход в виде простой волны с максимальным током, текущим в восточном направлении около местного полудня. С уменьшением широты полуденный максимум отодвигается к вечеру и начинает появляться второй предполуденный максимум уже двойной волны. Утром и после полудня ток течет к западу, в местный полдень его значения близки к нулю, перед полднем и вечером он течет к востоку. В ночные часы ток очень мал. Этот тип суточного хода сохраняется в общем до экватора. Экваториальные станции опять имеют простую волну и направление тока изменяет свою фазу.

В изменении амплитуд S_q -вариаций отдельных компонент земных токов и в ориентировке годографов закономерной связи их с широтой не отмечается. Наблюдается определенная тенденция к увеличению амплитуд суточных вариаций земных токов в районах с неглубоким залеганием кристаллического фундамента и к уменьшению амплитуд в районах с его глубоким залеганием (Новыш, 1952). Ряд авторов (Кебуладзе, 1956; Новыш, 1952 и др.) указывают на то, что ориентировка годографов суточных вариаций земных токов контролируется направлением основных геологических структур, близостью береговых линий, топографией местности и др. Эти факты свидетельствуют о том, что поведение суточных вариаций земных токов в большой степени зависит от местных условий в пункте наблюдения, что затрудняет изучение их общих закономерностей.

МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ СУТОЧНЫХ ВАРИАЦИИ

Исследования суточных вариаций в обсерватории Плещеницы осуществлялись по программам МГГ — МГСС с целью комплексного изучения основных характеристик геоэлектрического и геомагнитного полей: их морфологии, сезонной изменчивости, зависимости от фаз цикла солнечной активности

и т. п., а также для целей глубинного магнитотеллурического зондирования. Для анализа были использованы результаты одновременных наблюдений вариаций геомагнитных и геоэлектрических компонент за 1962—1969 гг. При этом учитывалось, что записи медленных вариаций естественного электромагнитного поля могут быть искажены в результате наложения на них дополнительных вариаций, связанных с медленными изменениями условий наблюдения и параметров измерительных установок, а также в результате возмущения их хода колебаниями поля других периодов.

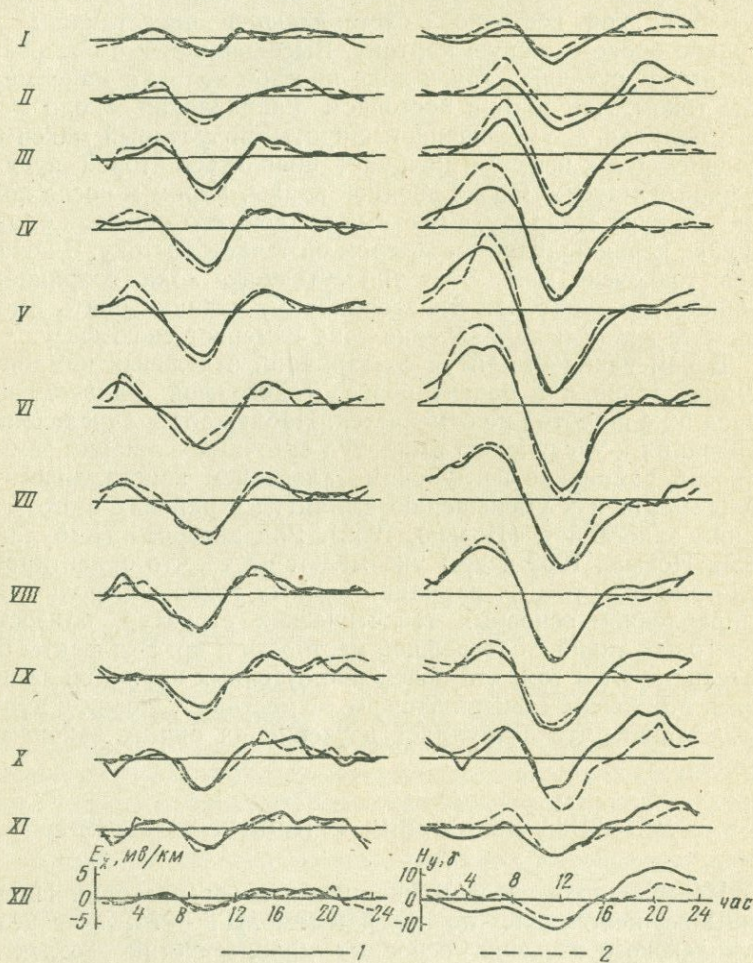


Рис. 10. Сопоставление суточного хода S_q -вариаций: 1 — по всем дням, 2 — по спокойным дням 1962 г.

При выделении суточных вариаций магнитных и электрических компонент были использованы все невозмущенные дни. Обработка записей заключалась в определении среднечасовых значений ординат суточного хода каждого элемента поля в мм, перевода выраженных в мм ординат в абсолютные единицы (γ и мв/км) и вычисления разности между среднечасовыми и среднесуточными значениями компонент поля. Среднечасовые ординаты предполагались равными средней высоте, площади, ограниченной кривой записи поля, нулевой линией отсчета и двумя часовыми марками времени. Погрешности определения суточного хода составляющих не превышали 0,5 мв/км для электрических составляющих и 1,0 γ для магнитных.

Среднечасовые значения суточного хода магнитных компонент X и Y получались посредством пересчета среднечасовых значений суточного хода компонент H и D , записанных на вариационных установках. Пересчет вариаций выполнялся с помощью формул:

$$\Delta X = \Delta H \cos \bar{D} - \bar{Y} \Delta D,$$

$$\Delta Y = \bar{X} \Delta D + H \sin \bar{D},$$

где $\bar{X} = \bar{H} \cos \bar{D}$; $\bar{Y} = \bar{H} \sin \bar{D}$; \bar{H} , \bar{D} , \bar{X} , \bar{Y} — постоянные слагаемые компонент поля; ΔH , ΔD , ΔX , ΔY — их среднечасовые приращения. Значения постоянных слагаемых, использованных при пересчете, приведены в табл. 1.

На рис. 10 представлены кривые суточного хода S_q -вариаций составляющих E_x и H_y за 1962 г., осредненные по всем дням и по 5 интернациональным спокойным дням за месяц. Почти везде (за исключением возмущенного октября) кривые хорошо согласуются. В связи с этим все последующие графики S_q -вариаций строились на материале осреднения по 5 спокойным дням. Эти дни не всегда совпадали с интернациональными, но являлись наиболее спокойными для района обсерватории.

МОРФОЛОГИЯ СУТОЧНЫХ ВАРИАЦИЙ

В качестве примера на рис. 11 представлены суточные ходы всех элементов электромагнитного поля, построенные для каждого месяца 1966 г. (положительными приняты направления на север и восток). Форма суточных ходов всех составляющих типична для средних широт северного полушария (см. рис. 9). Суточный ход E_x является волной с максимумом, направленным на юг (в местный полдень), и двумя меньшими по амплитуде экстремумами, направленными на север (в утренние и вечерние часы). Утренний экстремум приходится на 5—

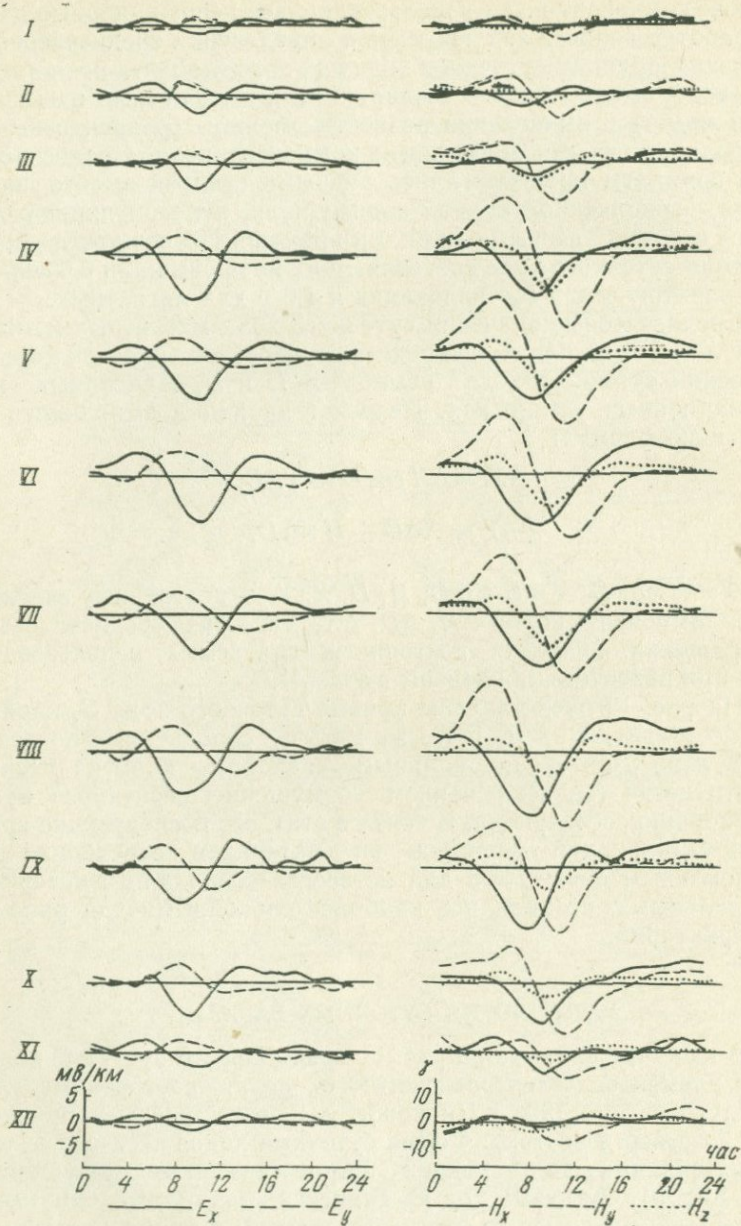


Рис. 11. Месячные ходы суточных вариаций геоэлектрического и геомагнитного полей за 1966 г.

9, а вечерний — на 15—17 час местного времени. Суточный ход E_y является волной с максимумом, направленным на восток (в предполуденные часы местного времени), и двумя меньшими экстремумами, направленными на запад (в утренние и вечерние часы). Утренний экстремум приходится на 5—7 час местного времени. Положение вечернего экстремума выражено менее четко. Суточный ход H_x является простой волной с минимумом в полуденные часы местного времени. Суточный ход H_y является простой волной с максимумом в утренние и минимумом в вечерние часы. Положение максимума приходится на 8—10, а минимума — на 14—15 час местного времени. Суточный ход H_z является простой волной с минимумом в послеполуденные часы местного времени.

Наиболее отчетливо суточный ход всех компонент поля выражен в летние месяцы и месяцы равноденствия. В зимние месяцы суточный ход может быть осложнен возмущенностью поля, затрудняющей выбор спокойных дней в этот период. Форма суточного хода всех элементов поля мало изменяется в течение всего года. Несколько изменяется от месяца к месяцу положение экстремальных точек. Так, несмотря на то что положение основного минимума E_x остается в течение года почти неизменным, при переходе от зимы к лету происходит смещение утреннего и вечернего максимумов на 2 час, соответственно на более раннее и более позднее время. Основной максимум E_y и основной минимум H_x смещаются от зимних к летним месяцам примерно на 2 час на более раннее время. Утренний максимум и вечерний минимум H_y при переходе от зимы к лету также смещаются на 2 час соответственно на более раннее и более позднее время. Положение основного экстремума H_z в течение года не меняется. У составляющих E_y и H_x в январе и декабре вместо простой волны намечается двойная волна со вторым максимумом E_y около 18 час и вторым минимумом H_x около 19 час местного времени. Февраль и ноябрь являются как бы переходными от зимних к весенним и от летних к осенним месяцам и для них в местах вторых экстремумов E_y и H_x характерны лишь слабые перегибы.

Сравнение кривых S_q -вариаций, полученных за разные годы, показывает, что их форма у всех элементов поля из года в год сохраняется (рис. 12). Не меняется практически и положение их экстремумов. Таким образом, представленный в качестве примера суточный ход S_q -вариаций является типичным для обсерватории.

При сопоставлении амплитуд суточных вариаций из месяца в месяц и от сезона к сезону отчетливо можно видеть существование зависимости их интенсивности от активности Солнца. В табл. 3 приведены величины среднемесячных, среднесезонных и среднегодовых значений амплитуд спокойных суточных

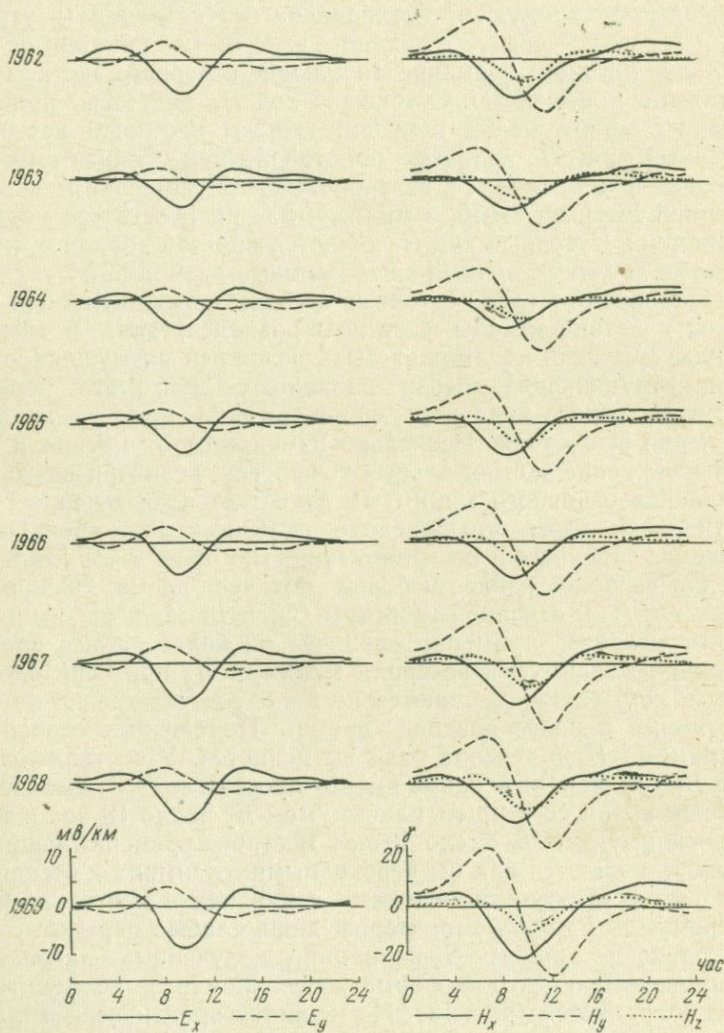


Рис. 12. Годовые ходы суточных вариаций геоэлектрического и геомагнитного полей за 1962—1969 гг.

Таблица 3

Амплитуды суточных вариаций элементов электромагнитного поля, осредненные за период с 1962 по 1968 г., и соотношения между ними

Месяц	E_x	E_y	H_x	H_y	H_z	$\frac{E_x}{E_y}$	$\frac{H_y}{H_x}$	$\frac{H_z}{H_x}$	$\frac{H_z}{H_y}$
I	5,61	3,81	10,92	17,20	5,70	1,47	1,58	0,52	0,33
II	8,59	5,41	16,82	27,38	8,05	1,59	1,63	0,48	0,29
III	12,35	6,05	22,74	43,68	15,26	2,04	1,92	0,67	0,35
IV	14,95	7,25	34,65	58,76	19,05	2,06	1,70	0,55	0,32
V	13,84	6,75	32,06	61,42	21,18	2,05	1,92	0,66	0,34
VI	14,99	8,62	35,49	60,36	21,48	1,74	1,70	0,61	0,36
VII	14,61	7,71	35,36	61,54	18,22	1,89	1,74	0,52	0,30
VIII	14,58	8,44	34,76	59,25	17,26	1,73	1,70	0,50	0,29
IX	12,02	7,78	35,96	45,19	15,08	1,54	1,26	0,42	0,33
X	12,25	7,28	27,88	39,22	11,99	1,68	1,41	0,43	0,31
XI	6,79	5,26	15,11	20,95	6,78	1,29	1,39	0,45	0,32
XII	4,81	2,96	9,42	14,85	5,50	1,63	1,58	0,58	0,37
Зима	5,58	3,80	11,22	18,86	5,19	1,47	1,68	0,46	0,28
Равноден- ствие	12,01	6,35	25,40	44,84	14,60	1,89	1,76	0,57	0,33
Лето	13,86	6,81	33,36	59,60	18,54	2,04	1,79	0,56	0,31
Год	10,30	5,20	22,90	40,69	11,44	1,98	1,78	0,50	0,28

вариаций для каждого элемента поля, осредненных за весь рассматриваемый период. Как следует из таблицы, амплитуды S_q -вариаций всех компонент (E_x , E_y , H_x , H_y , H_z), как правило, резко возрастают от зимних к летним месяцам. Однако распределение во времени их максимальных значений у разных составляющих разное. Принято считать, что наибольшую амплитуду S_q -вариации имеют в июне, в период летнего солнцестояния, а наименьшую — в декабре, в период зимнего солнцестояния. В суточных вариациях, регистрируемых обсерваторией в Плещеницах, такой четкой закономерности не наблюдается. В ряде случаев здесь отмечено смещение максимумов амплитуд хода с летних месяцев на месяцы весеннего или осеннего равноденствия. Аномальное поведение отмечается сразу у всех компонент поля. Как видно из табл. 4, только в 1962, 1966 и 1967 гг. большинство компонент имели максимальные амплитуды в июне. В остальные годы почти все компоненты ведут себя аномально.

Аномальное поведение суточных вариаций выявляется и по материалам других обсерваторий. Так, по данным обсерватории в Степановке, в 1963 г. у E_x , а в 1964 г. у E_x и E_y амплитуды в апреле были больше, чем амплитуды в июне. По данным Центральной магнитной обсерватории (Москва), максимумы амплитуд элементов магнитного поля также не всегда

Таблица 4

Распределение максимальных амплитуд суточных вариаций по месяцам

Год	E_x	E_y	H_x	H_y	H_z
1962	июнь	июнь	июнь	июнь	май
1963	апрель	октябрь	сентябрь	май	апрель
1964	апрель	апрель	июль	апрель	июнь
1965	апрель	июль	июнь	июль	май
1966	июнь	август	август	июнь	июнь
1967	апрель	июнь	июнь	май	июнь
1968	май	май	май	май	май
1969	июль	июль	сентябрь	июль	апрель

совпадают с июнем. В 1968 г., например, амплитуды H , D и Z были максимальными в мае.

В Петропавловске-на-Камчатке в 1964 г. амплитуды S_q -вариаций составляющей E_y уменьшались в летние месяцы, были почти равны нулю в августе и затем опять возрастали. Наибольшую амплитуду E_y имела в январе. Составляющая E_x вела себя обычно (Микерина, 1966).

Своеобразие сезонного хода S_q -вариаций обсерватории Плещеницы нуждается в дальнейшем изучении и объяснении. Несмотря на отмеченную аномалию в сезонном ходе суточных вариаций, осредненная амплитуда летней кривой всегда больше амплитуды зимы и равноденствия (рис. 13, 14). Исключением являются годы 1964 и 1969, когда для составляющих E_y и H_x максимальную амплитуду имели кривые периода равноденствия. В среднем за рассматриваемый период амплитуда суточного хода от зимы к лету возрастала: для E_x с 5,6 до 13,9, т. е. в 2,5 раза, для E_y с 3,8 до 6,8, т. е. в 1,8 раза, для H_x с 11,2 до 33,4, т. е. в 3 раза, для H_y с 18,9 до 59,6, т. е. в 3,2 раза, для H_z с 5,2 до 18,5, т. е. в 3,6 раза.

Таким образом, интенсивность хода суточных вариаций всех составляющих поля имеет хорошо выраженную сезонную зависимость, хотя степень ее сезонного изменения неодинакова для различных составляющих. Наиболее резкие изменения наблюдаются для E_x , H_y , H_z .

Различный характер сезонных изменений суточных вариаций отдельных компонент подтверждается изменением значений отношений между амплитудами их хода в течение года (см. табл. 4). Установлено, что соотношение амплитуд суточных вариаций электрических компонент (E_x/E_y) растет от зимы к лету для всех рассматриваемых лет в среднем на 40%. Отношение амплитуд горизонтальных составляющих магнитного поля (H_y/H_x) меняется слабо, в среднем не более чем на 6—7%. В 1964—1966 и 1968 гг. значения H_y/H_x для зимы

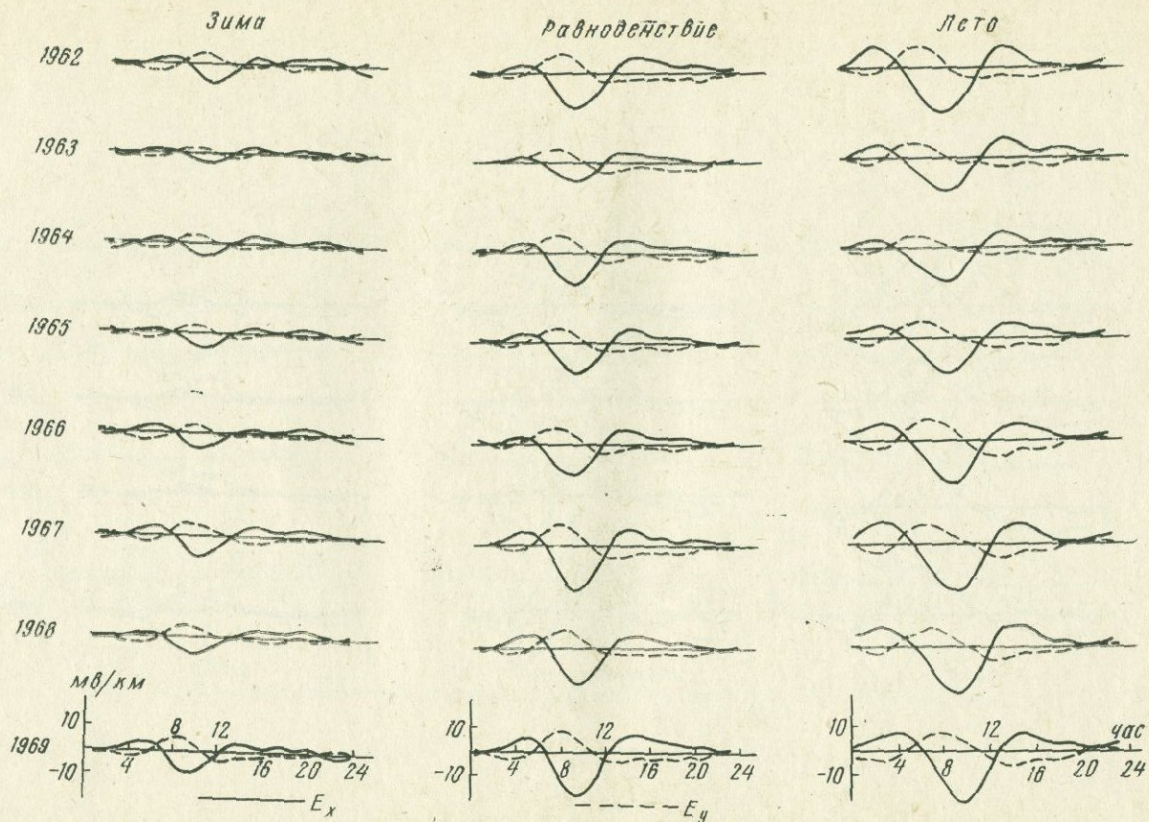


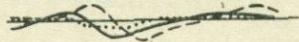
Рис. 13. Сезонные суточные ходы S_q -вариаций геоэлектрического поля за 1962—1969 гг.

Зима

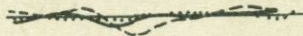
Равноденствие

Лето

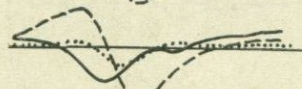
1962



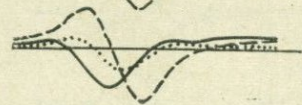
1963



1964



1965



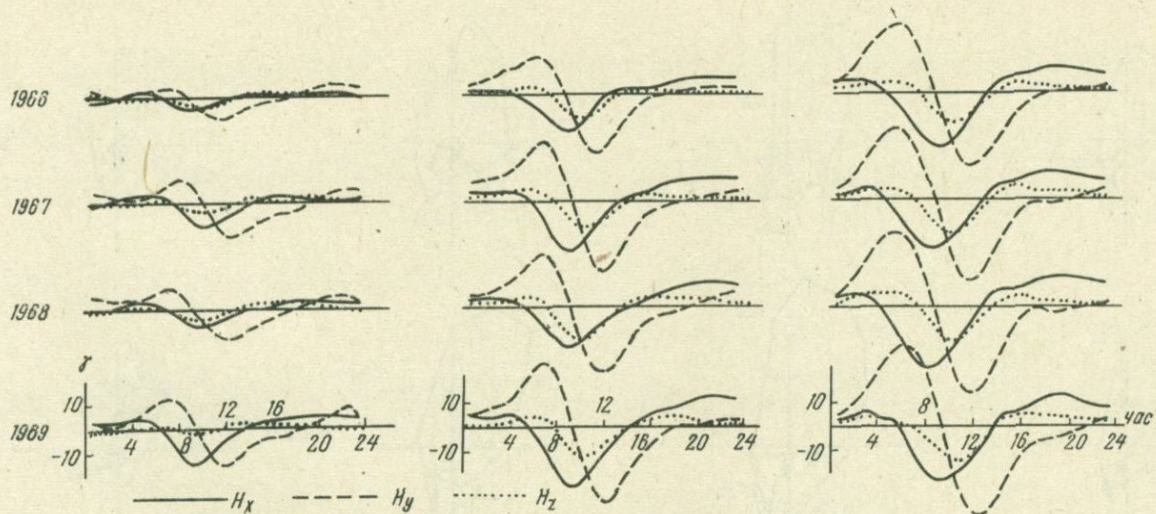
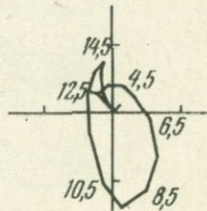
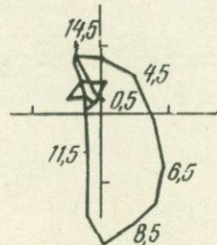
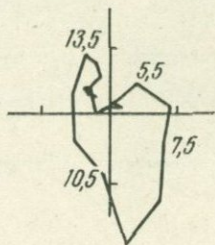
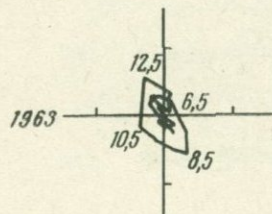
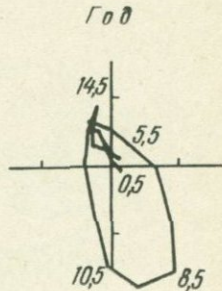
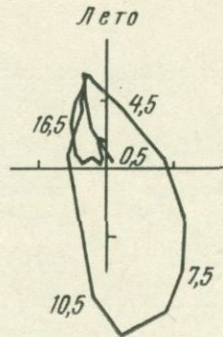
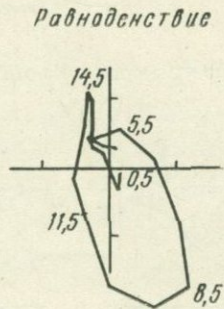
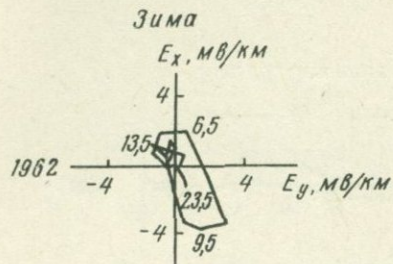
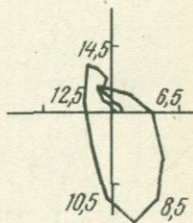
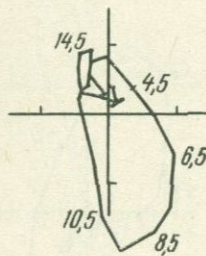
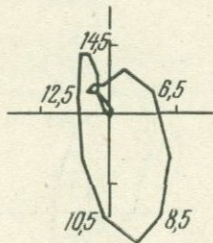
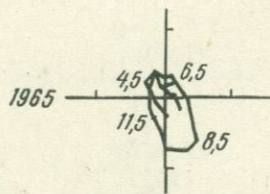
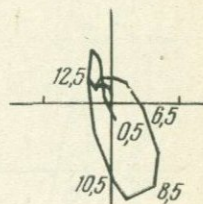
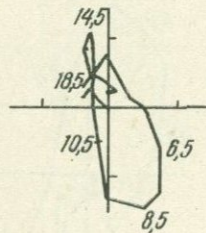
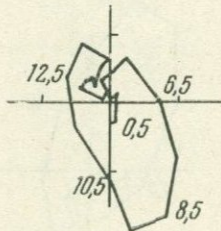
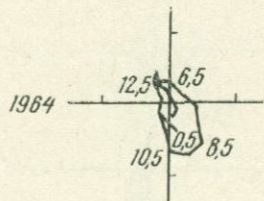
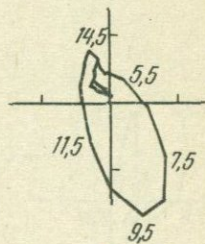
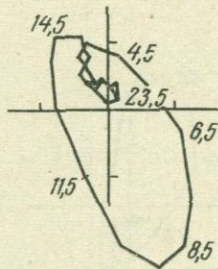
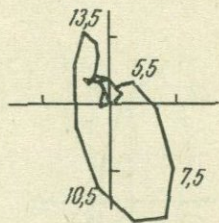
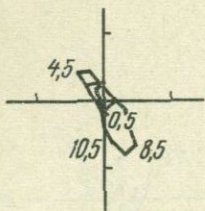


Рис. 14. Сезонные суточные ходы S_q -вариаций магнитного поля за 1962—1969 гг.

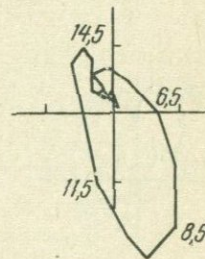
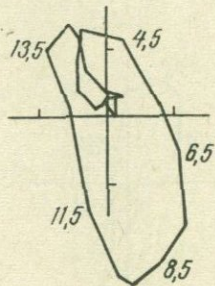
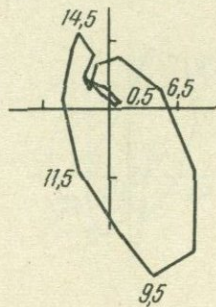
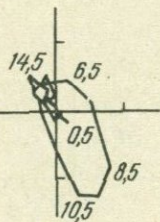




1966



1967



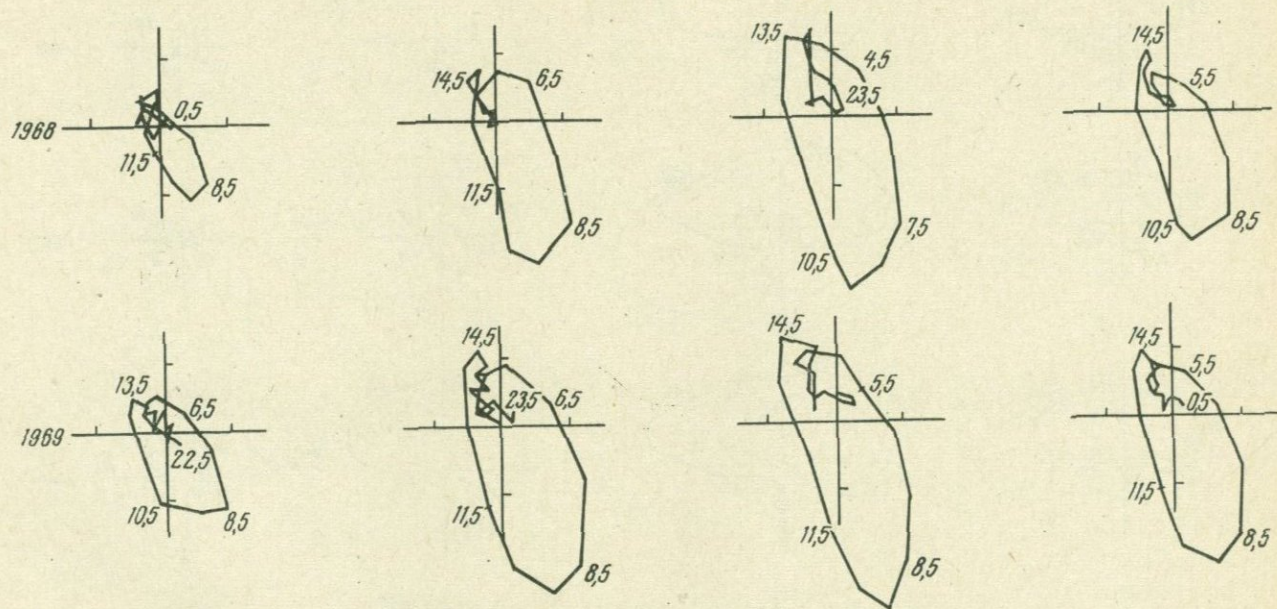
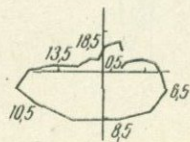
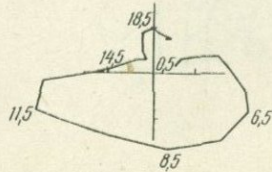
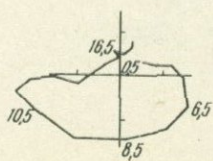
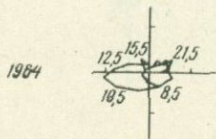
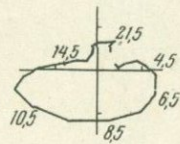
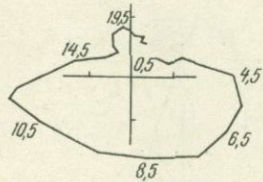
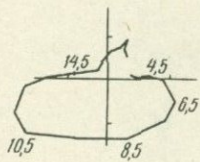
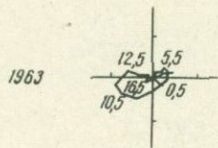
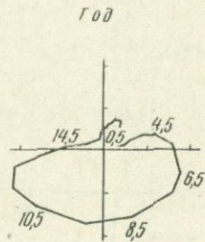
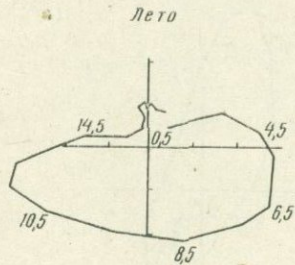
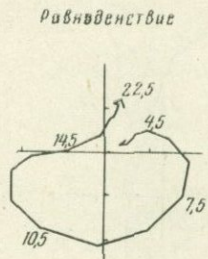
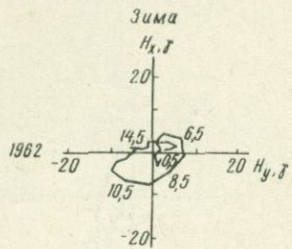
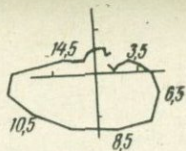
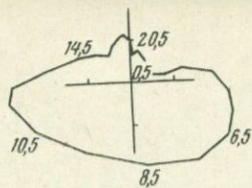
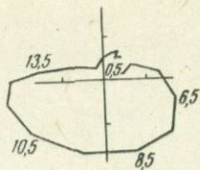
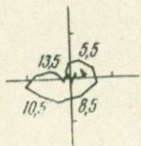


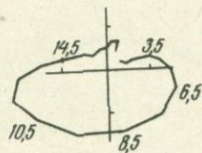
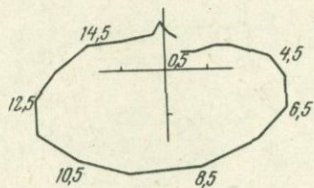
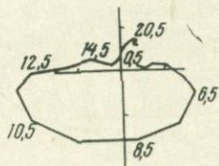
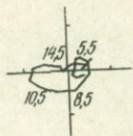
Рис. 15. Годографы суточных вариаций геоэлектрического поля



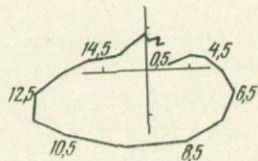
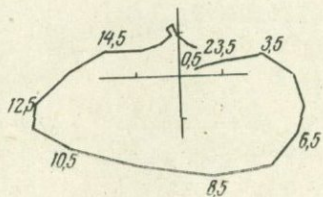
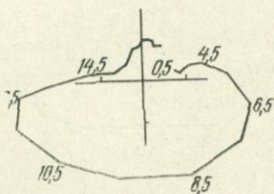
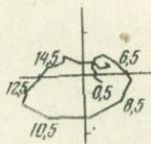
1965



1966



1967



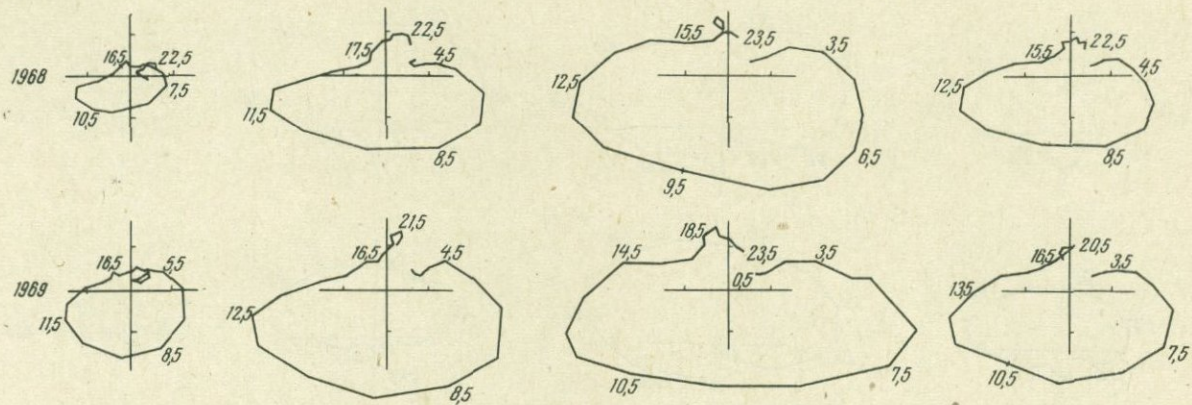


Рис. 16. Годографы суточных вариаций геомагнитного поля в горизонтальной плоскости

выше, чем для лета. Соотношения между вариациями вертикальной и горизонтальных составляющих магнитного поля (H_z/H_x и H_z/H_y) от зимы к лету меняются в среднем на 10%.

Поведение суточного хода электромагнитного поля удобно изучать с помощью годографов поля в форме, не зависящей от выбора направлений измерительных осей (рис. 15, 16). В течение утренних и дневных часов концы горизонтальных проекций векторов поля описывают замкнутые фигуры, приближающиеся к эллипсам.

Так как составляющие E_x и H_y в 1,5—2 раза больше составляющих E_y и H_x , то годографы электрического поля вытянуты в направлении, близком к меридиональному, а годографы магнитного поля, лежащие в горизонтальной плоскости, в направлении, близком к широтному. Ориентация главных осей годографов несколько меняется от сезона к сезону. В летний период она наиболее близка к меридиональной для поля E и к широтной для поля H . Главные оси годографов электрического и магнитного полей в течение всего года остаются примерно взаимноортогональными. Наибольшего значения вектор электрического поля достигает в 9—10 час, а вектор магнитного поля — в 11—12 час. Вращение векторов горизонтальных составляющих обоих полей происходит по часовой стрелке.

Площади годографов горизонтальных составляющих электрического и магнитного полей увеличиваются в весенние и летние месяцы, отражая сезонную зависимость в поведении векторов указанных составляющих. Наибольшую площадь годографы имеют в июне (за исключением аномальных лет), а наименьшую — в декабре (рис. 17). Как видно из рисунка, характерным для всех лет является быстрый рост площадей годографов как магнитного (S_H), так и электрического (S_E) полей к лету. Только для вектора электрического поля в 1963, 1964 и 1967 гг. максимальная площадь годографа вследствие аномалии наблюдалась в равноденствие. При построении графиков здесь и в дальнейшем площади годографов были вычислены в условных единицах.

Форма годографов магнитного поля, лежащих в вертикальных плоскостях xoz и yoz , также близка к эллипсам. Однако площади этих годографов значительно меньше площадей годографов магнитного поля, лежащих в горизонтальной плоскости. Главные оси годографов в плоскости xoz направлены вниз под углом примерно в 30—35° к оси ox , а в плоскости yoz под углом 12° к оси oy . Вращение векторов в плоскости yoz происходит по часовой стрелке, а в плоскости xoz — против часовой стрелки. Максимального значения вектор достигает в 10 час мирового времени в плоскости xoz и в 12 час мирового времени в плоскости yoz . В вертикальных плоскостях

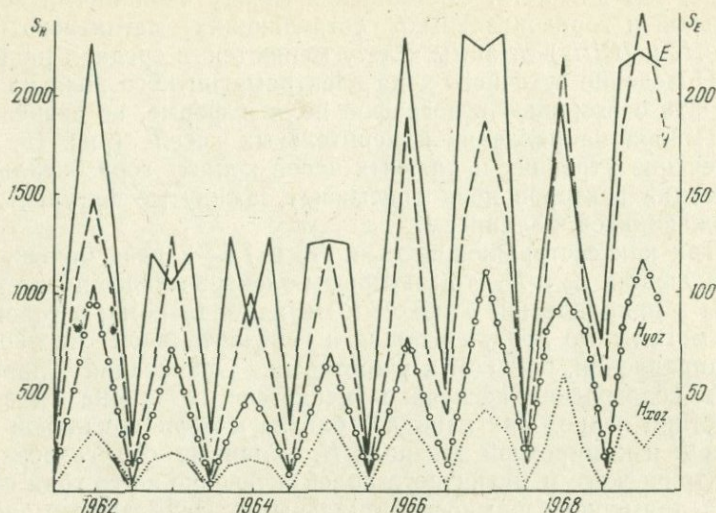


Рис. 17. Сезонный ход площади годографов геоэлектрического и геомагнитного полей за 1962—1969 гг.

годографы имеют также хорошо выраженную зависимость величины площади от сезона (см. рис. 17). В 1969 г. вследствие той же аномалии площадь годографа вектора H в плоскости hoz летом меньше, чем в равноденствие.

ИЗМЕНЕНИЕ СУТОЧНЫХ ВАРИАЦИЙ В ЦИКЛЕ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ

Интенсивность суточного хода S_q -вариаций определяется не только продолжительностью дня и высотой Солнца, но и общим уровнем солнечной активности. Период с 1962 по 1969 г. включает неполный цикл солнечной активности, тем не менее позволяет сделать некоторые выводы об особенностях поведения спокойных суточных вариаций в разные фазы солнечной деятельности. Отчетливее всего изменение суточных вариаций во времени прослеживается при рассмотрении сезонных и годовых суточных ходов (см. рис. 13, 14). Сопоставление среднегодовых кривых суточных вариаций показало, что ни общая форма суточного хода, ни положение экстремумов, вообще говоря, не меняются от года к году. Значительные изменения претерпевает в основном только интенсивность суточного хода (см. табл. 5). Наименьшая интенсивность у всех компонент поля наблюдалась в годы минимума солнеч-

Таблица 5

Среднегодовые амплитуды суточных вариаций элементов электромагнитного поля и соотношения между ними

Год	E_x	E_y	H_x	H_y	H_z	$\frac{E_x}{E_y}$	$\frac{H_y}{H_x}$	$\frac{H_z}{H_x}$	$\frac{H_z}{H_y}$
1962	10,7	5,3	23,8	39,4	9,3	2,00	1,65	0,49	0,38
1963	8,3	4,1	18,6	33,2	10,4	2,03	1,79	0,56	0,31
1964	8,5	4,3	17,9	34,5	8,7	1,98	1,93	0,49	0,25
1965	8,9	4,6	19,3	35,2	10,6	1,93	1,82	0,55	0,30
1966	9,5	5,1	21,5	37,7	11,7	1,86	1,75	0,54	0,31
1967	12,3	6,3	25,7	46,4	13,2	1,95	1,81	0,51	0,28
1968	11,0	5,5	24,9	45,3	14,2	2,00	1,81	0,57	0,31
1969	12,3	6,4	31,6	51,7	13,3	1,92	1,64	0,42	0,26

ной активности (1963—1964). С момента начала нового цикла солнечной активности интенсивность S_q -вариаций начинает расти. У всех горизонтальных составляющих амплитуды увеличивались вплоть до 1967 г., в 1968 г. они несколько уменьшились и затем снова возросли. Амплитуда составляющей H_z достигла своего максимума в 1968 г. По сравнению с годами минимума амплитуда суточного хода составляющей E_x увеличивается на 32%, E_y — на 36, H_x — на 43, H_y — на 36 и H_z — на 39%. Несмотря на столь существенное изменение интенсивности суточного хода, значения отношений между амплитудами хода отдельных компонент (см. табл. 5) за все эти годы меняются незначительно и носят характер случайного разброса величин, не обнаруживая какой-либо закономерности в своих изменениях.

Как и при переходе от сезона к сезону, годографы суточных вариаций из года в год сохраняют свою форму (см. рис. 15, 16). Ориентация главных осей годографов остается практически неизменной на протяжении всего рассмотренного периода. Сохраняется также примерная ортогональность главных осей годографов электрического и магнитного полей. Значительно меняются только длины главных осей и площади годографов. В табл. 6 приведены значения главных осей годографов вектора E в горизонтальной плоскости $хоу$ и вектора H в горизонтальной $хоу$ и вертикальных плоскостях $хоз$ и $уоз$ за период 1962—1969 гг. Данные таблицы иллюстрируют как сезонные изменения главных осей годографов, так и изменения их в зависимости от цикла солнечной активности.

Из рис. 18 видно, что площади годографов вектора E и вектора H уменьшаются, достигая минимума в год спокойного

Таблица 6

Изменение во времени величин главных осей годографов электромагнитного поля

Год	Зима								Равноденствие								Лето																			
	хоу				хоз				уоз				хоу				хоз				уоз				хоу				хоз				уоз			
	a _E	b _E	a _H	b _H	a _H	b _H	a _H	b _H	a _E	b _E	a _H	b _H	a _H	b _H	a _H	b _H	a _E	b _E	a _H	b _H	a _H	b _H	a _H	b _H	a _E	b _E	a _H	b _H	a _H	b _H	a _H	b _H				
1962	6,0	2,0	17,0	8,0	12,5	3,0	16,0	5,5	10,8	5,2	41,0	25,0	25,0	7,5	42,0	12,5	15,2	6,0	62,0	24,0	23,5	13,0	62,0	17,0	15,2	6,0	62,0	24,0	23,5	13,0	62,0	17,0				
1963	5,0	2,2	12,0	5,0	7,0	2,0	12,0	3,0	10,0	4,8	37,5	15,5	19,5	8,0	38,0	10,0	10,4	4,0	54,5	23,5	19,5	10,0	55,0	13,0	10,4	4,0	54,5	23,5	19,5	10,0	55,0	13,0				
1964	4,8	2,4	15,0	6,0	7,0	2,0	15,0	3,0	10,8	4,8	38,0	16,0	17,0	8,0	40,0	8,0	9,2	3,6	48,5	20,5	20,0	8,0	50,0	10,0	9,2	3,6	48,5	20,5	20,0	8,0	50,0	10,0				
1965	5,2	2,6	16,0	6,0	8,0	2,0	16,0	5,0	9,6	5,2	39,0	19,0	22,0	9,0	39,0	10,0	11,0	4,6	52,0	24,0	26,0	14,0	49,0	14,0	11,0	4,6	52,0	24,0	26,0	14,0	49,0	14,0				
1966	5,6	1,2	14,0	5,5	8,0	1,0	15,0	5,5	11,6	4,8	40,0	17,5	20,0	11,0	42,0	9,5	14,8	6,2	59,0	32,0	30,0	12,0	60,0	13,0	14,8	6,2	59,0	32,0	30,0	12,0	60,0	13,0				
1967	7,2	2,8	25,5	14,5	12,0	2,5	25,0	5,5	14,4	6,4	55,0	26,0	28,0	11,0	56,0	11,0	14,8	6,0	63,5	29,5	32,0	13,0	65,0	17,0	14,8	6,0	63,5	29,5	32,0	13,0	65,0	17,0				
1968	6,4	2,2	21,5	10,0	13,0	2,5	21,0	7,0	12,0	4,0	50,0	20,5	26,0	8,5	51,0	16,0	14,4	5,4	67,0	33,0	35,0	17,0	70,0	14,0	14,4	5,4	67,0	33,0	35,0	17,0	70,0	14,0				
1969	8,0	3,8	28,0	20,0	22,5	1,0	28,0	4,0	14,8	5,8	57,5	32,0	32,5	11,0	59,0	15,0	16,4	5,4	81,0	30,0	31,0	7,5	73,0	16,0	16,4	5,4	81,0	30,0	31,0	7,5	73,0	16,0				

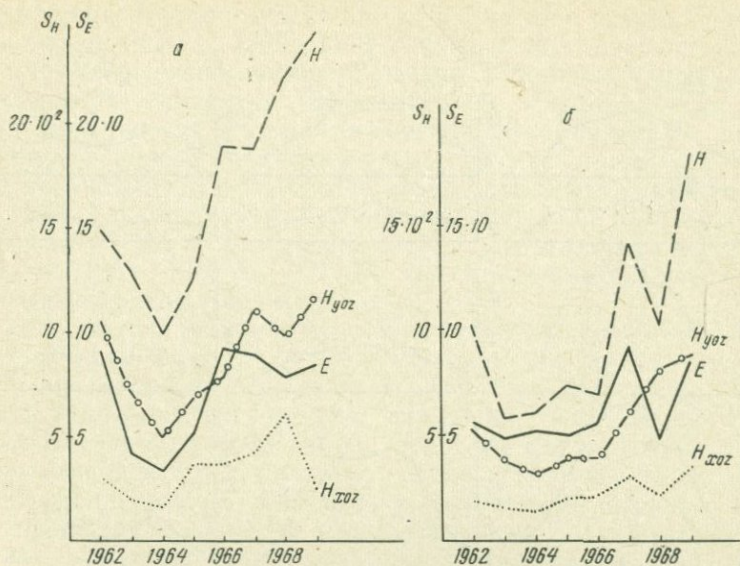


Рис. 18. Изменение площади годографов геоэлектрического и геомагнитного полей в цикле солнечной активности: а — лето, б — равноденствие

Солнца (1964). С ростом солнечной активности площади годографов увеличиваются, отражая зависимость суточных вариаций от одиннадцатилетнего цикла солнечной деятельности.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГАРМОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА СУТОЧНЫХ ВАРИАЦИЙ

Суточные вариации естественного электромагнитного поля являются сложными временными функциями, периодическая часть которых осложнена наложением других процессов. В связи с этим исследование суточных вариаций удобнее проводить, разложив их предварительно на более простые функции — гармоники. Гармоническому анализу были подвергнуты все невозможные дни каждого месяца за период с 1962 по 1968 г. Дальнейшее исследование суточных вариаций проводилось по трем первым гармоникам. Более высокие гармоники не рассматривались ввиду того, что амплитуды их лежат в основном в пределах погрешности наблюдений.

С целью установления закономерностей поведения S_q -вариаций, свободных от искажающего влияния иррегулярной части, было рассмотрено распределение амплитуд и фаз трех первых гармоник компонент S_q -вариаций в течение каждого

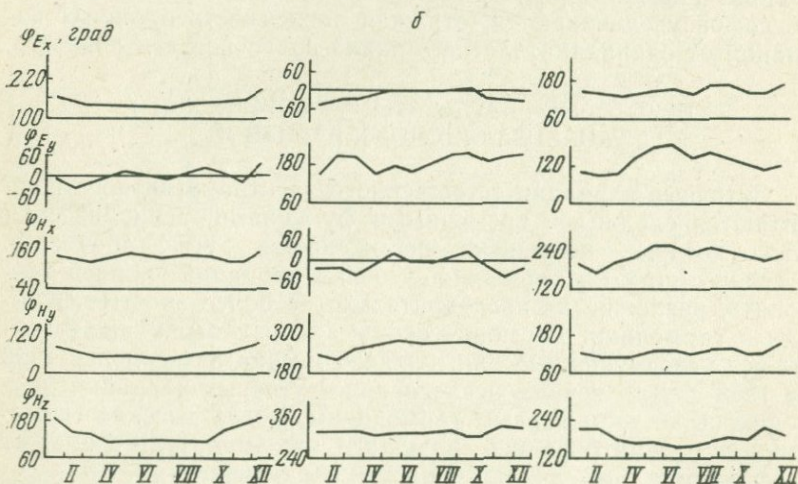
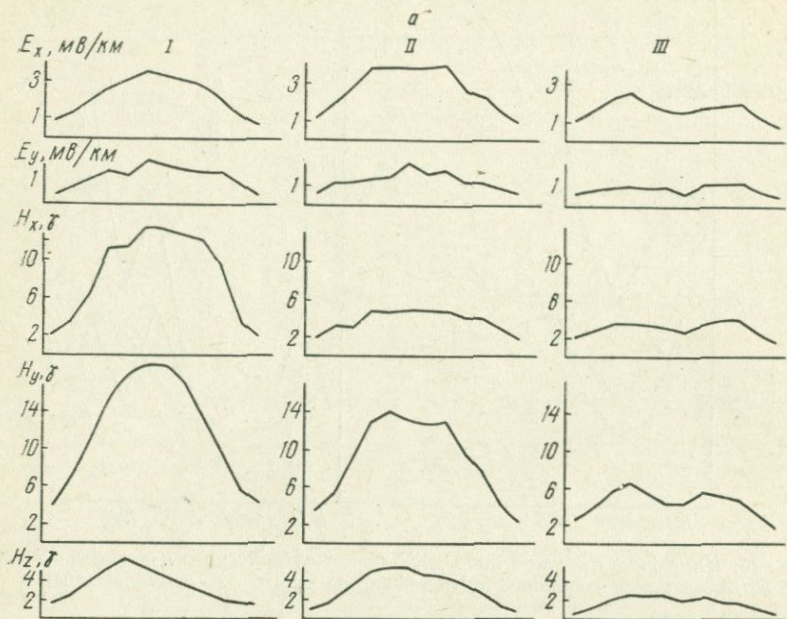


Рис. 19. Годовой ход амплитуд (а) и фаз (б) I, II, III гармоник S_q -вариаций, осредненный за 1962—1968 гг.

вошедшего в обработку года. В качестве примера на рис. 19 представлен годовой ход амплитуд и фаз трех первых гармоник, осредненный за 1962—1968 гг. Осреднение проводилось по пяти спокойным дням каждого месяца. Как видно из рисунка, наибольшую амплитуду (максимальный размах) годового хода имеет первая и вторая гармоники. У компонент H_x и H_y амплитуда первой гармоники всегда больше амплитуды второй, чего нельзя сказать относительно других компонент поля. Из табл. 7 видно, что отношение амплитуд второй гармоники к первой у H_x и H_y всегда меньше 1, у E_x — только в 1964 г., у E_y — в 1963—1966 гг., у H_z это отношение в отдельные годы превышает 1, но незначительно.

Годовой ход амплитуд гармоник имеет максимум и минимум, которые приходятся соответственно на лето и зиму у двух первых гармоник каждой из пяти компонент поля. Максимум годового хода третьей гармоники у всех компонент, кроме H_z , как бы раздваивается, сдвигаясь к весеннему и осеннему равноденствию (см. рис. 19, а). Наиболее отчетливо закон распределения амплитуд в течение года выражен для первой и второй гармоник и для компонент H_x , H_y и E_x . Характер изменения амплитуд гармоник не одинаков у различных компонент, но у взаимоортогональных компонент электрического и магнитного полей наблюдается не только близкое сходство в форме, но и примерная пропорциональность в их изменении.

На рис. 20 представлен годовой ход амплитуд двух первых гармоник, осредненный по пяти спокойным дням каждого месяца, в разные фазы цикла солнечной активности. В отдельные годы он имеет более изломанную форму кривой, чем среднегодовой ход за весь рассматриваемый период, поскольку осреднение делается по меньшему числу точек и возможность исключения иррегулярной части поля здесь меньше. Как видно

Таблица 7

Отношения амплитуд годового хода гармоник за 1962—1968 гг.

Год	II гармоника/I гармоника					III гармоника/I гармоника				
	E_x	E_y	H_x	H_y	H_z	E_x	E_y	H_x	H_y	H_z
1962	1,07	1,19	0,34	0,83	1,03	0,50	0,31	0,38	0,27	0,45
1963	1,00	0,44	0,35	0,74	0,97	0,47	0,52	0,15	0,26	0,35
1964	0,78	0,64	0,69	0,79	0,72	0,60	0,64	0,35	0,36	0,35
1965	1,14	0,80	0,35	0,77	0,77	0,69	0,40	0,28	0,34	0,45
1966	1,38	0,96	0,49	0,76	1,04	0,59	0,74	0,25	0,24	0,58
1967	1,05	1,05	0,36	0,78	0,97	0,69	0,52	0,22	0,41	0,45
1968	1,55	1,09	0,44	0,98	1,06	0,61	0,48	0,22	0,37	0,41

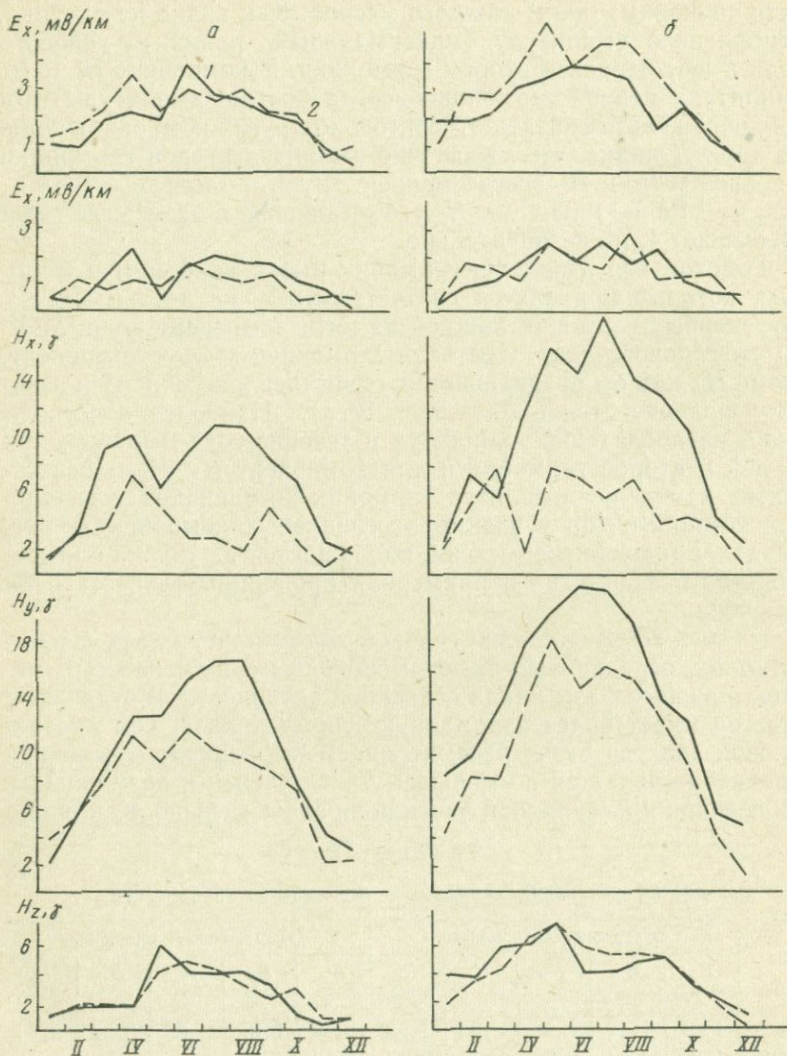


Рис. 20. Годовой ход амплитуд I (1) и II (2) гармоник S_q -вариаций в разные фазы цикла солнечной активности: а — 1964 г., б — 1968 г.

из рисунка, с ростом солнечной активности размах годового хода амплитуд первых гармоник у всех компонент поля увеличивается.

Интересно отметить, что отношение амплитуд второй гармоники к первой у компонент E_x , E_y и H_z изменяется с изменением цикла солнечной активности, достигая минимума в годы спокойного Солнца (см. табл. 7). Для H_x и H_y такой четкой циклической зависимости в изменении отношений амплитуд не наблюдается.

Наиболее отчетливо характер распределения фаз в течение года выражен для первой гармоники (см. рис. 19). Значения фазовых углов этой гармоники у всех компонент поля в течение года почти постоянны. Несколько меняются они в зимние месяцы, но в эти месяцы, как уже отмечалось, изменяется и суточный ход вариаций, принимая форму двойной волны. Постоянство фаз второй и третьей гармоник в течение года характерно только для компонент E_x , H_y и H_z . Значения фазовых углов этих гармоник у компонент E_y и H_z менее постоянны и выявить какую-либо закономерность их годового распределения трудно.

Наряду с амплитудами и фазами были рассмотрены параметры поляризации электрического и магнитного полей, определенные для первых гармоник S_q -вариаций. Анализ этих параметров показал, что ориентация и степень сжатия эллипсов обоих полей в течение года и от года к году меняются в небольших пределах. По данным 1962 г., Н. Н. Никифоровой (1968) было установлено, что для первой гармоники магнитного поля поляризация приближается к круговой, так как отношение главных осей эллипсов H_b/H_a более чем в 50% случаев составляет 0,5—1, а разность фаз между составляющими лежит в интервале 70—110°. Эллипсы второй гармоники вытянуты в большей степени. Для них отношение H_b/H_a в 89% случаев меньше 0,5. Разности фазовых углов меняются в области от 30 до 130°. В общем случае эллипсы электрического поля вытянуты значительно сильнее магнитных. Отношение E_b/E_a для первой гармоники более чем в 70% случаев меньше 0,5. Для второй гармоники в 83% случаев отношение осей меньше 0,3. Разность фаз для обеих гармоник в большинстве случаев лежит в области 120—160°. Из-за большого разброса фаз определения параметров поляризации третьей гармоники не вполне надёжны.

Направление вытянутости эллипсов электрического и магнитного полей также взаимосвязаны. Для ряда лет, относящихся к разным фазам цикла солнечной активности, была рассмотрена зависимость азимутов больших осей эллипсов электрического поля α_E от азимутов больших осей эллипсов

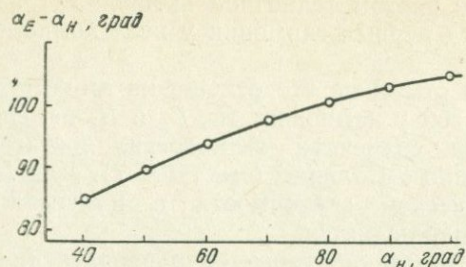


Рис. 21. Зависимость $\alpha_E - \alpha_H$ больших осей эллипсов магнитного и электрического полей от значений α_H

магнитного поля α_H . Распределение азимутов α_E в зависимости от α_H для первой и второй гармоник лежит в той же области ($-40 \div -10^\circ$), но для первой гармоники наблюдается большой разброс, объясняемый поляризацией магнитного поля, близкой к круговой, при которой направление осей эллипсов теряет свою определенность. На рис. 21 представлена зависимость разности азимутов больших осей $\alpha_E - \alpha_H$ от α_H . Как видно из рисунка, разность азимутальных углов растет при возрастании α_H . Для α_H , лежащих в области 50° , разность близка к 90° .

Таким образом, ориентация эллипсов электрического поля функционально связана с поведением эллипсов магнитного поля.

Исследования суточных вариаций электромагнитного поля в обсерватории Плещеницы позволили сделать следующие выводы. Форма суточного хода S_q -вариаций является типичной для средних широт северного полушария. Суточные вариации имеют хорошо выраженную сезонную зависимость. Эта зависимость проявляется в росте амплитуды суточного хода, главных осей и площади годографов, а также амплитуд первых гармоник S_q -вариаций от зимних к летним месяцам. Однако в отдельные годы наблюдается аномалия в сезонном ходе, отмеченная как для электрических, так и для магнитных компонент. Интенсивность S_q -вариаций изменяется год от года, отражая тем самым связь этих вариаций с 11-летним циклом солнечной активности.

На основе гармонического анализа суточных вариаций найден закон годового распределения амплитуд и фаз первых гармоник, установлено наличие функциональной связи между компонентами электрического и магнитного полей.

ОБЗОР МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛУБИННЫХ НЕДР ЗЕМЛИ С ПОМОЩЬЮ ВАРИАЦИЙ ЕСТЕСТВЕННОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

МЕТОД ГЕОМАГНИТНОЙ ИНДУКЦИИ

Первые попытки определения глубинных электрических характеристик Земли с помощью вариаций естественного электромагнитного поля относятся еще к концу предыдущего столетия. А. Шустер (Schuster, 1889) применил к суточным вариациям геомагнитного поля метод спектрального анализа Гаусса и разделил поле на части внешнего и внутреннего происхождения. Опираясь на теорию магнитной индукции, разработанную Х. Лэмбом (Lamb, 1883), он показал, что причиной внутреннего поля являются электрические токи, индуцированные в проводящей толще Земли вариациями внешнего поля. Рассматривая отношения амплитуд и разности фаз гармоник внешней и внутренней слагаемых поля, А. Шустер смог согласовать полученные экспериментальные результаты с ожидаемыми из теории, только введя предположение о разделении земного шара на проводящее «ядро» и внешнюю непроводящую оболочку (толщиной до 1000 км). Эта работа явилась началом нового направления исследований. По мере разветвления мировой сети геомагнитных обсерваторий накапливался материал наблюдений, распределенных более или менее равномерно по поверхности земного шара. Рядом авторов были произведены обработка и анализ записей различного типа вариаций геомагнитного поля (Charman, 1919; Hasegawa, 1936; Бенькова, 1941, 1953; Hasegawa, Ota, 1950; Price, Wilkins, 1963; Matsushita, Maeda, 1965). Развивалась теория электромагнитной индукции на однородном и неоднородном шаре для вариаций периодического и аperiodического характера (Charman, Price, 1930; Lahiri, Price, 1939; Charman, Bartels, 1940; Рикитаки, 1968). Эти работы послужили основой для расширения знаний о вариациях геомагнитного поля, характере их распределения, условий и причин возбуждения и пр. Одним из конечных результатов этих исследований явились оценки электрических параметров глубинного вещества

Земли, полученные из соотношений, связывающих значения амплитуд и фаз гармоник внешнего и внутреннего полей со значениями проводимости земных недр. Эти оценки были сделаны для различных моделей земного шара, в частности, состоящего из непроводящей внешней оболочки и однородного или неоднородного ядра, из двух слоев и ядра и т. д. Значения электропроводности ядра по данным различных авторов колеблются в широких пределах — от $3,7 \cdot 10^{-13}$ до $5,0 \cdot 10^{-11}$ СГСМ, толщина непроводящего слоя изменяется от 200 до 1000 км (см. Рикитаки, 1968; Ротанова, 1968). Большой разброс значений, полученных различными авторами, вызван в основном разнородностью исходного материала.

Дальнейшие исследования показали, что использование одних только сферически однородных моделей недостаточно. Некоторые особенности в поведении поля заставили предположить существование значительных изменений электрических свойств глубинного вещества не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлениях. Осреднение значений электрических параметров по всему земному шару не позволяло охарактеризовать горизонтальные неоднородности, которые могли быть исследованы только при получении данных по различным регионам. В связи с этим возникла потребность перейти от глобальных задач магнитной индукции к задачам на ограниченных участках Земли.

С этой целью рядом авторов (Калинин, 1952; Бобров, 1957, 1959; Ротанова, 1963а, 1966, 1967, 1968а, б и др.) были исследованы вопросы электромагнитной индукции в прямоугольных и цилиндрических координатах, разработана методика разделения полей на внешнюю и внутреннюю части на ограниченных участках площади, а также произведено определение глубинных электрических параметров для различных областей земного шара по данным групп обсерваторий и даже по отдельным обсерваториям. Новый метод определения электрических параметров не был свободен от неточностей, так как использование записей поля, полученных на ограниченных участках поверхности или в отдельных пунктах приводило к необходимости задания дополнительных достаточно произвольных условий, определяющих поведение поля за границами рассматриваемого участка. Разработанная методика была использована в дальнейшем при определении электрических параметров Земли в отдельных районах по данным S_q -вариаций и апериодических возмущений.

Определения значений электрических характеристик на больших глубинах, соответствующих центральной и нижней зонам земной мантии, затруднены вследствие сильного поглощения электромагнитных колебаний в проводящей земной толще. Для увеличения глубинности метода исследователи

стремились расширить диапазон периодов используемых вариаций. С этой целью были произведены обработка и анализ 13,5 и 27-дневных, полугодовых, годовых и 11-летних вариаций (Рикитаки, 1968; Eckhardt, 1963; Yukutake, 1965). Оценки проводимости нижней мантии были получены на основе изучения особенностей затухания вековых вариаций геомагнитного поля (Elsasser, 1950; Runcorn, 1955). Предположив, что источники вековых вариаций геомагнитного поля расположены внутри Земли на границе ядро—мантия, К. Л. Мак-Дональд (McDonald, 1955), а затем Т. Юкитаки (Yukutake, 1959) и другие исследователи получили распределение значений электропроводности внутри мантии.

МЕТОД ЧАСТОТНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Метод магнитной индукции, направленный в основном на изучение закономерностей возмущений геомагнитного поля и использующий при расчете распределения электропроводности только два соотношения между параметрами среды и поля, мог дать весьма ограниченную информацию об электрических свойствах земных недр. Более перспективным в этом отношении явился метод электромагнитного зондирования, предложенный А. Н. Тихоновым (1950), И. Като и Т. Кикуши (Kato, Kikuchi, 1950), Л. Каньяром (Cagniard, 1953). Как и для метода магнитной индукции, физическим основанием для зондирования явилось существование зависимостей между электромагнитным полем и электрическими свойствами среды, в которой это поле распространяется. В основу методики интерпретации были положены вытекающие из уравнений Максвелла частотные функциональные связи между компонентами естественного переменного электромагнитного поля и параметрами геоэлектрического разреза. Было теоретически показано, что при внесении некоторых дополнительных предположений о характере падающего поля и строения среды записи вариаций поля, выполненные только в одном пункте в определенном диапазоне периодов, могут оказаться достаточными для получения информации об электрических свойствах разреза в заданном интервале глубин.

В дальнейшем было предложено несколько модификаций метода частотного электромагнитного зондирования, отличающихся характером вводимых дополнительных предположений о структуре поля и среды, выбором используемых составляющих поля, а также методикой обработки вариаций. Во всех случаях предполагалось, что электрические характеристики среды не зависят от частоты поля и значение магнитной про-

нищаемости всюду совпадает с ее значением в вакууме. Всегда рассматривался случай квазистационарного поля.

В основу наиболее полно разработанной методики интерпретации результатов наблюдения положена задача о плоской, однородной $\left(\frac{\partial}{\partial x} = 0, \frac{\partial}{\partial y} = 0 \right)$, гармонической ($e^{-i\omega t}$) волне, распространяющейся вдоль нормали к границам раздела в горизонтально однородной слоистой среде, заполняющей нижнее полупространство. Согласно общепринятому в электроразведочных работах приему, в качестве основной характеристики разреза, используемой при интерпретации экспериментальных данных, принимается кажущееся сопротивление ρ_k , зависящее от распределения электропроводности среды и периода T распространяющихся в ней гармонических колебаний. Модуль комплексной величины ρ_k равен удельному сопротивлению некоторой однородной толщи, эквивалентной разрезу для вариаций данного периода. Аналитически ρ_k выражается в форме комплексной величины

$$\rho_k = 2TZ_n^2, \quad (1)$$

где Z_n — входной импеданс n -слойного разреза,

$$Z_n = -\frac{i\omega}{k_1} \operatorname{cth} \left\{ k_1 h_1 + \operatorname{arch} \left[\sqrt{\frac{\rho_2}{\rho_1}} \operatorname{cth} (k_2 h_2 + \dots + \operatorname{arch} \sqrt{\frac{\rho_{n-1}}{\rho_{n-2}}} \operatorname{cth} (k_{n-1} h_{n-1} + \operatorname{arch} \sqrt{\frac{\rho_n}{\rho_{n-1}}}) \dots) \right] \right\}, \quad (2)$$

где $k_m = \sqrt{-i\omega\mu_0/\rho_m}$ для слоя с номером m , ρ_m и h_m — соответственно удельное сопротивление и мощность m -го слоя, ρ_n — удельное сопротивление основания неограниченной мощности.

Согласно определению импеданса, Z_n равно отношению амплитуд вариаций взаимно ортогональных составляющих электрического $E_{x,y}$ и магнитного $H_{x,y}$ полей, наблюдаемых на поверхности среды:

$$Z_n = \pm \frac{E_{x,y}}{H_{x,y}}.$$

Это равенство определяет связь между параметрами разреза и данными наблюдений естественного переменного электромагнитного поля.

Функциональная зависимость между ρ_k и T

$$\rho_k = 0,2T \left| \frac{E_{x,y}}{H_{y,x}} \right|^2$$

изображается графически в виде кривой зондирования.

Согласно теореме о единственности решения (Тихонов, 1965), каждому горизонтально однородному слоистому разрезу соответствует одна и только одна кривая кажущегося сопротивления. Поэтому, отыскав среди набора теоретических кривых, отвечающих разрезам с известными значениями параметров, одну кривую, полностью (в достаточно широком диапазоне периодов) совмещающуюся с экспериментальной, можно определить параметры исследуемого разреза.

Методика интерпретации, основанная на решении задачи о плоской волне в горизонтально однородной среде, разработана достаточно полно. В настоящее время построены альбомы палеток теоретических кривых ρ_k , созданы программы расчета многослойных кривых на ЭВМ, решена задача автоматического поиска на ЭВМ значений параметров разреза, отвечающих заданной экспериментальной кривой, разработаны приемы упрощенной интерпретации данных по экстремальным точкам и асимптотам кривых ρ_k , изучены вопросы разрешающей способности метода. Вслед за А. Н. Тихоновым этим вопросом в Советском Союзе занимались М. Н. Бердичевский, Л. Л. Ваньян, Н. П. Владимиров, В. И. Дмитриев, А. А. Ковтун, М. В. Калмыков, Н. В. Липская, Л. Н. Порохова, И. И. Рокитянский, Д. Н. Четаев, Д. Н. Шахсуваров, М. М. Шейман и др.

Однако, как показал опыт исследований, область применения разработанной методики оказалась весьма ограниченной. Было установлено, что представление о плоской волне в горизонтально однородной среде не отвечает в достаточной мере реальным условиям. Отчетливо выраженная зависимость поведения кривых от направления измерительных линий в пункте наблюдения, фактическое отсутствие ортогональности между векторами \vec{E} и \vec{H} наблюдаемого поля, разброс значений импеданса при неизменном значении периода T необъяснимы с позиций принятой модели. Причину этих явлений следует искать в сложных условиях эксперимента, значительно отличающихся от идеализированных предположений, лежащих в основе задачи, а именно в более сложной, чем принято в теории, форме зависимости проводимости от глубины, в анизотропии электрических свойств подстилающей толщи или нарушении их горизонтальной однородности, в сложной структуре падающего поля, влиянии сферичности Земли и т. п. Тем не менее разработанная теория простейшей задачи до сих пор не потеряла своего значения и используется в качестве основы для интерпретации экспериментального материала, однако получаемые при этом результаты не всегда являются точными и однозначными. Для оценки их достоверности необходимо учитывать возможность искажения исходных данных сложной обстановкой эксперимента. В настоящее время усо-

вершенствование методики интерпретации направлено по пути решения задач распространения поля в подстилающей среде в условиях, более полно отражающих действительность.

Оценки влияния неоднородностей падающего поля были выполнены уже в первые годы возникновения метода (Тихонов, Липская, 1952; Wait, 1954). Развернутая теория распространения неоднородного поля в горизонтально однородной среде была рассмотрена А. Т. Прайсом (Price, 1962). Полагая, что индуцированные в проводящей среде токи параллельны ее плоской поверхности ($i_z=0$, $e_z=0$), А. Т. Прайс показал, что общее решение уравнений Максвелла, отвечающее индуцирующему магнитному полю произвольного распределения, может быть выражено в форме разложения на элементарные поля вида:

$$\bar{E} = e^{i\omega t} Z(z) \left\{ \frac{\partial P}{\partial y}, \frac{\partial P}{\partial x}, 0 \right\}, \quad (3)$$

$$\bar{H} = - \frac{e^{i\omega t}}{i\omega} \left\{ \frac{\partial Z}{\partial z} \frac{\partial P}{\partial x}, \frac{\partial Z}{\partial z} \frac{\partial P}{\partial y}, v^2 Z P \right\},$$

где v — постоянная, а $Z(z)$ и $P(x, y)$ — функции декартовых координат точки, удовлетворяющие уравнениям:

$$\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial y^2} + v^2 P = 0, \quad (4)$$

$$\frac{\partial^2 Z}{\partial z^2} = \{v^2 + 4\pi i \omega \sigma(z)\} Z. \quad (5)$$

При этом ось z направлена вертикально вниз. В воздухе ($\sigma=0$)

$$Z = Ae^{-vz} + Be^{vz},$$

где первое слагаемое представляет индуцирующее поле, распространяющееся вниз, второе — поле, распространяющееся вверх. В общем случае функция $P \sim e^{i\alpha x} e^{i\beta y}$, где $v^2 = \alpha^2 + \beta^2$. Все величины у А. Т. Прайса выражены в системе CGSM.

Величина, обратная параметру v , является мерой линейного масштаба изменения источника поля в горизонтальном направлении. Например, для поля вида $Ae^{-vz} \cos vx$ величины v и $\lambda = \frac{2\pi}{v}$ равны соответственно волновому числу и длине волны пространственной вариации внешнего поля. В однородном поле $v=0$.

Из (3) следует, что векторы \bar{E} и \bar{H} частных выражений поля взаимно ортогональны, а импеданс, равный отношению их

разноименных компонент $\frac{E_x}{H_y} = -\frac{E_y}{H_x} = -i\omega z(0) / \left(\frac{\partial Z}{\partial z} \right)_0$,
зависит от параметра v .

Выражение поля произвольного источника может быть получено путем интегрирования элементарных решений по v . В общем случае векторы такого поля \vec{E} и \vec{H} не будут ортогональны. В случае изотропной, горизонтально однородной подстилающей среды угол между векторами \vec{E} и \vec{H} будет целиком определяться характером индуцирующего поля. Согласно сказанному, наблюдаемые в естественных условиях отклонения от ортогональности векторов \vec{E} и \vec{H} нельзя а priori объяснять только свойствами подстилающей земной толщи.

Выполненными расчетами значений поля для модели Земли, состоящей из проводящего слоя, лежащего на основании — изоляторе, А. Т. Прайс обнаружил существенные нарушения связей между значениями отношения $E_x/\omega H_y$ и толщиной верхнего слоя в области малых значений λ . Тем самым было показано, что временные вариации полей, обладающие локальным пространственным распределением, не могут быть использованы в целях зондирования.

С. П. Сривастава (Srivastava, 1965), опираясь на исследования А. Т. Прайса, нашел выражение импеданса для n -слойной горизонтально однородной среды в форме, аналогичной выражению импеданса, полученному для случая однородного поля:

$$Z_n(0) = \frac{i\omega}{\Theta_1} \operatorname{cth} \left\{ \Theta_1 h_1 + \operatorname{arch} \left[\frac{\Theta_1}{\Theta_2} \operatorname{cth} \left(\Theta_2 h_2 + \dots + \operatorname{arch} \frac{\Theta_{n-1}}{\Theta_n} \right) \right] \dots \right\}. \quad (6)$$

Здесь роль выражения $k_m^2 = -i\mu_0\omega/\rho_m$ играет величина $\Theta_m^2 = v^2 + 4\pi i\omega\sigma_m$, стремящаяся к k_m^2 при малых v . (Различие в знаках и обозначениях в k^2 и Θ^2 вызвано выбором систем единиц и знаков в показателе множителя $e^{\pm i\omega t}$). Отметим, что выражение импеданса может быть получено без использования составляющих электрического поля с помощью компонент только магнитного поля (Srivastava, 1965; Whitham, 1963):

$$\frac{H_z}{H_x} = \left\{ \frac{P}{\partial P / \partial x} \right\} \frac{v^2}{\Theta_1} \operatorname{cth} \left[\Theta_1 h_1 + \operatorname{arch} \left[\frac{\Theta_1}{\Theta_2} \operatorname{cth} \left(\Theta_2 h_2 + \dots + \operatorname{arch} \frac{\Theta_{n-1}}{\Theta_n} \right) \right] \dots \right], \quad (7)$$

$$\text{откуда } Z_n(0) = \frac{i\omega}{v^2} \cdot \frac{1}{P} \cdot \frac{\partial P}{\partial x} \cdot \frac{H_z}{H_x} \quad \text{или при } \frac{1}{P} \cdot \frac{\partial P}{\partial x} = \\ = \text{const} \quad Z_n(0) = \frac{i\omega}{v^2} \cdot \frac{H_z}{H_x} = \text{const.}$$

Расчеты показали, что в достаточно широкой полосе периодов кривые, построенные для неоднородного поля (Srivastava, 1967), полностью совпадают с соответствующими кривыми задачи с однородным полем и расходятся с ними только при больших значениях периода T , для которых $v \gg 4\pi\omega\sigma_m$. Согласно оценке А. Т. Прайса, отвечающие реальным условиям значения v меняются в интервале $1,57 \cdot 10^{-9} - 1,57 \cdot 10^{-7} \text{ см}^{-1}$. Принимая эти оценки, можно прийти к выводу о том, что учет структуры источника становится практически необходимым только при глубинных зондированиях, использующих вариации длинных периодов.

Более детальные представления о характере падающего на поверхность Земли поля приведены в работах ряда авторов (Четаев, 1960, 1970; Четаев, Юдович, 1970; Савин, 1970, 1971; Альтгаузен, 1971). Основой для них послужили общие исследования закономерностей распространения электромагнитного поля в неоднородных анизотропных средах (Тихонов, 1959; Четаев, 1967, 1971; Альтгаузен, 1970). Рассматривая поле, пронизывающее слоистую, анизотропную, косо подмагниченную среду, представляющую модель магнитосферы, авторы показали, что достигающий земной поверхности сигнал имеет форму неоднородной эллиптически поляризованной волны. В общем случае эта волна обладает шестью отличными от нуля компонентами и распространяется с конечной фазовой скоростью вдоль поверхности Земли. Сложность структуры падающей волны может явиться достаточной причиной для появления наблюдаемых особенностей поля, необъяснимых с точки зрения простейшей теории (нарушения ортогональности векторов и пр.).

Длительная дискуссия возникла в последнее время по вопросу о возможном влиянии на результаты магнитотеллурического зондирования тороидальной части поля (Липская, 1969; Дмитриев, 1970; Бердичевский, Ваньян, Дмитриев, 1971). Экспериментальные наблюдения вертикальной составляющей электрического поля показали, что ее интенсивность может быть значительно выше, чем предполагалось ранее (Jones, Geldart, 1967). Последнее заключение должно быть проверено дальнейшими исследованиями.

Еще большее внимание геофизиков привлекло изучение искажающего электромагнитное поле влияния горизонтальных неоднородностей подстилающей толщи. Этим вопросам посвящены многочисленные работы советских и зарубежных

исследователей (Тихонов и Дмитриев, 1969; Бердичевский, 1968; Давыдов, 1968; Дмитриев, 1967, 1970; Обухов, 1965; Кауфман, Табаровский, 1970; Ковтун, 1964; Ковтун и Коган, 1971; Kunitz, 1957; Mann, 1964, 1967; Rankin, 1961, 1969, 1970). Выполнено также лабораторное моделирование (Брюнелли и др., 1969; Ковтун и др., 1970). Указанными авторами наиболее полно исследовано влияние на результаты зондирования двумерных структур: клина, вала, сброса, двумерных произвольных изгибов поверхности основания, пологих структур и т. п. Рассмотрены задачи с меняющимися в заданном направлении сопротивлением верхнего или промежуточного слоя. Величина искажения, вносимого структурой, зависит от направления поляризации поля. Вследствие этого во всех названных исследованиях рассматриваются случаи поляризации поля с вектором \vec{E} , направленным вдоль и вкрест оси вытянутой неоднородности. Исследования искажений, вносимых горизонтальными неоднородностями трехмерного типа, представляют большие трудности. Они выполнены только для ограниченного числа моделей в основном методом лабораторного моделирования.

Во всех названных исследованиях, за исключением работы Дж. Манна (Mann, 1967), падающее поле имело форму плоской, однородной волны.

Результаты работ позволили выявить характер искажений формы и положения кривых зондирования и рекомендовать приемы их правильной интерпретации. Была также разработана новая методика обработки исходных данных, учитывающая наличие тензорных связей между компонентами поля, распространяющегося в анизотропных средах или в средах с горизонтальными неоднородностями (Бердичевский, 1968).

Следует также указать, что интерпретация кривых магнитотеллурических зондирований (МТЗ), разработанная для модели слоистой Земли, не является единственно возможной. Отчетливо выраженные границы раздела сред с резкими изменениями состава и физических свойств вещества присущи, вероятно, только сравнительно неглубоким зонам земных недр. Предположение о существовании слоистой структуры на больших глубинах следует принимать только в качестве первого приближения. Становясь на эту точку зрения, можно допустить, что, начиная с некоторой глубины, электропроводность среды меняется непрерывно, но по достаточно сложному закону.

Аппроксимация хода проводимости с помощью степенных и показательных функций глубины использовалась при разработке теории геомагнитной индукции на шаре и в исследованиях распределения электрических свойств глубинного веще-

ства по данным геомагнитных вариаций (Lahiri, Price, 1939; Бобров, 1957, 1959 и др.). Выражение проводимости в виде степенной функции глубины $\sigma(z) = \sigma_0(1+z/a)^{-p}$ было впервые введено в одной из ранних работ И. Като и Т. Кикуши (Kato, Kikuchi, 1950). Несколько позднее выражение импеданса для аналогичной среды, но перекрытой слоем постоянного сопротивления, было найдено Л. Босси (Bossy, Vuyst, 1959). Однако в первые годы большого распространения эта модель не получила.

Интерес к магнитотеллурическим исследованиям в среде с непрерывно меняющейся электропроводностью начал возрождаться лишь в самые последние годы в связи с широким распространением глубинных зондирований и повышением требований к точности интерпретации экспериментальных данных.

Л. Л. Ваньян и Н. А. Заболотная (1968), задаваясь различными вариантами плавного хода изменения удельного сопротивления вещества с глубиной, рассчитали и построили отвечающие им кривые кажущегося сопротивления и показали, что интерпретация этих кривых с помощью приемов, разработанных для слоистых сред, может привести к значительным неточностям, особенно при оценке параметров средней части разреза. Определенные авторами глубины подстилающей проводящей зоны верхней мантии для большинства вариантов среды достаточно близко совпали с заданными значениями глубин зоны резкого понижения сопротивления.

Форма зависимости проводимости от глубины выбиралась авторами весьма условно. На малых глубинах (до 100 км) исходными данными служили кривые распределения температур (Lubimova, Feldman, 1970) и лабораторные определения электрических констант горных пород при высоких температурах (Бондаренко, 1966). На глубинах 1000 и 2900 км были приняты оценки проводимости, предложенные В. Н. Жарковым (1966) и К. Л. Мак-Дональдом (McDonald, 1955). В промежуточной зоне значения сопротивления интерполировались тремя различными способами: по закону плавного падения ρ , с замедленным падением ρ в интервале глубин 400—700 км и с введением дополнительных минимума и максимума на глубинах соответственно в 100—200 и 300—400 км. Рассматривались четыре типа разрезов земной коры — щиты, платформы, молодые складчатые зоны, океаны для вариантов дунитового, перидотитового и эклогитового составов подкорового вещества. Рассчитанные для щитов и платформ кривые ρ_T представлены на рис. 22. Подбором параметров хода кривых удельного сопротивления в зоне промежуточных глубин можно получить кривые ρ_K , достаточно хорошо согласующиеся с экспериментальными, построенными для ряда районов.

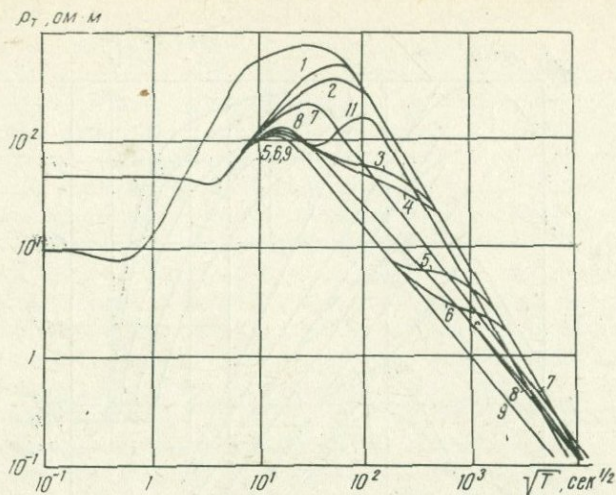


Рис. 22. Кривые глубинного магнитотеллурического зондирования над платформами (Ваньян, Заболотная, 1968): 7, 8, 9 соответствуют плавному ходу ρ в области глубин, больших 30 км; 2, 4, 6 — замедленному падению ρ в области глубин 400—700 км; 1, 3, 5 — присутствию минимума ρ на глубине 100—200 км, где температура приближается к точке плавления. Кривые 1, 2, 7 отвечают дунитовому; 3, 4, 8 — перидотитовому и 5, 6, 9 — эклогитовому составу мантии

Более строгий учет современных экспериментальных данных при исследовании форм зависимости проводимости от глубины был проведен в работе Любимовой и Фельдмана (Lubimova, Feldman, 1970). Авторами была построена детальная картина распределения электропроводности в интервале глубин 0—700 км для различных типов разрезов земной коры. В основу расчетов были положены данные о температурных зависимостях, петрографическом составе верхней мантии, результаты лабораторных исследований физических свойств горных пород и породообразующих минералов в условиях высоких температур, достигающих 1500—2000 °С. Кривые кажущихся сопротивлений, отвечающие найденным распределениям проводимости глубинного вещества, представлены на рис. 23. В работе указывается на расхождения между значениями сопротивлений, определенными геотермическим и электромагнитным методами. Причина этих расхождений еще неизвестна и является предметом дальнейших исследований.

В настоящее время М. Н. Бердичевским, В. И. Дмитриевым и другими исследователями разрабатываются основы методики обработки и интерпретации материалов магнитотеллурических наблюдений для моделей сред с плавно меняющимися значениями электропроводности.

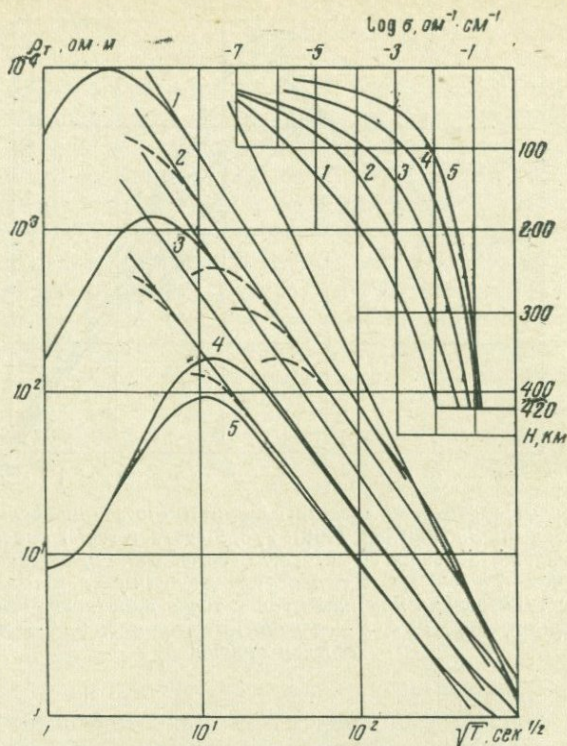


Рис. 23. Теоретические кривые геомагнитного глубинного зондирования и кривые соответствующего распределения электропроводности: 1 — докембрийские щиты и древние платформы, 2 — палеозойские платформы, 3 — тектонические активные районы, 4 — области горообразовательных процессов, 5 — геосинклинали, островные дуги, рифтовые зоны. Штрихами показаны кривые, рассчитанные для тех же разрезов, но для разных значений продольной проводимости осадочной толщи

Глубинные зондирования требуют также привлечения вариаций больших периодов с длиной волны, соизмеримой с земным радиусом. В этих задачах пренебрежение кривизной Земли становится недопустимым. Поэтому ряд исследований был посвящен вопросам частотных электромагнитных зондирований на неоднородной слоистой земле, представленной в форме шара (Scholte, Veldkamp, 1955; Липская, 1969; Srivastava, 1966; Файнберг, 1968; Гохберг, 1969; Сочельников, 1968, 1970, 1971). При такой постановке задачи вполне естественным оказалось рассмотрение неоднородного поля с интенсивностью, произвольно распределенной на земной поверхности, представленной в форме разложения по сферическим гармоникам. Исследования показали, что теоретические кри-

вые зондирования, рассчитанные для моделей Земли с плоскими и со сферическими границами, практически совпадают в широком диапазоне периодов. Это подтверждает возможность использования результатов, полученных для «плоской» Земли, при решении достаточно широкого круга задач магнитотеллурических исследований. Влияние сферичности на ход кривых зондирования оказалось существенным только в области очень больших периодов, превышающих для большинства разрезов период суточных вариаций.

Как уже отмечалось выше, достаточно хорошая изученность глобального распределения интенсивности переменного геомагнитного поля сделала возможным разложение его по сферическим гармоникам на поверхности земного шара. Однако этот метод оказался непригодным для анализа электрического поля. Зависимость поля от местных геоэлектрических условий в верхних частях разрезов затушевывает закономерности его глобального распределения и препятствует представлению его в форме разложения по сферическим гармоникам на поверхности Земли. Исключением являются, возможно, только суточные S_q -вариации электрического поля, поведение которых остается в первом приближении неизменным вдоль заданной широты и может быть аппроксимировано с некоторыми допущениями гармоническим рядом. Возможность использования сферических гармоник S_q -вариаций при глубинных магнитотеллурических зондированиях рассмотрена в работе Н. Н. Никифоровой (1968).

На примере выражения (7) было показано, что значение импеданса, а следовательно, и кажущегося сопротивления, может быть вычислено без привлечения вариаций составляющих электрического поля—путем сопоставления вертикальной и горизонтальной составляющих только геомагнитного поля. Такая модификация частотного электромагнитного зондирования была названа магнитовариационным зондированием (Ваньян, Харин, 1963; Canes, Cannon, Liwingstone, 1967; Гохберг, 1969; Рокитянский, 1969).

Пути применения пространственных гармоник геомагнитного поля в целях частотного зондирования были рассмотрены М. Н. Бердичевским, Л. Л. Ваньяном, Э. Б. Файнбергом (1969). Численные значения результатов разложения S_q , D_{st} и 27-дневных вариаций геомагнитного поля для построения правой части кривой зондирования в полосе периодов 10^5 — 10^7 сек использованы в работе М. Н. Бердичевского, Л. Л. Ваньяна и др. (1970). Вычисленные значения ρ_k хорошо легли на теоретическую кривую для трехслойной сферы с параметрами $\rho_i = 1, 500$ и 3 ом·м; $h_i = 2$ и 550 км при $i = 1, 2, 3$.

Наряду с вариациями поля, обладающими четко выраженным периодическим характером, к анализу были привлечены

также аperiodические возмущения поля глобального распространения; М. Б. Гохбергом (1966, 1969) в целях зондирования была предложена идея использования геомагнитных возмущений типа бурь с внезапным началом S_c . Практически однородное в окрестности земного шара магнитное поле S_c -вариаций было аппроксимировано им с помощью «ступенчатой» функции, обладающей богатым набором частот, достаточным для построения кривой глубинного зондирования. Разложение временной функции возмущения выполнялось с помощью преобразования Лапласа, использующего при расчетах четко выраженную начальную стадию процесса и практически исключаяющего из рассмотрения его осложненную конечную часть.

В случаях, когда сферичность Земли можно пренебречь, кажущееся удельное сопротивление вычисляется по формуле

$$\rho_p = \frac{\mu_0 a^2}{4 \operatorname{tg}^2 \varphi} p \left[\frac{Z(p)}{H(p)} \right]^2, \quad (8)$$

$$Z(p) = \int_0^{\infty} Z(t) e^{-pt} dt; \quad H(p) = \int_0^{\infty} H(t) e^{-pt} dt, \quad (9)$$

p — действительное переменное в преобразовании Лапласа, имеющее размерность частоты, φ — широта пункта наблюдения, a — радиус Земли, $\mu_0 = 4 \cdot 10^{-7}$ гн/м. При $p \rightarrow 0$ глубина кровли проводящего основания определяется по упрощенной формуле

$$h = \frac{a}{2 \operatorname{tg} \varphi} \cdot \frac{\Delta Z}{\Delta H},$$

где ΔZ , ΔH — амплитуды установившейся части процесса.

Предложенная методика использования магнитных возмущений для магнитовариационного зондирования была развита и усовершенствована другими авторами. В частности, анализ возмущений типа внезапных начал (S_c) и внезапных импульсов (S_i) при построении кривых зондирования был применен в Туркмении (Дубровский, Файнберг, 1968; Файнберг, 1969). Однако, как было показано И. И. Рокитянским и И. И. Логвиновым (1969), результаты магнитовариационных зондирований по указанной методике не всегда дают хорошую сходимость, так как представление об однородности поля внезапных начал магнитных бурь не отвечает действительности.

Несколько иная, более упрощенная методика использования бухтообразных геомагнитных вариаций была предложена Л. Л. Ваньяном и Е. П. Хариным (1963, 1969). Полагая, что источником этих вариаций является линейный ток, текущий на высоте 150 км над Землей (на широте 70°), авторы нашли выражения для компонент магнитного поля в дальней зоне на

расстоянии 1500—2000 км от источника для двухслойной модели Земли:

$$H_z = \frac{\partial A_x}{\partial y} = -\frac{4}{y^3} \left(h_z + \frac{1}{k^2} + \frac{h+z}{k} \right),$$

$$H_y = \frac{\partial A_x}{\partial z} = \frac{2}{y^2} \left(h + \frac{1}{k} \right),$$

где k — волновое число в проводящем слое, z — мощность непроводящего слоя, h — расстояние от источника до проводящего слоя, y — расстояние от источника до пункта наблюдения. Из выражений следует, что на значительном удалении от источника горизонтальная компонента магнитного поля убывает обратно пропорционально квадрату, а вертикальная — обратно пропорционально кубу расстояния от источника. Пользуясь отношением H_z к H_y , легко получить выражение для кажущегося удельного сопротивления: $\rho_T = \frac{2}{T} \left(y \frac{H_z}{H_y} \right)^2$.

Существенным недостатком предложенной методики является необходимость точного определения расстояния между пунктом наблюдения и источником поля, что на практике неосуществимо. Это обстоятельство вызывает появление погрешностей в результатах зондирования и приводит к произволу в выборе условий эксперимента.

Рассмотренная методика была использована при проведении глубинных магнитовариационных зондирований на юге Сибирской платформы и в Забайкалье (Ваньян, Харин, 1967). Было показано, что глубина залегания проводящего слоя верхней мантии в этих двух районах неодинакова и составляет для первого 180 км, а для второго 80 км. Это различие объяснялось местным разогревом вещества верхней мантии на несколько сотен градусов к юго-востоку от озера Байкал.

Широко распространен, главным образом в работах зарубежных авторов, чисто качественный метод использования вариаций геомагнитного поля при поисках зон аномального распределения электропроводности. Физическим основанием метода служит существование связей между неоднородностями проводимости в Земле и неравномерным распределением плотности земных токов. Избыточные токи, сосредотачиваясь в зонах пониженного сопротивления, создают дополнительное магнитное поле, искажающее нормальное поле. Наибольшим искажениям подвержена вертикальная составляющая H_z . С помощью простейших закономерностей электромагнитного поля легко устанавливаются линейные соотношения: $H_z = kH_\theta$, $H_z = k(H_x \cos \theta + H_y \sin \theta)$. Угол θ указывает направление одной из осей неоднородности среды относительно системы координат x, y . Основные расчеты, связанные с раз-

работкой метода, проводились Х. Визе (Wiese, 1965), У. Шмуккером (Schmucker, 1964) и В. Паркинсоном (Parkinson, 1959). Вычисление аномальных эффектов для тел различной формы было выполнено И. И. Рокитянским, В. Н. Шуманом (1970), В. Н. Шуманом (1971) и др.

Поиски аномальных зон с помощью анализа геомагнитных вариаций производились во многих районах земного шара — в Японии (Rikitake, Labu, Jamakawa, 1962; Rikitake, 1964), ФРГ и ГДР (Wiese, 1965 и др.), Италии (Simeon, Sposito, 1964) и Австралии (Parkinson, 1962). Наиболее систематические детальные исследования на профилях и площадях были выполнены в Канаде и США (Schmucker, 1964; Whitham, 1964; Canes, Cannon, 1965; Canes и др., 1967; Reitzel и др., 1970; Rogath и др., 1970; Eamfied и др., 1970). В Советском Союзе аналогичные исследования проводились в Сибири (Ваньян, Харин, 1969; Фотиади, Ваньян, Харин, 1965), на Дальнем Востоке (Ваньян, Мардерфельд, Туезов, 1968), на Украине (Рокитянский, Логвинов, Лугинина, 1969).

Подводя итоги обзору методов вариаций естественного электромагнитного поля, отметим следующее. Широкий спектр вариаций поля, регистрируемого на земной поверхности, несет обширный объем информации о физических характеристиках вещества на глубинах, доступных проникновению этих вариаций. Большая часть содержащейся в записях поля информации пока еще не используется и не расшифровывается из-за несовершенства существующих методов интерпретации. Пока ни один из развиваемых методов естественного поля не является окончательно разработанным и возможности его дальнейшего развития еще далеко не исчерпаны. По-видимому, наиболее целесообразно применять комплекс различных модификаций методов, широко привлекая при интерпретации данные других геофизических и геологических методов.

Как видно из обзора, реальные условия распространения естественного поля далеки от идеализированных представлений, положенных в основу разрабатываемых теоретических задач. Основные усилия последних лет направлены на изучение искажающего воздействия факторов, не учитываемых в первоначальных вариантах теории. К ним относятся прежде всего учет горизонтальных неоднородностей распределения электрических свойств земных недр, сложность структуры падающего поля, ошибки, связанные с несовершенством методики регистрации и обработки исходных данных и др. Детальное изучение влияния каждого из перечисленных факторов в отдельности и оценка их искажающего воздействия в комплексе смогут значительно облегчить решение задач экспериментальных исследований.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ
ЕСТЕСТВЕННОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ
НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССИИ

Рассмотрим поведение естественного переменного электромагнитного поля Земли на территории Белорусского кристаллического массива и Припятской впадины, геологическое строение которых достаточно полно изучено комплексом геофизических методов и бурением.

Исследование закономерностей поведения поля проводилось с целью получения представления о характере распределения первичного поля на поверхности изучаемого района и оценки степени его однородности, выявления характерных особенностей в поведении наблюдаемого на поверхности суммарного поля, вызванных присутствием локальных и региональных неоднородностей проводимости в подстилающей среде, разработки критериев, позволяющих на основе установленных особенностей поведения поля расширить возможности интерпретации магнитотеллурических данных и получить более полную информацию об электрических свойствах глубинных зон земных недр.

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ СОСТАВЛЯЮЩИЕ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Первые экспериментальные исследования степени однородности поля в районах постановки магнитотеллурических зондирований были начаты вскоре после появления работ Дж. Р. Уайта (Wait, 1962) и А. Т. Прайса (Price, 1962), показавших, как было указано ранее, что использованное в теории магнитотеллурических методов идеализированное представление первичного поля в форме плоской горизонтально однородной волны может привести к существенным погрешностям при интерпретации экспериментальных данных. Не задаваясь целью выявления закономерностей распределения вариаций естественного электромагнитного поля общего характера (этим вопросам посвящены специальные многочисленные ис-

следования), ограничимся более узкой задачей и попытаемся выяснить, в какой мере на площади исследуемого района вариации поля, используемые в дальнейшем при построении кривых зондирования, могут считаться однородными и аппроксимироваться независимо от их природы и условий возбуждения плоской волной.

Известно, что из всех компонент естественного электромагнитного поля горизонтальные магнитные составляющие наименее чувствительны к искажающим воздействиям изменений электропроводности подстилающей среды. Вследствие этого в областях со спокойным рельефом земной поверхности и ненарушенным горизонтально однородным геологическим строением наблюдаемое на поверхности распределение горизонтального геомагнитного поля не может быть значительно искажено наложением внутреннего поля. Можно принять с достаточной степенью приближения, что оно отражает характер внешнего поля и дает представление о степени его однородности.

Одним из районов, благоприятных для проведения подобного рода исследований, является Белорусский кристаллический массив с горизонтальным залеганием слоев осадочной толщи и сравнительно спокойным рельефом кровли кристаллического фундамента. Припятская впадина, резко отличающаяся от Белорусского массива большой сложностью геологического строения, должна вносить существенные искажения в наблюдаемое поле и в связи с этим данный регион менее благоприятен для решения поставленной задачи.

Исходными данными для исследований послужили наблюдения поля, полученные в течение 1964—1969 гг. в обсерватории Плещеницы, на отдельных полевых пунктах наблюдения и на профилях. Схема их расположения показана на рис. 24.

Профиль I—I (озеро Красное — Судовица) протяженностью до 800 км проходит по западному склону Белорусского кристаллического массива. Наблюдения поля проводились синхронно на шести пунктах профиля в течение августа 1969 г. Анализ одновременно зарегистрированных на всех точках линейно поляризованных вариаций в полосе периодов от 5 до 60 мин показал, что азимуты горизонтальных векторов геомагнитного поля совпадают по всему профилю с точностью до первых единиц градусов, т. е. с ошибкой, не выходящей за пределы точности обработки материала наблюдений. От пункта к пункту ориентация поля остается неизменной. Во всех обработанных случаях векторы лежат в узком интервале азимутальных углов от 110 до 140°.

Амплитуда вариаций уменьшается с продвижением по профилю с севера на юг в два раза (рис. 25). С продвижением к югу примерно так же уменьшается градиент изменения поля. На участке профиля, проходящем через территорию Белорус-

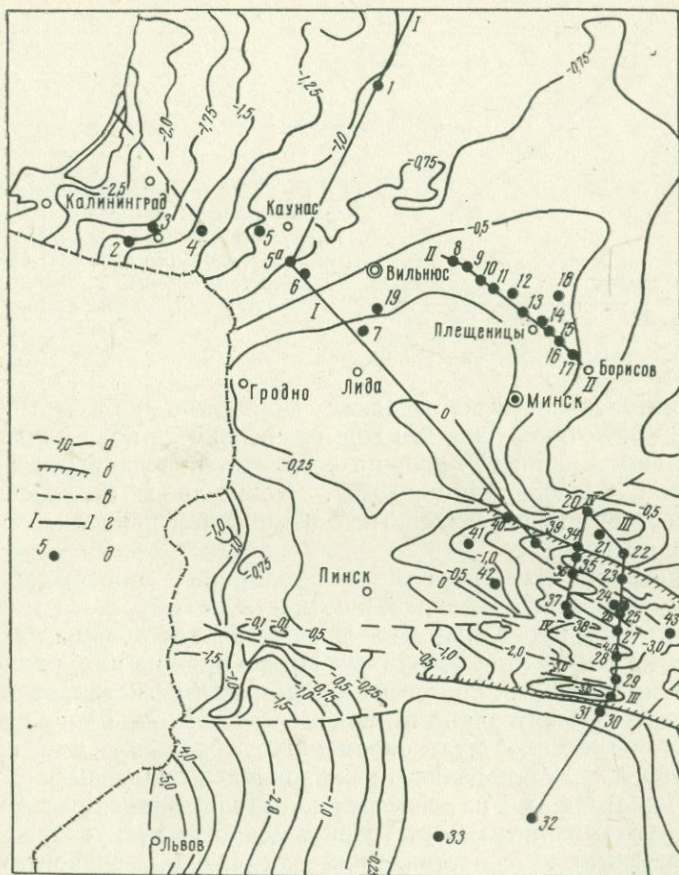


Рис. 24. Схема расположения пунктов и профилей наблюдений электромагнитного поля: а — изогипсы поверхности кристаллического фундамента, км; б — глубинные разломы; в — дизъюнктивные нарушения; г — профили: I — I — оз. Красное — Судовица, II — II — Куна — Смольница, III — III — Зборск — Красная Речка, IV — IV — Зборск — Проходы; д — пункты наблюдений: 1 — Биржай, 2 — Лермонтово, 3 — Приозерск, 4 — Луговое, 5 — Соснава, 5а — Пренай, 6 — Леленис, 7 — Вороново, 8 — Куна, 9 — Тимошковицина, 10 — Липово, 11 — Городище, 12 — Кривичи, 13 — Б. Нестановичи, 14 — Плещеницы, 15 — Камено, 16 — Комарово, 17 — Смольница, 18 — Домашковичи, 19 — Бенякони, 20 — Зборск, 21 — Глуша, 22 — Стасевка, 23 — Чернин, 24 — Виша, 25 — Замощаны, 26 — Казанск, 27 — Домановичи, 28 — Гулевичи, 29 — Слободка (скв. Мозырская Р-1), 30 — Ломыш, 31 — Александровка, 32 — Красная Речка, 33 — Корец, 34 — Лучки, 35 — Баяново, 36 — Косаричи, 37 — Сосновка, 38 — Проходы, 39 — Судовица, 40 — Глусск (скв. Глусская Р-1), 41 — Ведицковици, 42 — Червоная Слобода (скв. Червонослободская Р-1), 43 — Речица (скв. Речицкая Р-5)

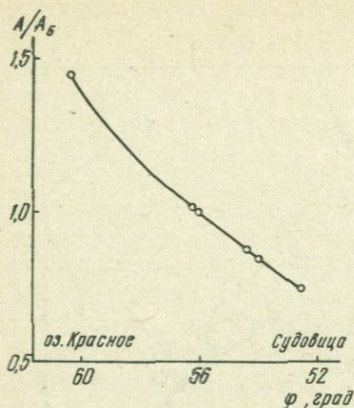


Рис. 25. Зависимость интенсивности вариаций горизонтальной составляющей геомагнитного поля от географической широты по профилю I—I. Все значения отнесены к интенсивности поля в пункте Биржай ($T=5-60$ мин)

сни, интенсивность поля падает монотонно не более чем на 25—30%. Установлено, что ход интенсивности поля с широтой, по нашим данным, хорошо согласуется с данными других авторов (Jacobs, Sinno, 1960). Каких-либо отклонений от общего хода поля, связанных с изменением периода, не было обнаружено.

Профиль II—II Купа — Смольница протяженностью 120 км пересекает центральную часть Белорусского массива. Записи поля проводились на 12 пунктах, отстоящих друг от друга на расстоянии 10—15 км. На четырех из них, равномерно распределенных по профилю, вариации регистрировались в расширенном интервале периодов $T=15$ сек — 3 час, а в промежуточных, более кратковременных стоянках — в интервале 15—200 сек. Наблюдения производились одновременно группами, состоящими из четырех пунктов. Записи отдельных групп увязывались между собой через базисную точку.

Результаты сопоставления амплитуд горизонтальных составляющих линейно поляризованных вариаций геомагнитного поля показаны на рис. 26. Все значения амплитуд приведены к амплитуде поля в базисной точке. Из рисунка видно, что амплитуды составляющих, а следовательно, и азимуты горизонтальных векторов сохраняются неизменными на всех

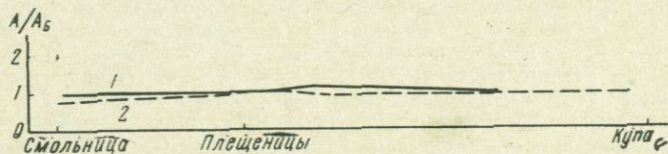


Рис. 26. Относительные изменения амплитуд горизонтальных составляющих геомагнитного поля в пределах Белорусского кристаллического массива по профилю II—II; 1— H_x , 2— H_y ; $T=20-400$ мин

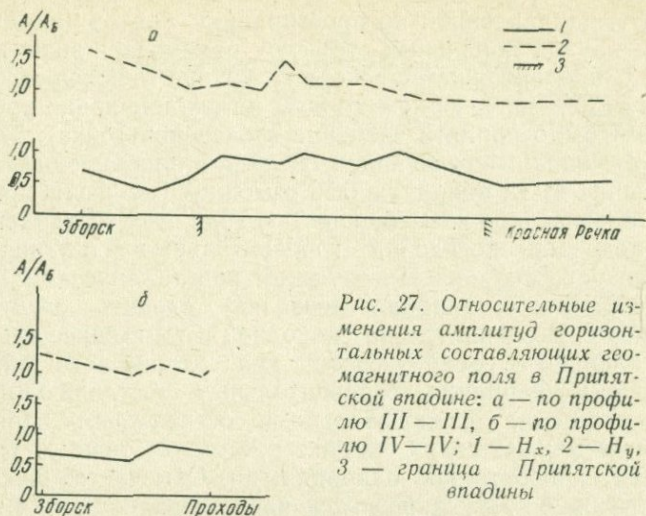


Рис. 27. Относительные изменения амплитуд горизонтальных составляющих геомагнитного поля в Припятской впадине: а — по профилю III—III, б — по профилю IV—IV; 1 — H_x , 2 — H_y , 3 — граница Припятской впадины

точках профиля с точностью, не выходящей за пределы ошибок регистрации и обработки данных.

Профили III—III и IV—IV соответственно между пунктами Зборск — Красная Речка и Зборск — Проходы пересекают с севера на юг тектонически нарушенную область Припятской впадины, захватывая область южного склона Белорусского массива, примыкающего к ее северному борту. На профиле III—III, который выходит на северный склон Украинского кристаллического щита, наблюдения поля проводились в 15 пунктах. В 5 пунктах (один из них был базисным) вариации поля регистрировались в расширенном диапазоне периодов $T = 15 \text{ сек} - 3 \text{ час}$, а в остальных — в интервале $T = 15 - 200 \text{ сек}$. Записи длиннопериодных вариаций проводились синхронно в течение одного месяца. Наблюдения короткопериодных вариаций велись одновременно группами, состоящими из четырех пунктов. Записи групп пунктов увязывались с помощью базисного пункта. На профиле IV—IV запись вариаций осуществлялась в базисном и пяти полевых пунктах.

Анализ записей, произведенных на профилях III—III и IV—IV (рис. 27), выявил существенные нарушения однородности горизонтальных составляющих геомагнитного поля как внутри впадины, так и на ее бортах. Различия в азимутальных углах векторов синхронно записанных вариаций достигали $5-6^\circ$. Амплитуда составляющей H_x , направленной вкострест простирания впадины, менялась при переходе от точки к точке на величину, достигающую 15%. В точках, лежащих внутри впадины, амплитуда составляющей H_x увеличилась на 30—40%

относительно ее значений на бортах. Интенсивность составляющей H_y , направленной по простиранию бортов впадины и осей вытянутых локальных структур, изменялась значительно слабее. С продвижением с севера на юг она монотонно убывала — от 130% на северном до 85% на южном конце профиля (за 100% было принято значение в базисной точке). Тенденция к убыванию составляющей H_x поля в направлении с севера на юг не была обнаружена. Возможно, она была завуалирована повышенной возмущенностью хода этой составляющей.

Исследование поведения горизонтальных составляющих геомагнитного поля на Белорусском кристаллическом массиве и в Припятской впадине позволяет сделать следующие заключения. В сравнительно спокойной в тектоническом отношении области Белорусского кристаллического массива наблюдаемые вариации горизонтальных составляющих геомагнитного поля, а следовательно, и составляющих первичного поля не меняют своих характеристик от точки к точке и являются горизонтально однородными. Отмечается лишь общее монотонное затухание интенсивности вариаций в направлении с севера на юг в пределах $\pm 15\%$ от средней величины. Значительная протяженность области монотонного затухания, или, по А. Т. Прайсу, большое значение длины пространственной волны поля источника, не может существенно влиять на результаты зондирования.

В тектонически нарушенной зоне Припятской впадины изменения горизонтальных составляющих геомагнитного поля весьма значительны и обусловлены распределением электропроводности внутри подстилающей среды. Ход интенсивности составляющей, направленной вкост простирания впадины, может быть объяснен существованием избыточных токов, текущих вдоль оси впадины. На общий ход составляющих накладываются изменения локального характера, вызванные местными возмущениями и перераспределениями тока, обусловленными присутствием локальных структур и широкой сети тектонических нарушений внутри впадины.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ И ВЕКТОРЫ ВИЗЕ

Вертикальная составляющая геомагнитного поля H_z и составляющие E_x и E_y в отличие от горизонтальных составляющих геомагнитного поля, сравнительно слабо реагирующих на возмущающее воздействие среды, с повышенной чувствительностью отзываются на все факторы внутреннего происхождения. В некоторых случаях появление вертикальной составля-

Таблица 8

Значения коэффициентов λ и азимутов α_H^{op} осей неоднородностей среды, азимутов и модулей векторов Визе

Пункты наблюдения	Номер полевого пункта	5—250 мин		15—250 сек		Вектор Визе	
		α_H^{op} град	λ	α_H^{op} град	λ	θ град	W

Белорусский массив

Биржай	1	120	2,0	—	1,0	150	0,20
Лермонтово	2	—	—	160	2,0	—	—
Приозерск	3	—	—	150	1,4	—	—
Луговое	4	150	2,0	100	1,2	140	0,33
Соснава	5	170	2,5	170	1,1	143	0,27
Пренай	5a	—	—	174	1,7	—	—
Леленис	6	145	10,0	140	2,0	150	0,24
Вороново	7	155	10,0	—	—	—	—
Купа	8	—	—	110	0,9	—	—
Тимошковщина	9	125	1,1	—	—	193	0,39
Липово	10	180	1,0	—	1,0	180	0,35
Городище	11	—	—	183	1,2	—	—
Кривичи	12	—	1,0	—	1,0	192	0,28
Б. Нестановичи	13	—	—	75	1,6	—	—
Плеще ницы	14	70	2,3	70	2,3	260	0,28
Камено	15	—	—	130	1,5	—	—
Комарово	16	—	—	120	1,2	—	—
Смольница	17	140	1,2	140	1,2	340	0,32

Припятская впадина

Зборск	20	137	2,3	130	2,3	—	—
Глуша	21	—	—	122	2,9	—	—
Лучки	34	—	—	100	2,9	0	0,40
Баяново	35	—	—	135	1,5	—	—
Косаричи	36	—	—	—	—	335	0,09
Сосновка	37	—	—	—	—	248	0,32
Проходы	38	—	—	112	—	—	—
Стасевка	22	90	10,0	95	3	0	0,25
Чернин	23	—	—	123	1,6	—	—
Виша	24	—	—	145	—	—	—
Замощаны	25	—	—	150	1,4	—	—
Казанск	26	140	—	140	—	297	0,47
Домановичи	27	145	4,5	135	1,2	276	0,40
Гулевичи	28	—	—	130	1,3	—	—
Слободка (Мозырская Р-1)	29	—	1,0	—	1,0	267	0,54
Ломыш	30	—	—	160	—	—	—
Александровка	31	—	—	150	10	—	—
Красная Речка	32	135	0,5	—	—	320	0,16
Корец	33	130	10,0	—	—	281	0,31

ющей H_z может быть целиком отнесено за счет вторичного, внутреннего аномального поля.

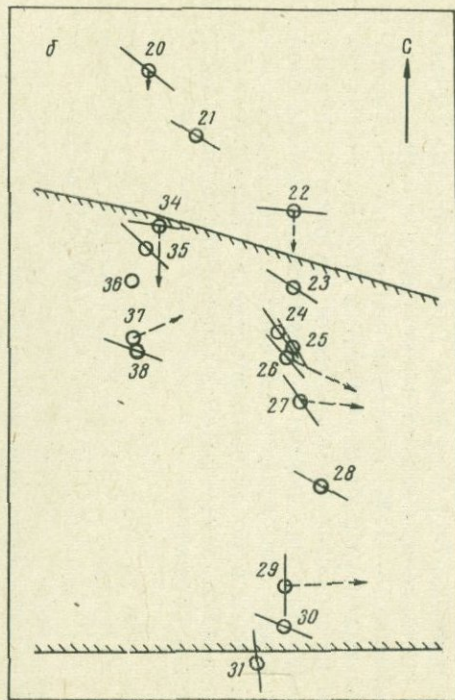
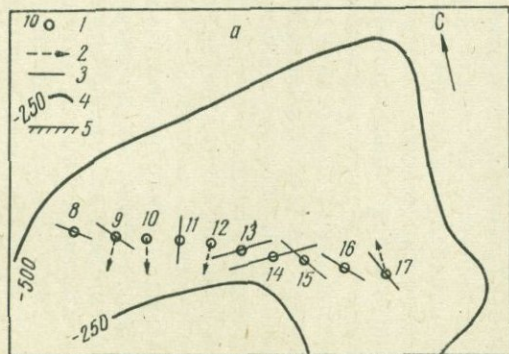
В большом числе экспериментальных работ, посвященных выявлению зон с аномальным распределением электропроводности, особенности проведения вертикальной составляющей геомагнитного поля являются решающим признаком для обнаружения неоднородности среды. Наиболее широко используется при этом методика построения векторов Визе, Паркинсона и других параметров, характеризующих поведение вертикальной составляющей на исследуемой площади и дающих возможность представить некоторую качественную картину распределения электрических свойств в подстилающей среде.

Векторы Визе были построены нами для большинства пунктов наблюдения с регистрацией длиннопериодных вариаций в интервале периодов от 5 мин до 3 час. Следует отметить, что никакой зависимости значений параметров векторов Визе от периода вариаций в пределах указанного интервала не было обнаружено. В каждом пункте все определения с некоторым средним разбросом ложились на общую прямую, по которой, согласно общепринятой методике, находились коэффициенты связи между вертикальной и горизонтальными составляющими геомагнитного поля. Полученные данные приведены в табл. 8 и на рис. 28.

На Белорусском кристаллическом массиве и его склонах значения модулей векторов Визе колебались в пределах — от 0,20 до 0,39, а его средняя величина для большинства пунктов была близка к 0,30. На западном склоне массива векторы Визе имели примерно северо-западное направление, меняющееся в весьма небольших пределах и совпадающее с направлением погружения кровли кристаллического фундамента. В северной и северо-восточной частях Белорусского массива направление векторов Визе менялось на северо-восточное и юго-восточное, т. е. вновь следовало за направлением погружения кристаллического фундамента.

На территории Припятской впадины и прилегающих к ней районов значения модулей векторов Визе менялись в широких пределах — от 0,09 до 0,54 — и не оставались постоянными даже в рядом расположенных пунктах. На северном борту Припятской впадины векторы были направлены в сторону впадины. В ряде пунктов внутри впадины направления векторов совпадали с направлением общего погружения фундамента на восток. В некоторых пунктах наблюдались существенные отклонения от этого направления. На поведение векторов Визе внутри впадины, по-видимому, оказали большое влияние местные горизонтальные неоднородности геологического разреза.

Рис. 28. Векторы Визе и оси неоднородностей среды: а — на профиле II—II, б — на профилях III—III и IV—IV; 1 — пункты наблюдений и их номера, 2 — векторы Визе, 3 — оси неоднородностей среды, 4 — изогипсы кристаллического фундамента, 5 — глубинные разломы



Поведение вертикальной геомагнитной составляющей H_z изучалось также по материалам синхронных записей поля на меридиональном профиле между обсерваториями в Плещеницах и Одессе. Было проанализировано до 10 бухтообразных возмущений, записанных синхронно на 6 пунктах профиля, длительностью от 1,5 до 3 час. Горизонтальные составляющие поля претерпевали весьма незначительные изменения, не превышающие 10—15%, сохраняя тенденцию некоторого уменьшения амплитуд с продвижением к югу. Вертикальная компонента H_z существенно менялась от пункта к пункту как по величине, так и по форме. Ее возмущения меняли свой характер с изменением азимута главной оси горизонтального годографа бухты и могли быть объяснены влиянием избыточных токов, возбуждаемых полем в хорошо проводящих зонах, пересекаемых профилем.

СВЯЗЬ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ И МАГНИТНЫХ СОСТАВЛЯЮЩИХ

Поведение наблюдаемых на земной поверхности вариаций электрических составляющих, оставаясь тесно связанным с общим характером возбудившего их первичного поля, во многом определяется локальным и региональным распределением электропроводности внутри Земли. Особенности распределения геоэлектрического поля на земной поверхности можно объяснить только при одновременном учете факторов как внешнего, так и внутреннего происхождения. Вследствие этого геоэлектрические компоненты следует рассматривать не изолированно, а в тесной взаимосвязи с сопряженными с ними геомагнитными составляющими и геологическим строением подстилающей среды.

Возмущения электромагнитного поля, обусловленные неоднородностями в проводящей толще Земли, проявляются прежде всего в нарушении нормальной формы связи между его компонентами: искажаются амплитудные и фазовые соотношения между составляющими, нарушается ортогональность между электрическими и магнитными векторами. Характеристики искажений, установленные для каждого пункта и в целом для исследуемой площади, несут ценную информацию об аномальном внутреннем распределении электропроводности. Разумеется, достоверность выводов о характере среды будет обеспечена только при выполнении требования о горизонтальной однородности первичного поля.

В качестве характеристик, представляющих морфологические особенности поля, были выбраны величины, обладающие ясным геометрическим смыслом и не зависящие от случайной

ориентации измерительных осей. Такими характеристиками служили амплитуды, начальные фазы и периоды колебаний составляющих поля, лежащих в плоскости поляризации, углы, определяющие ориентацию плоскости поляризации относительно стран света, и т. п. При обработке линейно поляризованных квазисинусоидальных вариаций эти характеристики определялись без дополнительных расчетов по снятым с лент значениям амплитуд и фаз составляющих, направленных вдоль измерительных осей установок. При обработке эллиптически поляризованных колебаний амплитуды и начальные фазы составляющих, лежащих на главных осях эллипсов, а также азимуты этих главных осей определялись по тем же исходным данным с помощью специальных номограмм.

При обработке аperiодических вариаций типа бухт и близких им по форме возмущений применялся спектральный анализ с последующим переводом характеристик колебаний составляющих, направленных по измерительным осям, в характеристики колебаний составляющих, лежащих на главных осях эллипсов. В некоторых случаях обработки бухт оказалось достаточным ограничиться построением годографов и графическим определением длин и азимутов их главных осей. С помощью найденных характеристик были изучены особенности взаимной ориентации плоскостей поляризации электрических и магнитных колебаний.

Для всех обработанных вариаций различного типа — короткопериодных, бухтообразных, суточных и их спектральных слагаемых — были определены значения азимутальных углов направлений колебаний электрических α_E и магнитных α_H векторов и построены кривые зависимости угла α_E и разности углов $\alpha_E - \alpha_H$ от угла α_H . Оказалось, что в каждом пункте все найденные значения азимутальных углов независимо от типа и периода вариаций достаточно точно соединялись в общую кривую. Пример такой кривой для Плещениц показан на рис. 29.

Большинство значений азимутальных углов магнитного поля, определенных во всех пунктах исследуемой области,

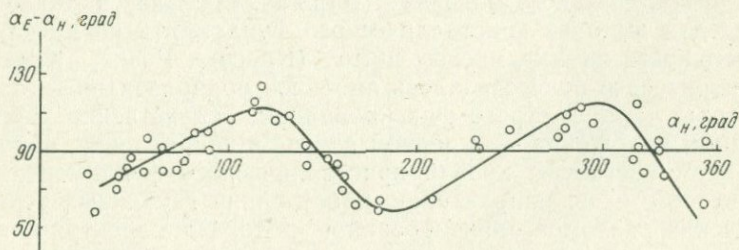


Рис. 29. Зависимость $\alpha_E - \alpha_H$ от значений угла α_H

оказалось во второй (четвертой) четверти. Значительно реже встречались колебания с азимутальными углами, лежащими в первой (третьей) четверти. Подобное расположение векторов магнитного поля является вполне закономерным. Согласно имеющимся сведениям, преимущественная ориентация плоскостей колебаний векторов геомагнитного поля в некотором растворе углов, расположенном во втором (четвертом) квадранте, наблюдается также в обсерватории Борок, в Днепровско-Донецкой впадине и некоторых других пунктах (Калашников, Зыбин, 1961; Бердичевский, Чернявский, 1969). В литературе отмечается факт существования некоторого фиксированного, характерного для данного района направления, определяющего суточный ход ориентации векторов геомагнитных вариаций. Преимущественная ориентация векторов объясняется причинами регионального характера, до настоящего времени недостаточно изученными.

Большинство векторов электрического поля лежит в первой (третьей) четверти. Случаи расположения электрических векторов в двух других четвертях, отвечающие расположением магнитных векторов в первой и третьей четвертях, встречаются значительно реже.

Общая сводка предельных значений интервалов азимутальных углов, в которые попадали найденные значения азимутов магнитных и электрических векторов, приведена в табл. 9. Средние преимущественные направления векторов магнитного поля для Белорусского кристаллического массива и его западного склона легли между азимутами $140-160^\circ$. Средние значения азимутов электрических векторов отличались от средних значений азимутов магнитных векторов на $85-110^\circ$. В этом сказалась их тенденция расположиться по нормали к магнитным векторам.

Влияние местных условий проявилось на отклонениях векторов E от этой общей тенденции. Расположение и ширина раствора азимутальных углов векторов электрического поля значительно менялись при переходе от пункта к пункту. Так, например, в пунктах, расположенных на склонах Белорусского кристаллического массива (Биржай, Соснава), а также в пределах выходов кристаллического фундамента на дневную поверхность на Украинском щите (Красная Речка, Корец) электрическое поле оказалось линейно поляризованным. Его векторы легли в строго фиксированном, единственно разрешенном положении — в первом случае в направлении, параллельном изогипсам кровли кристаллического фундамента, а во втором — по направлению простириания глубинных тектонических разломов. Фиксированное положение электрического тока в этих пунктах привело к значительным нарушениям ортогональности между векторами E и H .

Таблица 9

Предельные значения азимуты векторов электрического
и магнитного полей

Пункты наблюдения	Номер по- левого пункта	Азимуты (град) в диапазоне периодов			
		E		H	
		20—100 сек	5—60 мин	20—100 сек	5—60 мин
Красное	—	—	—	—	110—140
Ванаги	—	—	—	—	110—140
Биржай	1	—	40—60	—	130—160
Соснава	5	—	60—80	—	130—170
Леленис	6	—	40—70	—	110—170
Вороново	7	—	50—90	—	140—180
Липово	10	—	40—70	—	120—160
Кривичи	12	—	50—120	—	130—180
Плещеницы	14	—	30—120	—	130—180
Зборск	20	37—64	30—65	116—158	120—160
Глусск	40	28—64	—	135—164	—
Судовица	39	—	—	—	110—140
Сосновка	37	41—70	—	135—164	—
Домановичи	27	30—69	50—70	116—164	120—170
Юровичи	—	40—84	70—110	116—172	140—210
Красная Речка	32	—	35—50	—	120—180
Корец	33	—	30—40	—	120—165
Проходы	38	40—70	—	116—166	—
Чернин	23	37—73	—	135—168	—
Виша	24	21—58	—	116—162	—
Замощаны	25	40—67	—	116—164	—
Гулевичи	28	28—68	—	116—168	—
Ломыш	30	35—72	—	116—164	—
Александровка	31	28—46	—	116—162	—
Одесса	—	—	60—85	—	130—170
Борок	—	—	—	142	—
Днепроовско-Донецкая впадина	—	90	20	172	144
Бортовая зона Припятской впадины	—	90	104	180	170

В других пунктах, расположенных в районах с почти горизонтальным залеганием кристаллического фундамента (Плещеницы, Кривичи), наблюдалось более свободное вращение векторов электрического поля, а угол между векторами E и H отклонялся от 90° в меньших пределах.

Кривые $\alpha_E - \alpha_H = f(\alpha_H)$ позволили определить характерные для каждого пункта наблюдения значения азимута $\alpha_H = \alpha_H^{op}$, при которых магнитный и электрический векторы становятся ортогональными. Этот азимут отвечает простиранию одной из осей неоднородности двумерно-неоднородной среды, совпадающей с направлениями градиента электропроводности или нормали к ней (Рокитянский, 1961). На Белорусском массиве азимуты α_H^{op} расположены по нормали к изогипсам кровли

кристаллического фундамента (см. рис. 28, а). Направления распространения электрических токов совпадают с направлениями изогипс.

В большинстве пунктов наблюдения указанное направление токов оказалось преимущественным, а в пунктах с фиксированным положением электрического вектора — единственно возможным. Полученные результаты подтвердили исключительную чувствительность электрического поля к изменениям проводимости. Слабый наклон кровли кристаллического фундамента с углами, не превышающими единиц градусов, при общем горизонтально однородном строении осадочной толщи вызывает заметные изменения в распределении элементов электрического поля.

По наклону кривых разностей углов были определены для каждого пункта коэффициенты неоднородности среды, характеризующие в некоторой условной мере отношение значений электропроводности среды в направлениях главных осей неоднородности среды. Значения азимутов α_H^{op} и коэффициентов λ представлены в табл. 8.

Во всех пунктах, где запись вариаций электромагнитного поля производилась в широком диапазоне периодов, величины α_H^{op} и λ определялись раздельно и независимо для двух интервалов: короткопериодных колебаний (КПК) и длиннопериодных вариаций, включающих бухтообразные возмущения. Почти во всех пунктах значения α_H^{op} были близкими для обоих диапазонов вариаций. Такое совпадение результатов подтверждает отмеченный выше факт независимости в условиях Белорусского массива хода азимутальных углов от периода. Неоднородности электропроводности в верхней осадочной толще примерно в равной степени влияют на ориентацию векторов электрического поля в диапазоне периодов от КПК до бухт.

На рис. 28, б представлена схема расположения пунктов наблюдений в Припятской впадине и осей неоднородности (α_H^{op}). В отличие от закономерной картины, полученной для Белорусского массива (см. рис. 28, а), в Припятской впадине направления осей подвержены значительным изменениям, обусловленным локальными горизонтальными неоднородностями в осадочной толще (разломы, сбросы, купола и т. п.) и резкими колебаниями электропроводности в верхнем надпорном слое. Свообразная картина наблюдается на северном борту впадины (пункты Лучки и Стасевка, расположенные на приподнятом крыле сброса). Здесь направление α_H^{op} оказывается параллельным границе впадины несмотря на то, что градиент проводимости направлен по нормали к ней. Это явление можно объяснить тем, что преимущественное направ-

ление электрического поля в зоне высокого сопротивления на границе с областью повышенной проводимости становится нормальным к этой границе. Этот факт уже не раз отмечался в литературе (Takacs, 1969 и др.).

Если на склонах Белорусского кристаллического массива, покрытых проводящей осадочной толщей, имеет место обтекание токами приподнятых участков фундамента, что становится очевидным при рассмотрении общего расположения направлений α_{H}^{op} на массиве, то на приподнятом борту сброса на границе с впадиной, заполненной мощной хорошо проводящей толщей, наблюдается стекание токов из области низкой в область высокой проводимости.

Этот вывод находит себе подтверждение при рассмотрении карт мгновенного распределения векторов поля теллурических токов (ТТ) на площади, охватывающей часть впадины и ее северный борт. Такие карты были построены по материалам электроразведочной партии Белглавгеологии для различных направлений векторов первичного поля. Регистрация поля в партии ТТ производилась одновременно на базисном пункте и двух передвижных полевых пунктах. Для того чтобы записи, полученные в разное время на различных пунктах, были сопоставимыми друг с другом, из всей массы зарегистрированных вариаций выбирались только те, которые отвечали «одинаковым условиям возбуждения» или заданному направлению вектора поля в базисном пункте. Модуль вектора поля на базе всегда принимался равным единице. Для каждой пары пунктов (база — полевой пункт) отбиралось до 30 пар мгновенных значений векторов, определялись значения их азимутов и строились кривые зависимости азимутальных углов векторов в полевых пунктах относительно направления тока на базе.

Распределение мгновенных векторов поля показано на рис. 30 для фиксированных направлений электрического поля на базисном пункте. Направления векторов поля оставались приблизительно одинаковыми на всей площади, когда ток на базе был направлен вдоль меридиана ($\alpha = 180^\circ$), т. е. вкрест простирания плоскости сброса и осей локальных структур, расположенных внутри впадины (рис. 30, а). Приблизительно та же картина наблюдалась при широтном протекании тока ($\alpha = 90^\circ$). Наибольшие расхождения в направлениях векторов полевых точек, достигающие 40° , были отмечены при значениях азимута вектора на базе, близких к 225° (рис. 30, б). На границе впадины векторы поля стремились в этот момент занять положение, перпендикулярное ее борту. Та же тенденция, но в несколько ослабленной форме, проявилась на южном участке планшета вблизи Червонослободского поднятия. Неоднородность электрического поля над впадиной, естествен-

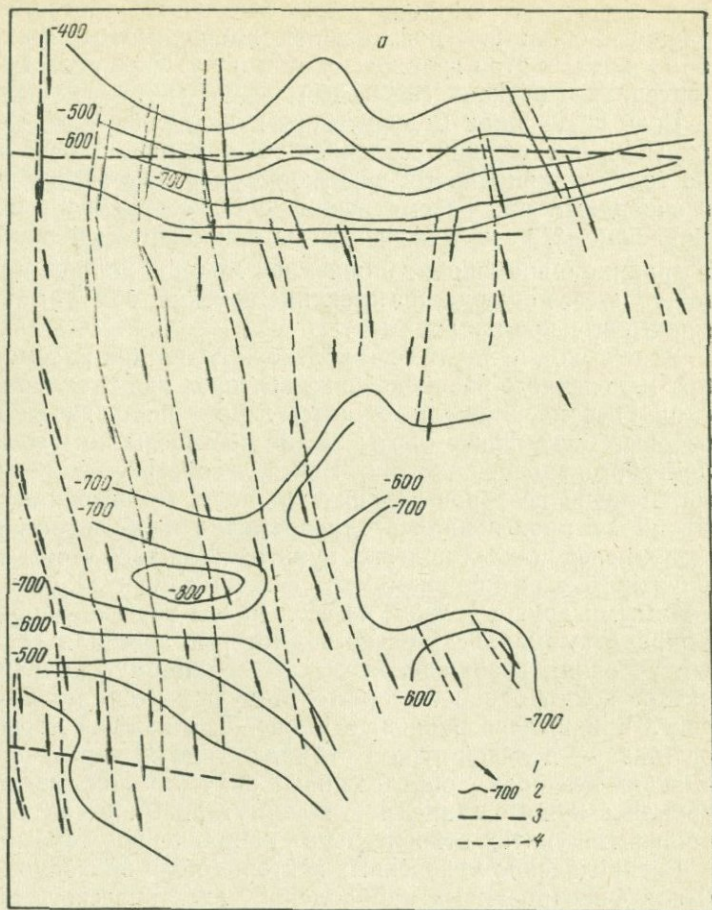
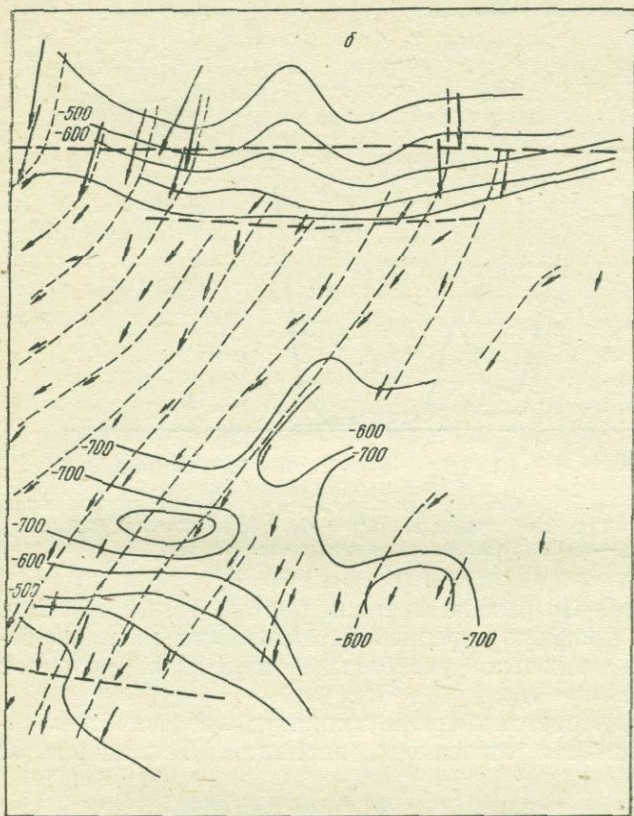


Рис. 30. Распределение мгновенных векторов электрического поля в б — а на базе 225°; 1 — пункты наблюдений и векторы поля, 2 — изо-
ния ориента

но, сказалась и на длине векторов или интенсивности вариаций. Наибольшие колебания длин векторов в полевых точках отмечались в моменты меридионального направления тока на базе. В этих условиях длина векторов тока на борту впадины превосходила в 8—10 раз длину векторов в зонах повышенной проводимости. При широтном направлении вектора тока на базе отношение амплитуд вариаций в тех же точках не превышало 2—3 единиц.

Изменение интенсивности вариаций электрического поля по профилю III—III, пересекающему впадину, показано на рис.



районе северного борта Припятской впадины: а—а на базе 180° , гипсы кровли опорного горизонта, 3—зоны разломов, 4—направления векторов

31. Все амплитуды на полевых пунктах отнесены к значениям амплитуд составляющих, измеренных на базисном пункте. Результаты обработки данных в интервале периодов 20—100 сек показали, что интенсивность вариаций электрических составляющих резко дифференцирована по профилю. Относительная интенсивность северной составляющей E_x меняется от 1 до 8 внутри впадины и увеличивается почти в 100 раз на ее южном борту и в 30 раз на северном. Относительная интенсивность восточной составляющей E_y меняется от долей единицы до 2—2,5 внутри впадины и возрастает в 12—15 раз на

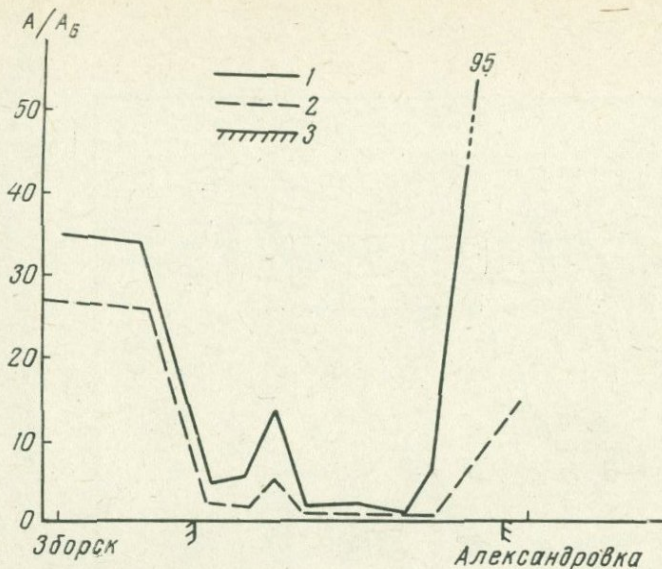


Рис. 31. Относительные изменения амплитуд горизонтальных составляющих электрического поля по профилю III—III (Припятская впадина), $T=20-100$ сек. Обозначения те же, что и на рис. 27

ее южном и в 6—10 раз на северном бортах. Таким образом, изменения по профилю средней интенсивности северной составляющей в несколько раз больше изменений восточной составляющей.

Среднее значение отношений амплитуд электрических составляющих зависит от периода вариаций. Так, на рис. 32

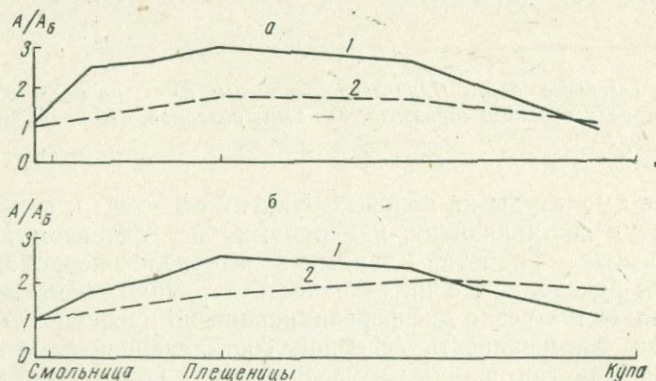


Рис. 32. Относительные изменения амплитуд горизонтальных составляющих E_x (а) и E_y (б) электрического поля по профилю II—II (Белорусский массив): 1 — для $T=20-200$ сек, 2 — для $T=5-200$ мин

показано относительное распределение амплитуд вариаций E_x и E_y по профилю II—II для двух интервалов периодов вариаций. Средние значения амплитуд меняются по всему профилю не более чем в 2,5—3 раза для первого интервала периодов и в 1,5—2 раза для второго. Амплитуды обеих составляющих подобны и повторяют в общих чертах ход обратных значений продольной проводимости.

ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ НА РЕЧИЦКОЙ СТРУКТУРЕ

В целях более детального изучения характера искажений, вносимых в естественное электромагнитное поле локальными неоднородностями проводимости, присутствующими в земной толще, на Речицкой структуре были осуществлены натурно-модельные исследования поведения составляющих поля.

Речицкая структура расположена в северо-восточной части Припятской впадины в области глубоко погруженного выступа допалеозойских кристаллических пород, нарушенного системой дизъюнктивных дислокаций. Осадочный чехол над выступом образует брахиантиклинальную складку, осложненную соляной тектоникой. Структура хорошо изучена. Она прослеживается по подсолевым, солевым и межсолевым отложениям. Наблюдения проводились на двух профилях, направленных вдоль (профиль Д—Д) и вкрест простирания (профиль С—С) структуры. Пункт 5 над скважиной Р-5 являлся базисным. Запись вариаций производилась в диапазоне периодов $T=20—200$ сек. Наибольшее число колебаний зарегистрировано в интервале 25—50 сек.

Малые размеры Речицкой структуры и небольшие глубины области исследования (3—5 км) позволяют считать первичное поле над моделью однородным и предполагать, что все искажения наблюдаемого на поверхности поля обусловлены исключительно неоднородным строением подстилающей толщи.

Относительные изменения интенсивности вариаций на профилях изучались с помощью метода корреляционного анализа. Амплитуды вариаций горизонтальных составляющих E_x , E_y , H_x , H_y в различных пунктах сопоставлялись с амплитудами синхронно записанных колебаний одноименных составляющих на базисном пункте.

Были определены коэффициент корреляции r

$$r = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (a_i - \bar{a})(b_i - \bar{b})}{\sigma_a \sigma_b}$$

и коэффициент регрессии R

$$R = \frac{b_i - \bar{b}}{a_i - \bar{a}},$$

где a_i и b_i — амплитуды синхронных вариаций соответственно на базисном и полевом пунктах, \bar{a} и \bar{b} — средние арифметические значения a_i и b_i , σ_a , σ_b — среднеквадратические отклонения рядов a_i , b_i , n — число измерений, равное 40 для каждой пары амплитуд составляющих в каждом полевом пункте

В табл. 10 приведены результаты анализа. Коэффициенты корреляции оказались всюду близкими к единице, что указы

Таблица 10

Коэффициенты корреляции r и регрессии R для горизонтальных составляющих поля

Составляющая	Коррелируемая точка	Коэффициент корреляции r	95%-ный доверительный интервал	Коэффициент регрессии R
E_x	1:5	0,94	0,885—0,968	0,94
	2:5	0,89	0,800—0,930	1,42
	3:5	0,99	0,985—0,995	1,40
	4:5	0,97	0,945—0,985	1,18
	6:5	0,99	0,976—0,990	0,94
	9:5	0,98	0,965—0,990	4,25
	10:5	0,96	0,965—0,990	2,80
E_y	7:8	0,97	0,945—0,985	0,66
	1:5	0,98	0,965—0,990	0,90
	2:5	0,92	0,850—0,955	0,96
	3:5	0,92	0,850—0,995	0,25
	4:5	0,92	0,850—0,955	1,42
	6:5	0,98	0,965—0,990	0,82
	9:5	0,98	0,965—0,990	2,35
H_x	10:5	0,97	0,945—0,985	1,90
	7:8	0,95	0,910—0,975	0,75
	1:5	0,98	0,965—0,990	0,92
	2:5	0,90	0,820—0,945	0,89
	3:5	0,97	0,945—0,985	0,87
	4:5	0,95	0,910—0,975	1,17
	6:5	0,99	0,976—0,995	1,02
H_y	9:5	0,97	0,945—0,985	1,00
	10:5	0,98	0,965—0,950	0,80
	7:8	0,99	0,976—0,995	1,13
	1:5	0,98	0,965—0,990	0,96
	2:5	0,99	0,976—0,995	1,10
	3:5	0,99	0,976—0,990	1,08
	4:5	0,90	0,820—0,945	0,98
H_y	6:5	0,99	0,976—0,995	1,02
	9:5	0,99	0,976—0,995	0,75
	10:5	0,98	0,965—0,990	0,85
	7:8	0,99	0,976—0,990	1,05

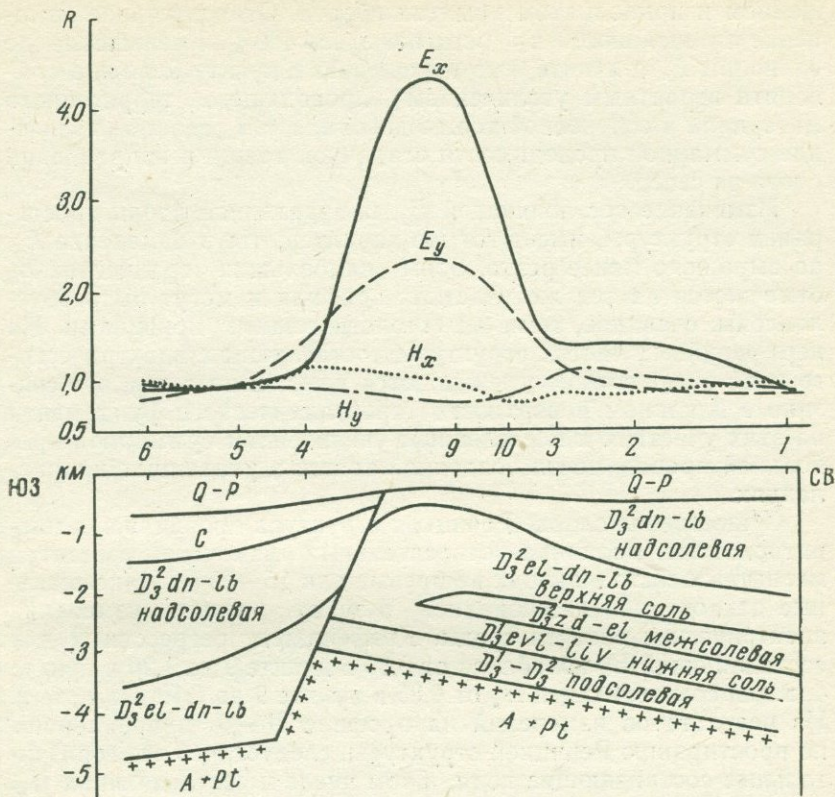


Рис. 33. Изменение коэффициентов регрессии для горизонтальных составляющих электрического и магнитного полей по профилю С—С на Речицкой структуре (цифры по горизонтали — пункты наблюдения)

ваит на существование высокой степени корреляции между синхронными компонентами поля и подтверждает предположение об однородности возбудившего их первичного поля. На рис. 33 даны коэффициенты регрессии R всех четырех горизонтальных составляющих поля и показан геологический разрез по профилю С—С. Из рисунка видно, что Речицкая структура особенно четко проявляется в электрическом поле. Наиболее резкие изменения претерпевает составляющая E_x , направленная вкрест простирания структуры. Коэффициент регрессии E_x меняется от 0,94 в пунктах 1 и 6 до 4,25 в пункте 9. Области наибольших градиентов E_x расположены между пунктами 4 и 9 и 3 и 9. В первом случае это может быть обусловлено присутствием сброса между пунктами 4 и 9 с существенным различием электрических свойств проводящих отложений в опу-

щенном и приподнятом крыльях сброса. Относительное изменение интенсивности E_x достигает здесь 400%. Уменьшение же величины E_x в пункте 3 по отношению к пункту 9 можно объяснить вероятным увеличением проводящего терригенного материала в соленосной толще девона, с чем связано увеличение суммарной проводимости осадочной толщи в направлении с юга на север.

Изменение составляющей E_y , направленной вдоль простиранья структуры, имеет тот же характер, что и изменение E_x , но выражено менее резко. Зоны наибольших градиентов E_y отмечаются на тех же участках профиля и могут быть обусловлены, очевидно, теми же геологическими причинами. На периферийных частях структуры составляющие электрического поля очень плавно уменьшаются на юг и на север, что связано с наклоном поверхности кристаллического фундамента на этих участках и постепенным увеличением суммарной продольной проводимости осадочной толщи в указанных направлениях.

Существенно слабее Речицкая структура проявилась в магнитном поле. Величина относительных изменений амплитуд магнитных составляющих не превышала 15—20%. Максимальные отклонения наблюдались в зонах резкого изменения электрических свойств среды. Коэффициент регрессии R для составляющей H_x колебался от 0,80 в пункте 9 до 1,20 в пункте 4, а для составляющей H_y от 0,85 в пункте 9 до 1,10 в пункте 2. Из результатов измерений на профиле Д—Д, направленном по простиранью Речицкой структуры, следует, что все горизонтальные составляющие поля, в том числе и составляющая H_y , претерпевают определенные изменения и в этом направлении. Поэтому можно было полагать, что Речицкая структура не в полной мере отождествляется с двумерной неоднородностью, в случае которой, как это следует из уравнений Максвелла, составляющая H_y не зависит от координат пункта наблюдения.

Для оценки влияния неоднородностей среды на характер поляризации поля были определены с помощью специальных номограмм элементы эллипсов поляризации по значениям амплитуд и фаз вариаций горизонтальных составляющих поля, направленных вдоль произвольно ориентированных измерительных осей. Для всех пунктов наблюдения на профиле С—С были построены полярные диаграммы отношений длин больших полуосей электрического и магнитного эллипсов E_a/H_a (рис. 34). Значения отношений откладывались на лучах, направленных по азимуту α_H . Во всех пунктах оси диаграмм практически совпадали с падением и простираньем структуры. Из рисунка видно, что в опущенном крыле блока электрическое поле поляризовано преимущественно в направлении про-

стирания структуры, а степень вытянутости полярной диаграммы (отношение между большой и малой осями фигур) возрастает по мере приближения к сбросу от величин 1,10 и 1,20 в отдаленных от сброса пунктах 6 и 5 до 1,40 в пункте 4, расположенном в непосредственной близости к сбросу.

На северном крыле структуры изменение поляризации поля проявляется слабо. Величина отношения осей полярных диаграмм E_a/H_a колеблется в пунктах 1, 2, 3, 10 в пределах 1,05—1,15, и сами диаграммы по форме приближаются к окружности. Направление поляризации, как и на южном блоке, здесь совпадает с на-

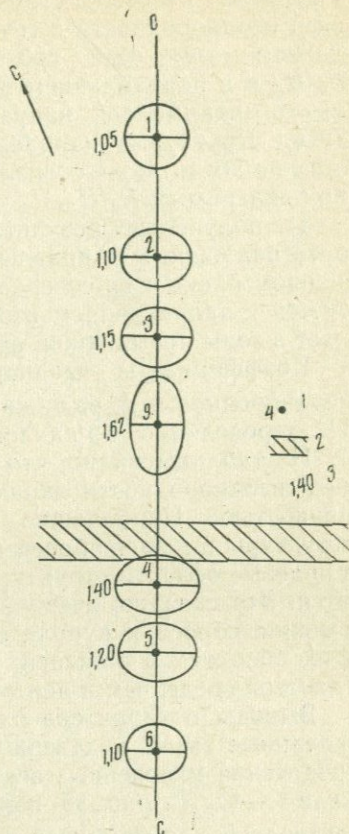


Рис. 34. Полярные диаграммы отношений длин больших осей эллипсов электрического и магнитного полей по профилю С—С на Речицкой структуре: 1 — пункты наблюдения, 2 — зона тектонического нарушения, 3 — отношения больших и малых осей диаграмм

правлением простиранья структуры. В области свода (пункт 9) направление поляризации изменяется на 90° , т. е. в этом случае оно совпадает с направлением падения структуры. Величина отношения осей диаграммы E_a/H_a в пункте 9 оказалась наибольшей и составила 1,62.

Таким образом, анализ диаграмм E_a/H_a на профиле С—С показывает, что на периферических участках Речицкой структуры ток, по-видимому, обтекает структуру в направлении её простиранья, а в области свода направление тока совпадает с направлением наибольшего градиента проводимости, т. е. ток стекает из области с меньшей в область с большей проводимостью. Этот вывод удовлетворительно согласуется с результатами определений в каждом пункте азимутов α_H^{op} магнитного поля, при которых магнитный и электрический векторы ортогональны. Используя методику, предложенную И. И. Рокитянским (1961), мы установили, что во всех пунктах,

удаленных от свода структуры (пункты 1—6), направление осей неоднородности с точностью до $5-10^\circ$ совпало с направлением малых осей соответствующих полярных диаграмм E_a/H_a и с направлением нормали к изогипсам. При этом за $\alpha_H=0$ принималось направление профиля С—С. В пункте 9 (свод структуры) направление оси неоднородности изменилось на 90° и также совпало с направлением малой оси полярной диаграммы E_a/H_a .

Из полученных результатов следует, что направление тока, ортогональное к направлениям осей неоднородности, на опущенном блоке и на северном крыле структуры в общем согласуется с направлением изогипс, а в своде структуры ток стекает в зоны повышенной проводимости.

Коэффициенты неоднородности λ и азимуты α_H^{op} осей неоднородности в различных пунктах профиля С—С (табл. 11) определялись по наклону графиков $\alpha_E-\alpha_H$.

Из таблицы видно, что распределение величин коэффициента неоднородности характеризуется определенной закономерностью. Наибольшие значения λ отмечаются в своде структуры и в зоне сброса (пункты 9 и 4), а по мере удаления в краевые области структуры значения λ постепенно уменьшаются. Это связано, очевидно, с тем, что в удаленных пунктах влияние сброса и купола существенно снижается и разрез в этих областях в большей мере соответствует горизонтально слоистой среде, чем в центральной части структуры.

Выводы о характере распределения токов на структуре, сделанные выше, подтверждаются результатами анализа распределения мгновенных векторов электрического поля на профиле С—С. На рис. 35 показано мгновенное распределение векторов \vec{E} для моментов, когда в базисном пункте 5 векторы были направлены соответственно вкост простирания структуры ($\alpha_E=0^\circ$) и по простиранию структуры ($\alpha_E=90^\circ$). В обоих случаях мгновенные векторы во всех пунктах оказались практически параллельными базисному вектору и отличались только по модулю. В случае, когда вектор в базисном пункте был направлен под азимутом 45° , мгновенные векторы в поле-

Таблица 11

Коэффициенты неоднородности λ и азимуты α_H^{op} на профиле С—С Речицкой структуры

Коэффициент	Пункты						
	1	2	3	9	4	5	6
λ	1,08	1,12	1,21	1,84	1,51	1,33	1,17
α_H^{op} , град	0	5	8	172	0	352	350

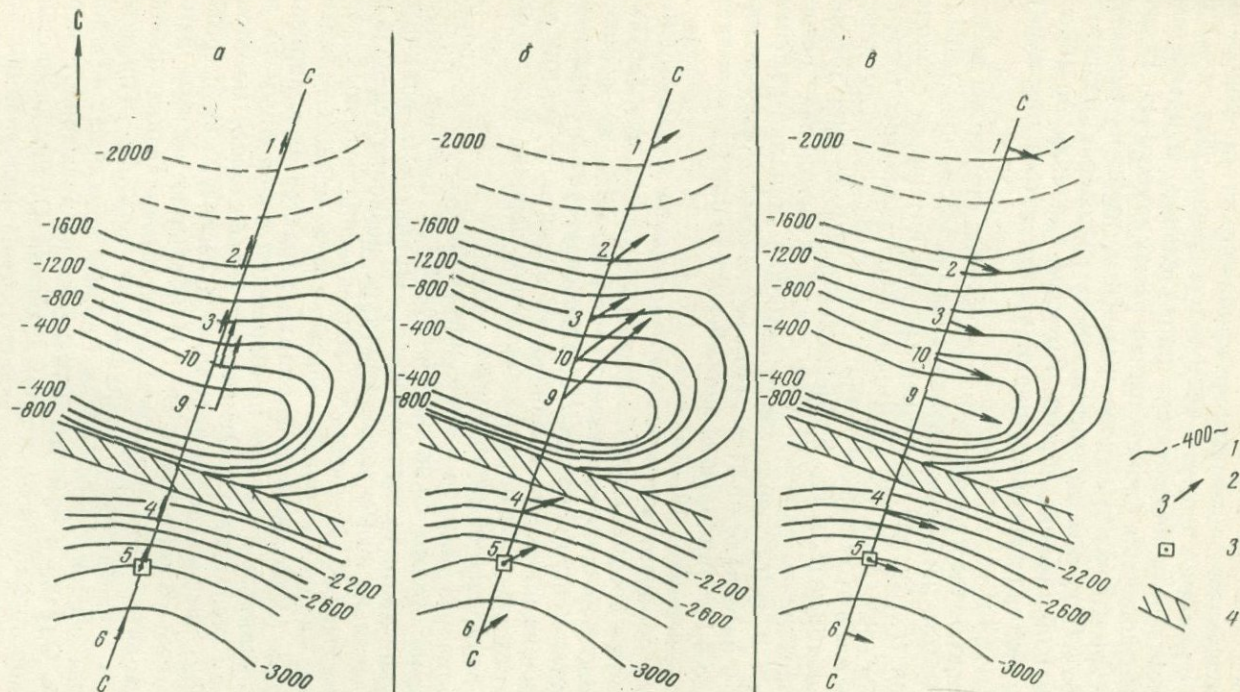


Рис. 35. Распределение мгновенных векторов электрического поля по профилю С—С на Речицкой структуре: а) α_E на базе 0° , б) $\alpha_E - 45^\circ$, в) $\alpha_E - 90^\circ$; 1—изогипсы по поверхности опорного горизонта (соль), 2—пункты наблюдений и векторы, 3—база, 4—зона тектонического нарушения

вых пунктах существенно различались как по модулю, так и по направлению (рис. 35, б).

На опущенном блоке по мере приближения к сбросу от пункта 6 к пункту 4 азимуты векторов увеличивались, т. е. они стремились занять положение, параллельное направлению сброса. На поднятом блоке картина резко изменяется. В своде структуры (пункт 9) мгновенный вектор имеет наименьший азимут ($\alpha=27^\circ$), т. е. стремится занять положение, перпендикулярное направлению сброса. По мере удаления от сброса азимуты векторов вновь начинают увеличиваться и в пункте 1 достигают 45° .

С целью более полной характеристики структуры поля в пункте 9 была измерена вертикальная составляющая магнитного поля H_z . Анализ, выполненный для интервала периодов 50—60 сек, показал, что взаимосвязь составляющих H_z и H_x проявляется в этом пункте значительно отчетливее, чем между составляющими H_z и H_y . Коэффициенты корреляции достигают соответственно значений 0,92 и 0,58. Коэффициент регрессии R для H_z и H_x с изменением периодов вариаций изменяется. Так, в интервале от 11 до 140 сек значение R уменьшается от 0,34 до 0,14. Наибольшие значения R (до 0,34) отмечались в интервале периодов 13—16 сек.

Таким образом, интенсивность вариаций составляющей H_z оказывается соизмеримой с вариациями H_x и в используемом диапазоне периодов составляет от 14 до 34% их величины. Присутствие составляющей H_z свидетельствует о существовании наклона плоскости поляризации магнитного вектора, меняющегося с периодом. С возрастанием периода наклон плоскости поляризации уменьшается.

Анализ результатов наблюдений вариаций естественного электромагнитного поля, произведенных в районах Белорусского кристаллического массива, Припятской впадины и более детально на Речицкой структуре, позволяет сделать следующие выводы. Мгновенное распределение основных характеристик вариаций горизонтальных составляющих геомагнитного поля (интенсивность вариаций, характер их поляризации и пр.) является в первом приближении однородным на всей площади исследования. Отмечается только общее монотонное убывание интенсивности вариаций с севера на юг с градиентом, также убывающим к югу. Наибольшие местные изменения характеристик горизонтальных составляющих наблюдаются в тектонически нарушенной области Припятской впадины, особенно у ее бортов и вблизи локальных неоднородностей. Однако и там эти изменения не превышают первых десятков процентов от средних значений. Обнаружено существование преимущественных направлений поляризации векторов вариаций геомагнитного поля, попадающих в большин-

стве случаев в раствор азимутальных углов второй (четвертой) четверти.

В отличие от однородного распределения характеристик горизонтальных геомагнитных компонент вариации электрического поля, наблюдаемые в тех же районах, меняются в широких пределах как по интенсивности, так и по характеру поляризации. Так, например, с переходом через границу впадины амплитуды электрического поля изменяются в несколько десятков раз. Во многих пунктах наблюдений установлено существование местного преимущественного направления вектора поля \vec{E} , совпадающего или приближающегося к направлению касательных к изогипсам опорного горизонта.

В районах с горизонтально однородным строением векторы \vec{E} меняют свое направление в широких пределах и следят за направлением векторов геомагнитного поля, стремясь стать в ортогональное к ним положение.

В районах с резко выраженным градиентом электропроводности векторы \vec{E} вытянуты вдоль строго фиксированных направлений и практически не следят за направлением геомагнитного поля. С изменением ориентации вектора \vec{H} угол между векторами \vec{E} и \vec{H} в этих районах может значительно отклоняться от 90° .

Установлено, что в краевых областях зон высокого сопротивления, примыкающих к районам, характеризующимся высокой проводимостью (борта впадины, свод структуры высокоомного основания), векторы \vec{E} стремятся расположиться вдоль градиента проводимости. Наоборот, в областях с более или менее хорошей проводимостью, граничащих с зонами повышенного сопротивления (опущенные крылья высокоомных структур, склоны массива), вектор E стремится стать в положение, нормальное к градиенту сопротивления, следуя за направлением изогипс основания.

МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
В ДИАПАЗОНЕ 0,03—100 сек НА ТЕРРИТОРИИ
БЕЛОРУССИИ И ПРИБАЛТИКИ

Вариации естественного электромагнитного поля в диапазоне 0,03—100 сек в общем комплексе магнитотеллурических исследований используются главным образом в решении задач структурной геологии, в частности при расчленении верхней части геологического разреза на геоэлектрические горизонты. Этому способствовали исследования Института физики Земли АН СССР в области разработки аппаратуры и методики регистрации вариаций данного диапазона. Следует указать, что магнитотеллурические исследования ИФЗ в диапазоне 0,03—100 сек осуществлялись применительно к решению задач глубинных исследований, в связи с чем полевые работы проводились в ряде районов с достаточно хорошо изученными геологическими разрезами, содержащими высокоомные экраны. В принятой модели высокоомный экран может быть отождествлен с породами земной коры, а подстилающие экран проводящие породы — с субстратом мантии.

Как известно, модельные исследования применительно к решению магнитотеллурических задач в достаточно широком объеме выполняются в лаборатории Ленинградского государственного университета (Брюнелли и др., 1969). Однако в лаборатории очень трудно создать специфические условия, близкие к природным, вследствие чего натурно-модельные исследования следует признать наиболее целесообразными.

В течение 1963—1969 гг. нами были выполнены магнитотеллурические исследования в пределах Припятской и Прибалтийской впадин, а также на Белорусском массиве. Во всех регионах регистрация естественного электромагнитного поля в высокочастотном диапазоне осуществлялась при помощи разработанной нами аппаратуры. Датчики ориентировались по геомагнитному меридиану и геомагнитной широте.

Первичная обработка наблюдений производилась преимущественно способом кажущихся импедансов (Бердичевский,

1968); вторичная — способом наименьших квадратов, позволяющим определить все компоненты тензора импеданса и судить о степени горизонтальной неоднородности среды. Расчеты выполнены на электронно-вычислительной машине по специальной программе.

ИССЛЕДОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ПРИПЯТСКОЙ ВПАДИНЫ

Магнитотеллурические исследования на территории Припятской впадины в расширенном диапазоне периодов выполнены вблизи роторных скважин на площадях различных геологических структур — Казанской, Глусской, Червонослободской, Речицкой антиклиналях и на Мозырской депрессии (см. рис. 24). Они ставились в опытном порядке с целью выяснения возможностей метода для изучения параметров отложений осадочного чехла и глубин залегания поверхности кристаллического фундамента в условиях наличия мощной толщи соленосных отложений очень высокого сопротивления. Соленосные отложения являются экраном для методов электроразведки на постоянном токе.

Геоэлектрический разрез Припятской впадины, по данным каротажа, состоит из пяти толщ, различных по электрическому сопротивлению (Стадник, Проценко, Пинчук, 1969).

Первая толща h_1 с сопротивлением 30—100 *ом·м* и мощностью 300—400 *м* включает пески, мергели и известняки третичного и частично мезозойского возраста. Вторая толща h_2 состоит из чередований прослоев глин, доломита и мергелей, относящихся к нижнему триасу — верхнему девону. Удельное сопротивление этой толщи 1,0—2,0 *ом·м*, а мощность колеблется в пределах 300—2500 *м*. Третья толща h_3 представлена соленосными осадками девона, обладающими очень высоким сопротивлением, достигающим 2000 *ом·м* и большой мощностью 900—3400 *м*. На общем фоне погружения соленосной толщи в восточном и юго-восточном направлении имеются локальные соляно-купольные и антиклинальные поднятия, достигающие нескольких сотен метров. Четвертая толща h_4 соответствует подсолевым отложениям, которые имеют мощность около 600 *м* и характеризуются сопротивлением 0,5—3,3 *ом·м*. Они состоят из песчаников, доломитов, глин, относящихся к среднему девону — нижнему кембрию. Пятая толща h_5 геоэлектрического разреза включает породы кристаллического фундамента, которые имеют очень высокое сопротивление. В формировании рельефа кристаллического фундамента большую роль играла разломная тектоника. Изменение глубин залегания фундамента вдоль разломов превышает 1000 *м*.

Как известно, рельеф кристаллического фундамента оказывает существенное влияние на результаты магнитотеллурических исследований. Экспериментально установлено, что при наклонном залегании фундамента достоверность интерпретации определяется характером поляризации электрического поля. Согласно Г. А. Анищенко (1965 а, б), наиболее уверенные результаты получаются при поперечной поляризации поля. При продольной поляризации поля замеры кажущегося электрического сопротивления ρ_T оказываются завышенными. В случае наличия уступа при поперечной поляризации электрического поля искажения в замерах ρ_T имеют сложный характер. Так, например, при склоне уступа в 45° , согласно В. И. Дмитриеву (1965), значения ρ_T над опущенной гранью оказываются завышенными примерно на 42%, а над приподнятой гранью — заниженными на 16%.

Теоретические исследования о влиянии высокоомного пропластка на электромагнитное поле выполнены только для двумерных моделей. В частности, в работах М. Н. Бердичевского (1968) и Г. Г. Обухова (1965) рассмотрены модели выклинивающегося слоя с горизонтальным и наклонным высокоомным пропластком, обладающим поперечным сопротивлением T . Показано, что высокоомный пропласток прозрачен для магнитотеллурического метода только при продольной поляризации электрического поля (E -поляризация). При поперечной поляризации (H -поляризация) результаты исследований находятся в зависимости от величины поперечного сопротивления пропластка T и угла наклона его поверхности.

При крутых углах падения пропластка и значениях параметра $\mu = T/T_1 > 10^4$, где T_1 — поперечное сопротивление вышележащей толщи, влияние подстилающих пород может быть не замечено и магнитотеллурические наблюдения дадут лишь информацию о параметрах толщи, залегающей над высокоомным экраном.

Рельеф соленосных осадков в Припятской впадине имеет сложный характер и не соответствует двумерным моделям, рассмотренным в работах М. Н. Бердичевского и Г. Г. Обухова. Вследствие указанных особенностей геологического разреза магнитотеллурические исследования на территории Припятской впадины могли проводиться только в опытном порядке.

Интерпретация кривых зондирований, построенных по значениям импеданса, равным большим и малым осям импедансных диаграмм, осуществлена при помощи теоретических палеток, рассчитанных по параметрам геоэлектрических разрезов скважин Припятской впадины. Шифр теоретических палеток приведен в табл. 12, где $v_i = h_i/h_1$, $\mu_i = \rho_i/\rho_1$, h_i — мощность, а ρ_i — сопротивление i -го слоя.

Таблица 12
Шифр теоретических кривых

Номер кривой	v_2	μ_2	v_3	μ_3	v_4	μ_4	v_5	μ_5
1	1,6	0,11	∞	3,12	—	—	—	—
2	1,6	0,11	4,75	6,25	2,10	0,125	—	18,7
3	1,0	0,12	∞	∞	—	—	—	—
4	4,0	0,063	∞	∞	—	—	—	—
5	4,0	0,063	2,12	71,0	1,25	0,036	∞	∞
6	4,0	0,063	1,82	4,0	1,09	0,045	∞	∞

Рассмотрим результаты наблюдений у Казанской, Глуской и Червонослободской скважин, где углы падения слоев соленосных отложений не превышают 7° . Отметим, что большие и малые оси импедансных диаграмм в этих пунктах, как показывает сравнение с геологическими данными, соответственно отвечают поперечной и продольной поляризации электрического поля.

Кривые зондирования, полученные у Казанской скважины и приведенные на рис. 36, интерпретируются при помощи палеток 1, 2 (см. табл. 12). Результаты интерпретации кривой ρ_{\perp} , построенной для поперечной поляризации электрического поля, следующие: $h_1=435$ м, $\rho_1=15,5$ ом·м, $S_1=28$ мо, $h_2=695$ м, $\rho_2=1,72$ ом·м, $S_2=400$ мо. Таким образом, мощность

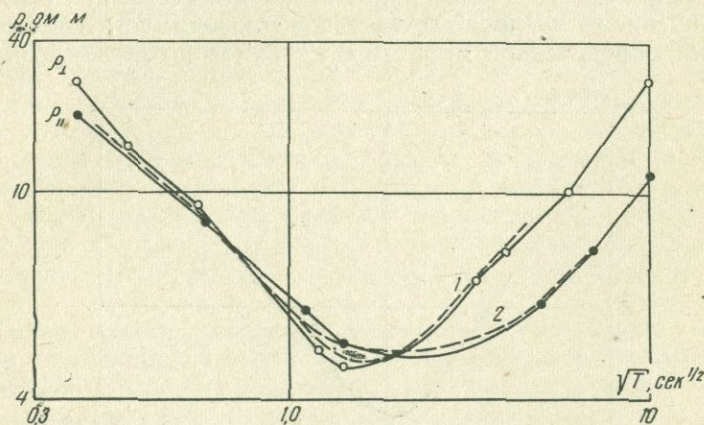


Рис. 36. Экспериментальные (сплошная линия) и теоретические (штриховая линия) кривые зондирования в Казанске (скв. Р-1). Здесь и далее номера теоретических кривых соответствуют номерам в табл. 12

надсолевых отложений по данным интерпретации кривой зондирования равна 1120 м, в то время как истинная ее величина по данным бурения составляет 996 м.

Кривая ρ_{\parallel} , построенная для продольной поляризации электрического поля, при наложении удовлетворительно совпадает с теоретической палеткой 2, рассчитанной по параметрам Казанской и Северо-Домановичской скважин. Интерпретация экспериментального графика приводит к следующим данным: $h_1=435$ м, $\rho_1=15,5$ ом·м, $S_1=28,0$ мо, $h_2=695$ м, $\rho_2=1,72$ ом·м, $S_2=400$ мо, $h_3=2060$ м, $\rho_3=96$ ом·м, $S_3=21,4$ мо, $h_4=910$ м, $\rho_4=1,94$ ом·м, $S_4=470$ мо, $h_5=\infty$, $\rho_5=\infty$. Следовательно, глубина залегания кристаллического фундамента в пункте наблюдения, согласно магнитотеллурическому зондированию, равна 4090 м. По данным КМПВ, мощность осадочной толщи составляет 3600 м.

Таким образом, результаты интерпретации кривых зондирования на Казанской площади находятся в удовлетворительном соответствии с данными бурения и корреляционного метода преломленных волн.

Менее уверенные результаты получены у Глусской скважины (рис. 37). Для этого пункта полная кривая зондирования получена только по поперечной поляризации электрического поля. Так же, как и для Казанской скважины, эта кривая зондирования содержит информацию о надсолевой толще. Интерпретация ее с помощью палетки 3 дает следующие результаты: $h_1=350$ м, $\rho_1=52$ ом·м, $S_1=7,0$ мо, $h_2=350$ м, $\rho_2=1,8$ ом·м, $S_2=190$ мо. Мощность первой толщи и продольная проводимость надсолевых отложений по этой кривой определяются со значительными погрешностями. Большое отклонение от значений продольной проводимости надсолевой толщи, определенной методом ВЭЗ, отмечено также у Вишан-

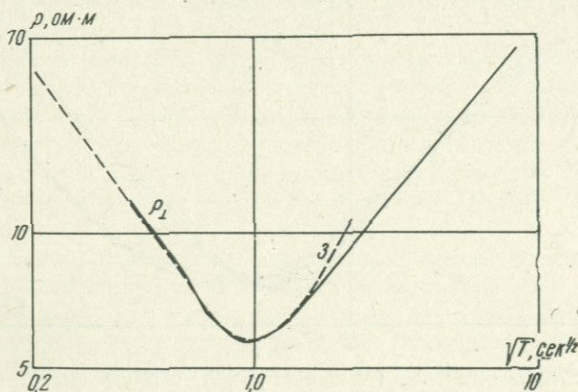


Рис. 37. Экспериментальные кривые зондирования в Глуске (скв. Р-1)

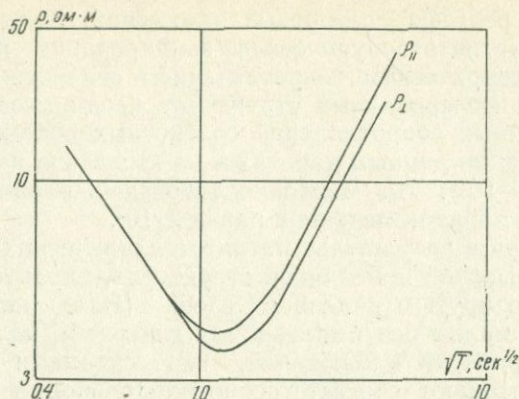


Рис. 38. Экспериментальные кривые зондирования в Червонной Слободе

ской скважины, где магнитотеллурические исследования были выполнены в диапазоне 20—100 сек.

На рис. 38 приведены кривые зондирования у Червонно-слободской скважины. Здесь соленосные отложения образуют пологую складку с широким сводом, так что в пункте наблюдения осадочные породы залегают почти горизонтально. Кристаллический фундамент осложнен сбросами субширотного простираения. Согласно ВЭЗ, продольная проводимость надсолевых отложений около скважины равна 180 *мо*. По кривым зондирования, построенным по поперечной и продольной поляризации электрического поля, проводимость осадочной толщи определяется в 325—360 *мо*. Следовательно, соленосные осадки у Червоннослободской скважины оказались прозрачными для различной поляризации естественного поля. Аналогичные данные получены также у Домановичской скважины, около которой магнитотеллурические исследования выполнены в диапазоне 20—100 сек. Влияние на результаты зондирования поднятия и разломов кристаллического фундамента на Червоннослободской площади выразилось в завышенных значениях кажущегося электрического сопротивления в правой ветви кривой. По этой причине количественная интерпретация кривых зондирования приводит к недостоверным результатам.

Таким образом, приведенные материалы свидетельствуют о том, что соленосные осадки при небольших углах падения оказывают различное влияние на естественное электромагнитное поле. Так, например, на Казанской площади они прозрачны только для продольной, а на Червоннослободской — для продольной и поперечной поляризации электрического поля. Это, несомненно, связано с различиями в формах по-

гребенного рельефа соленосных отложений. Кроме того, результаты магнитотеллурических зондирований находятся в связи с электрическим сопротивлением соленосных осадков, которое на исследованных структурах неодинаково. Отношение поперечных сопротивлений соленосных осадков и надсолевых пород, по данным каротажа максимально на Казанской площади ($2 \cdot 10^3$). На Червонослободской площади это отношение на порядок меньше и равно $2 \cdot 10^2$.

Рассмотрим результаты магнитотеллурических исследований на Мозырской и Речицкой структурах, характеризующихся довольно крутым падением слоев (Владимиров, 1970). Большие и малые оси импедансных диаграмм, полученные по данным обработки наблюдений, над склонами указанных структур отвечают соответственно продольной и поперечной поляризации электрического поля. Кривые зондирования, приведенные на рис. 39, построены по материалам наблюдения в районе Мозырской депрессии, имеющей широтное простирание. В пункте наблюдения соленосные осадки залегают на глубине 2513 м и наклонены под углом 15° . Кривая ρ_{\parallel} интерпретируется при помощи трехслойной палетки 4. Результаты интерпретации следующие: $h_1=470$ м, $\rho_1=14,0$ ом·м, $S_1=33,5$ мо, $h_2=1880$ м, $\rho_2=0,9$ ом·м, $S_2=2090$ мо. Эта кривая, отвечающая продольной поляризации электрического поля, содержит информацию только о надсолевой толще, мощность которой оценивается с погрешностью около 10%. Вели-

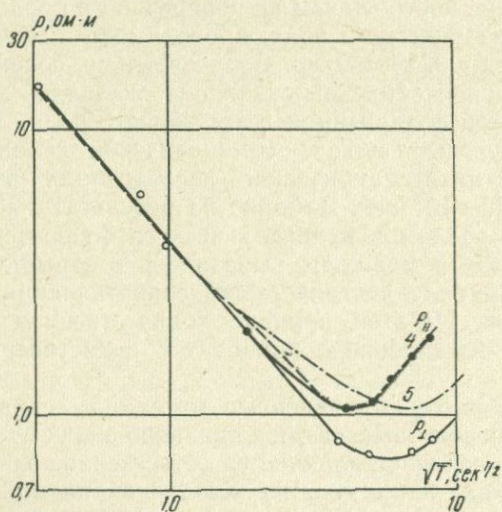


Рис. 39. Экспериментальные и теоретические кривые зондирования в Слободке (скв. Мозырская Р-1)

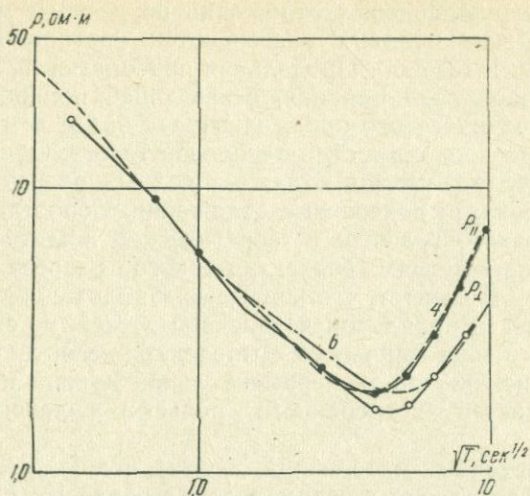


Рис. 40. Экспериментальные и теоретические кривые зондирования в Речице (скв. Р-5)

чины кажущегося электрического сопротивления в зоне минимума кривой зондирования не превышают 0,7 ом·м. Такие низкие величины сопротивлений не характерны для надсолевых отложений. Глубокий минимум кривой не может быть обусловлен и проводящими подсолевыми отложениями. Об этом свидетельствует несовпадение данной кривой с теоретической палеткой 5, рассчитанной для разреза с минимальными сопротивлениями подсолевых пород (0,5 ом·м). Все это позволяет нам заключить, что на конфигурации экспериментального графика сказалось влияние сложных форм погребенного рельефа соленосных отложений.

Кривые зондирования, изображенного на рис. 40, построены по материалам наблюдения у скважины, пробуренной на южном склоне антиклинальной структуры Речицкой площади, на некотором удалении от сброса большой амплитуды, где соленосные осадки залегают на глубине 2800 м с углом падения 27°. Продольная проводимость надсолевых отложений в пункте наблюдения по данным ВЭЗ равна 1300—1400 мо. Обе кривые, построенные для продольной и поперечной поляризации электрического поля, имеют одинаковую форму и удовлетворительно совмещаются с теоретической палеткой 4. Однако наиболее точную информацию о надсолевой толще содержит кривая, отвечающая продольной поляризации. Результаты интерпретации этой кривой следующие: $h_1 = 550$ м, $\rho_1 = 25,0$ ом·м, $S_1 = 22,0$ мо, $h_2 = 2200$ м, $\rho_2 = 1,7$ ом·м, $S_2 = 1300$ мо. Таким образом, суммарная мощность и продольная

проводимость надсолевых отложений по данным магнитотеллурических зондирований оказываются соответственно равными 2750 м и 1322 мО. Продольная проводимость, определенная по кривой зондирования, отвечающей поперечной поляризации электрического поля, завышена более чем на 400 мО относительно проводимости надсолевой толщи. Однако нельзя полагать, что эта кривая отражает полный разрез осадочной толщи, включая и подсолевые отложения. Сопоставление экспериментального графика с теоретической палеткой, рассчитанной по параметрам геоэлектрического разреза Речицкой структуры, показывает, что кривые при наложении совпадают лишь в области начальной и конечной ветвей, но значительно расходятся в зоне минимума. Выявленное несоответствие указывает на искажение экспериментальной кривой под влиянием неровностей погребенного рельефа соленосных отложений.

Из приведенных материалов следует, что пласты пород высокого сопротивления с углом падения более 10° в диапазоне периодов 0,03—100 сек являются экранами для магнитотеллурического метода. Достоверную информацию содержат только кривые зондирования, построенные по большим осям импедансных диаграмм. Однако в условиях антиклинальных структур с крутыми склонами над осью складок по максимальным значениям импеданса могут получаться сильно заниженные величины проводимости надсолевых отложений. Так, например, отношение продольных проводимостей, определенных по данным магнитотеллурических зондирований и ВЭЗ, в районе скважины Р-19 Речицкой структуры равно 1/2. Указанные искажения электромагнитного поля над сводом антиклинального поднятия могут приводить к существенным ошибкам в определении глубин залегания погребенного рельефа в сторону завышения.

В табл. 13 приведены результаты послойной интерпретации кривых магнитотеллурического зондирования и данные бурения. Из-за недостаточно широкого диапазона использованных вариаций естественного электромагнитного поля параметры верхнего слоя h_1 являются фиктивными. Мощность h_2 второго слоя разреза, отвечающего проводящим осадкам нижнего триаса — верхнего девона, определяется с погрешностью до 15%. Большие погрешности в определении мощности первого слоя при малых значениях параметра $v_2 = h_2/h_1$ приводят к низкой точности определения суммарной мощности h_{12} надсолевых отложений. С увеличением параметра v_2 , что имеет место при глубоком залегании соленосных осадков, погрешности в определении мощности надсолевых отложений уменьшаются и, как видно из таблицы, составляют 6—2% у Мозырской Р-1 и Речицкой Р-5 скважин.

Таблица 13

Результаты интерпретации кривых магнитотеллурических зондирований (МТЗ) и их сопоставление с данными бурения и ВЭЗ в Припятской впадине

Скважина	ρ_1 , ом·м	h_1 , м		Расх., %	ρ_2 , ом·м	h_2 , м		Расх., %	h_{12} , м		Расх., %	S_{12} , м		k
		скв.	МТЗ			скв.	МТЗ		скв.	МТЗ		ВЭЗ	МТЗ	
Казанская Р-1	16,5	377	435	15,5	1,72	617	685	11,0	994	1120	12,0	400	428	1,07
Глусская Р-1	52,0	230	350	52,5	1,80	330	350	6,1	560	700	25,0	160	200	1,25
Червонослободская Р-1	31,0	290	310	—	—	—	—	—	—	—	—	180	340	1,90
Вишанская Р-1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	300	410	1,37
Домановичская Р-1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	830	1250	1,50
Мозырская Р-1	14,0	322	470	45,8	0,90	2178	1880	13,7	2500	2350	6,0	1300	2120	1,63
Речицкая Р-5	25,0	400	550	37,5	1,70	2422	2200	10,0	2800	2750	1,8	1300	1312	1,00

Таким образом, глубинность магнитотеллурического метода в условиях сложного строения Припятской впадины однозначно не определяется характером поляризации естественного электромагнитного поля. При наличии низкоомных надсолевых отложений, как показывает опыт работ, ориентировка больших осей импедансных диаграмм характеризуется непостоянством. Она связана с преимущественным направлением канализации естественных земных токов, которое определяется главным образом неровностями в рельефе соленосных осадков очень высокого электрического сопротивления. Поэтому кривые зондирования, построенные по большим осям, соответствующим поперечной и продольной поляризации электрического поля, содержат информацию только о надсолевой толще.

Кривые зондирования, построенные по малым осям импедансных диаграмм, содержат информацию о всей осадочной толще только в том случае, если эти оси отвечают продольной поляризации электрического поля. Однако следует отметить, что на экспериментальной кривой ρ_{\parallel} , как было видно из рис. 36, соленосные и подсолевые отложения не проявляются в качестве самостоятельных горизонтов. Влияние этих толщ может быть отчетливо заметно лишь на разрезах, в которых подсолевые отложения по значению продольной проводимости значительно превосходят надсолевую толщу. Такая особенность геоэлектрического разреза характерна для Шатилковской депрессии. В качестве примера приведем результаты работ у Величковичей (в 30 км к юго-западу от г. Старобина), где, по геологическим данным, соленосные осадки замещены известняками мощностью около 350 м. Толща известняков достаточно высокого сопротивления обусловила четкий перегиб кривой зондирования, изображенной на рис. 41. Интерпретация экспериментальной кривой дает глубину залегания низкоомного слоя, соответствующего среднедевонским глинам, в 1100 м. Эти данные интерпретации хорошо согласуются с данными Старобинской скважины, вскрывшей среднедевонские глины в интервале глубин 1124—1371 м. Кривая зондирования, полученная на территории Шатилковской депрессии, позволяет осуществление послойной интерпретации. В остальной части Припятской впадины подсолевые и надсолевые отложения незначительно различаются по продольной проводимости, поэтому можно полагать, что кривые ρ_{\parallel} будут иметь недифференцированный характер и послойная интерпретация их будет затруднена.

Следует также указать, что в значениях продольной проводимости S_{12} надсолевых отложений, определенных в одних и тех же пунктах методами МТЗ и ВЭЗ на постоянном токе,

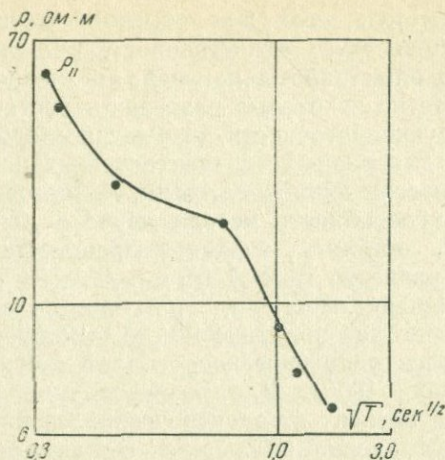


Рис. 41. Экспериментальная кривая зондирования в Величковичах

как видно из табл. 13, наблюдаются большие расхождения. Над пологими структурами эти расхождения можно объяснить большей глубинностью магнитотеллурического метода по сравнению с ВЭЗ и влиянием неровности погребенного рельефа соленосных отложений, что при поперечной поляризации электрического поля, как видно из результатов работ на Мозырской и Речицкой площадях, приводит к заниженным значениям ρ_T . При крутых углах падения соленосные осадки служат экраном для магнитотеллурического метода в широком диапазоне периодов (до 100 сек), и несоответствие в данных интерпретации указанных методов, по-видимому, может быть обусловлено характером распространения используемых электромагнитных полей. В отличие от ВЭЗ магнитотеллурический метод базируется на электромагнитном поле, имеющем региональный характер. В связи с этим в данные интерпретации МТЗ вносятся искажения от неоднородностей, находящихся вдали от пунктов наблюдения.

Рассмотрим вопрос о разрешающей способности магнитотеллурического метода в условиях пятислойного разреза Припятской впадины. Использование метода МТЗ на территории Припятской впадины осложняется как наличием в разрезе соленосной толщи, так и непостоянством электрического сопротивления подсолевых отложений. Из-за этих особенностей геоэлектрического разреза интерпретация кривых зондирования при закрепленных параметрах не представляется возможной, и достоверность данных МТЗ будет определяться его разрешающей способностью.

Следует отметить, что для обратной магнитотеллурической задачи существует единственность решения (Тихонов, 1965). Однако опыт работы показал, что разрешающая способность метода на некоторых разрезах недостаточно высокая и при существующей точности полевых исследований кривые зондирования для разных геоэлектрических разрезов оказываются практически эквивалентными. К настоящему времени разрешающая способность метода изучена для трехслойных разрезов. Так, например, низкая разрешающая способность отмечена для разрезов типа А ($\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$), у которых одновременное изменение мощности и сопротивления среднего слоя в несколько раз практически не отражается на значениях кажущегося электрического сопротивления ρ_T (Владимиров, Колмаков, 1960). Для разрезов типа К ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$) значения ρ_T не зависят от электрических свойств пропластка высокого сопротивления (Колмаков, Владимиров, 1961 а, б). Можно полагать, что эта особенность сохраняется и для пятислойных разрезов Припятской впадины, третий слой которых (соленосные осадки), как указывалось выше, обладает очень высоким сопротивлением.

Для оценки разрешающей способности магнитотеллурических зондирований в условиях пятислойного разреза произведен анализ теоретических кривых (Владимиров, Дмитриев, 1969). Кривые рассчитаны для разрезов с одинаковой суммарной продольной проводимостью отложений, лежащих на высокоомном основании (кристаллический фундамент) и отличающихся по параметрам третьего h_3 (соленосная толща) и четвертого h_4 (подсолевая толща) слоев. Теоретические кривые расшифрованы в табл. 14, где $v_i = h_i/h_1$, $\mu_i = \rho_i/\rho_1$, h_i и ρ_i — мощность и сопротивление i -го слоя.

Кривые 1—3 соответствуют разрезам, которые различаются по мощности третьего слоя. Из табл. 14 видно, что изменение мощности этого слоя на 25%, т. е. на величину примерно равную полусумме мощностей верхних двух слоев, ведет к

Таблица 14
Шифр теоретических кривых

Номер кривой	v_2	μ_2	v_3	μ_3	v_4	μ_4	v_5	μ_5
1	1,60	0,112	4,75	6,25	1,58	0,125	∞	18,7
2	1,60	0,112	2,37	6,25	1,62	0,125	∞	18,7
3	1,60	0,112	3,56	6,25	1,60	0,125	∞	19,2
4	1,62	0,114	3,80	10,0	2,70	0,22	∞	15,0
5	1,60	0,112	3,90	6,25	1,50	0,125	∞	∞

изменению сопротивления в минимуме кривых не более чем на 10%. Следовательно, кривые 1, 2, 3 при существующей точности полевых исследований можно считать между собой эквивалентными. Теоретические расчеты показывают, что изменения ρ_T не наблюдается и при изменении сопротивления третьего слоя в 10 раз (от 100 до 1000 *ом·м*). Следовательно, магнитотеллурическим методом нельзя решать задачу по определению электропроводности некоторых слоев геологического разреза Припятской впадины.

Геоэлектрические разрезы, которым отвечают кривые 4, 5, различаются главным образом по параметрам четвертого слоя. Одновременное изменение мощности и сопротивления этого слоя в 1,7 раза практически не изменяет форму кривых. Слабая разрешающая способность метода в оценке параметров четвертого слоя, по-видимому, обусловлена экранирующим влиянием верхних мощных низкоомных слоев.

Теоретические кривые 1, 3, 5 удовлетворительно совпадают с экспериментальной кривой зондирования, полученной около Казанской скважины. Послойная интерпретация этой кривой, как видно из табл. 14, может содержать погрешности в оценке параметров слоев, иногда превышающие 20%. Погрешность в определении глубины залегания кристаллического фундамента равна 15%.

Отметим, что теоретические палетки рассчитаны для конечного значения сопротивления третьего слоя, превышающего сопротивление вмещающих слоев в 50 раз. При дальнейшем увеличении ρ_3 , как показывают расчеты, кривые практически не изменяют своей формы. Конечное значение ρ_3 принято для оценки возможности выявления магнитотеллурическим методом межсоловых отложений, имеющих мощность несколько сотен метров и сопротивление около 20 *ом·м*. Оказалось, что изменение продольной проводимости третьего слоя на 6 *мо* (теоретические кривые 1, 3) приводит к незначительному изменению кажущегося сопротивления в зоне минимума, которое может быть не замечено при существующей точности наблюдений. Следовательно, пласт мощностью $h=20 \cdot 6 = 120$ м, заключенный в соленосной толще, не может быть выявлен магнитотеллурическим методом.

Таким образом, проведенные исследования свидетельствуют о слабой разрешающей способности магнитотеллурического метода на территории Припятской впадины. Изменение мощности соленосных осадков на 25% и параметров подсоловых отложений примерно в два раза практически не приводит к изменению кривой зондирования. Низкая разрешающая способность метода значительно ограничивает возможности МТЗ для изучения рельефа кристаллического фундамента.

Анализ экспериментального материала, полученного в условиях Припятской впадины, позволяет сделать заключение, что соленосные осадки очень высокого сопротивления при горизонтальном залегании прозрачны при любой поляризации электрического поля. Однако в районах разломов кривые зондирования могут быть искажены неровностями поверхности кристаллического фундамента, в связи с чем количественная интерпретация их становится невозможной. Экспериментальные кривые зондирования, полученные над склонами погребенного рельефа до 7° , находятся в удовлетворительном согласии с данными теории. Соленосные осадки при таких склонах прозрачны при продольной и непрозрачны при поперечной поляризации электрического поля. При склонах погребенного рельефа более 10° соленосные осадки в диапазоне периодов 0,03—100 сек непрозрачны при любой поляризации поля. Кривые зондирования, построенные по большим осям импедансных диаграмм, в условиях Припятской впадины содержат информацию о надсолевой толще. Погрешность в определении глубин залегания соленосной толщи не превышает 25%. Таким образом, доказана возможность применения магнитотеллурического метода на площадях с углом падения пород до 30° для изучения параметров надсолевой толщи. Кривые зондирования, построенные по малым осям импедансных диаграмм, могут содержать полезную информацию о всей осадочной толще в том случае, если эти оси отвечают продольной поляризации электрического поля. Но имеющегося фактического материала недостаточно для оценки искажающего влияния горизонтальных неоднородностей, а поэтому практическое использование этих кривых нельзя считать окончательно выясненным.

Применение магнитотеллурического метода для изучения рельефа кристаллического фундамента осложняется непостоянством мощности соленосных осадков и электрического сопротивления подсолевых отложений. Использование магнитотеллурических исследований из-за слабой их разрешающей способности должно осуществляться с обязательной привязкой к данным опорного бурения и других методов геофизической разведки.

ИССЛЕДОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ПРИБАЛТИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Магнитотеллурические исследования на территории Прибалтийской впадины ставились с целью изучения влияния на структуру наблюдаемого электромагнитного поля и на результаты магнитотеллурических зондирований слоев высокого со-

противления верхнепермских соленосных и гипсово-ангидритовых отложений.

По данным бурения (Сувейздис, 1963 и др.), в Прибалтийской впадине под четвертичным покровом залегают отложения мелового, юрского и триасового возраста с суммарной мощностью до 700 м. Представлены они глинами, мергелями, известняками, алевролитами, песками. Породы мезозоя подстилаются верхнепермскими отложениями. Они имеют максимальную мощность порядка 320 м и характеризуются очень высоким сопротивлением, так как представлены лагунно-морскими осадками — гипсами, ангидритами, солью. Верхнепермские отложения трансгрессивно покрывают отложения девона, которые наиболее полно развиты в западных частях Латвии и Литвы. Сложены они песчаниками, глинами, алевролитами, прослоями известняков. Отложения силура, ордовика и подстилающие их породы кембрия, залегающие на допалеозойском кристаллическом фундаменте, достигают мощности 600 м. Представлены они чередованием песчаников, мергелей, глин, известняков. Мощность их увеличивается в направлении к оси впадины и достигает 1400 м. Кристаллический фундамент впадин имеет ряд выступов и впадин второго порядка, в частности, в пределах района исследований выделяются Нивенская, Жемантийская и Дзукийская впадины, Сувалкское, Среднелитовское и Южнолитовское поднятия.

Результаты обработки каротажных диаграмм по скв. Соснава-6 и Вирбалис-16 указывают на низкоомный характер геоэлектрического разреза осадочных отложений впадины. Сопротивление надсолевой толщи равно 6—7 ом·м, подсолевых отложений — 4—6 ом·м. Верхнепермские лагунно-морские осадки имеют высокое сопротивление, достигающее 1000 ом·м и более. Таким образом, Прибалтийская впадина по мощности и условиям залегания пластов высокого сопротивления отличается от Припятской впадины, где соленосные отложения имеют большую мощность, а рельеф их поверхности осложнен соляной тектоникой.

Магнитотеллурические исследования в пределах Прибалтийской впадины выполнены в 1967—1969 гг. в пунктах, образующих профиль широтного простираения Пренай — Лермонтово. По этому профилю, пересекающему Дзукийскую впадину, Сувалкское поднятие и Нивенскую впадину, верхнепермские породы и кристаллический фундамент под малым углом около 1° наклонены на запад. Мощность верхнепермских отложений непостоянна. Она увеличивается с востока на запад в пределах от 17 до 320 м. Состав отложений также непостоянен. В интервале профиля Леленис — Вербалис они представлены ангидритами, а в остальной части — каменной солью.

Интерпретация кривых зондирования в сопоставлении с данными бурения свидетельствует об изменении вдоль профиля продольного сопротивления осадочной толщи. В интервале профиля Пренай — Соснава оно равно $5,0 \text{ ом} \cdot \text{м}$, а в интервале Луговое — Лермонтово около $3,0 \text{ ом} \cdot \text{м}$. Таким образом, в западном направлении, несмотря на увеличение мощности высокоомных верхнепермских отложений, наблюдается уменьшение продольного сопротивления осадочной толщи.

Кривые зондирования строились только по большим осям импедансных диаграмм, которые на карте ложатся параллельно изогипсам погребенного рельефа (продольная поляризация электрического поля). Круговые диаграммы главного импеданса при периодах $20\text{--}40 \text{ сек}$ очень часто по малой оси содержат пережимы, характерные для разрезов с горизонтальными неоднородностями. В связи с искажающим воздействием неоднородностей кривые зондирования по малым осям не строились. Типичные круговые диаграммы главного и дополнительного импедансов приведены на рис. 42. Отметим, что использованный диапазон вариаций естественного электромагнитного поля не обеспечил получения полной левой ветви кривых, необходимой для определения параметров первого слоя разреза. Полученные при интерпретации значения h_1 и ρ_1 соответствуют параметрам некоторого фиктивного слоя, подошва которого примерно отвечает основанию верхнепермских отложений.

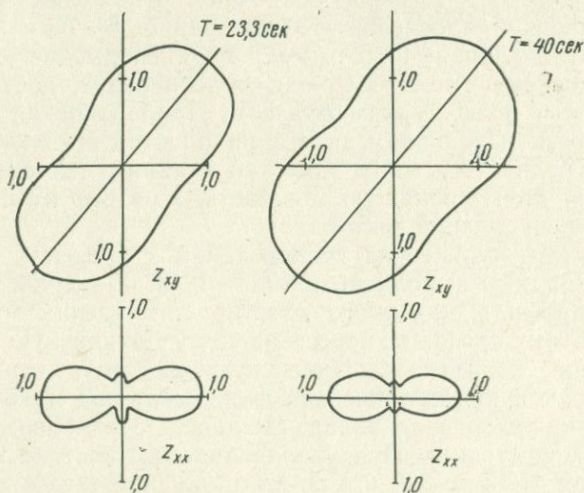


Рис. 42. Круговые диаграммы Z_{xy} и Z_{xx} (Приозерск)

Таблица 15

Результаты интерпретации кривых магнитотеллурических зондирований
и их сопоставление с данными бурения в Прибалтийской впадине

Пункт наблюдения	$\rho_1, \text{ом}\cdot\text{м}$	$h_1, \text{м}$		Расх., %	$\rho_2, \text{ом}\cdot\text{м}$	$h_2, \text{м}$		Расх., %	$S_1+S_2, \text{мо}$	$\rho_{\text{т}}, \text{ом}\cdot\text{м}$	$H, \text{м}$		Расх., %
		скв.	МТЗ			скв.	МТЗ				скв.	МТЗ	
Лермонтово	—	—	—	—	—	—	—	—	530	3,20	1690	1710	1,1
Приозерск	15,0	—	740	—	1,80	—	740	—	460	3,20	1690	1480	12,4
Луговое	14,0	677	630	7,0	1,80	573	630	10,0	395	3,20	1250	1260	0
Соснава	—	—	—	—	—	—	—	—	200	5,0	950	1000	5,3
Пренай	21,0	351	436	24,1	2,80	429	436	1,7	176	5,0	780	872	11,8
Леленис	—	—	—	—	—	—	—	—	100	5,0	—	500	—

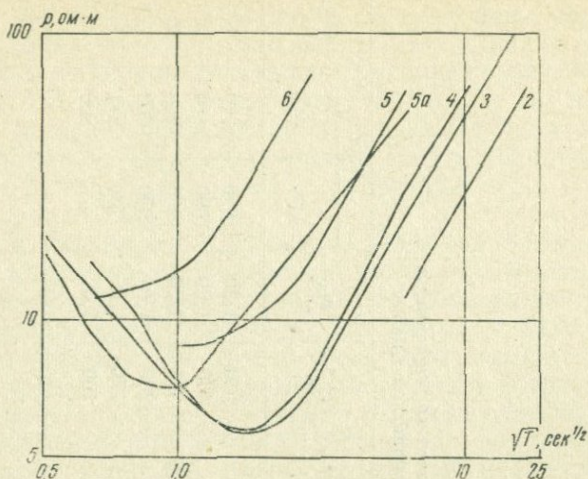


Рис. 43. Экспериментальные кривые зондирования в Прибалтийской впадине. Здесь и далее номера кривых соответствуют номерам пунктов на рис. 24

В табл. 15 приведены результаты интерпретации кривых зондирования, показанных на рис. 43. Осуществлена послышная интерпретация только тех зондирований, которые имеют глубокий минимум, обусловленный проводящими подсолевыми отложениями. Мощность верхнего слоя определяется с погрешностью до 24%. Мощность подсолевых отложений оценивается более надежно с погрешностью до 10%.

По кривым зондирования, не имеющим четкого минимума, определена продольная проводимость осадочной толщи с использованием отношения $S = 356 \sqrt{T}$, где S — суммарная продольная проводимость осадочной толщи, а \sqrt{T} — абсцисса точки пересечения асимптоты с осью $\rho_1 = 1$. Глубина залегания кристаллического фундамента находилась по известному соотношению $H = \rho_m S$, где ρ_m — среднее сопротивление осадочной толщи. Погрешность в определении глубины залегания кристаллического фундамента, как видно из табл. 15, не превышает 13%.

Таким образом, горизонтально залегающие верхнепермские отложения очень высокого сопротивления оказались прозрачными для продольной и поперечной поляризации электрического поля. Кривые зондирования, построенные по большим осям импедансных диаграмм, в условиях Прибалтийской впадины содержат удовлетворительную информацию о всей осадочной толще. Несмотря на незначительный наклон

пластов по профилю, малые оси импедансных диаграмм претерпевают большие искажения, вследствие чего использовать их для целей интерпретации невозможно.

ИССЛЕДОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССКОГО МАССИВА

Магнитотеллурические исследования в диапазоне 0,03—16 сек на территории Белорусского массива ставились с целью получения начальной ветви кривых глубинного зондирования. Они выполнены на шести пунктах с различной глубиной залегания кристаллического фундамента. Последний покрыт нижнекембрийскими, среднедевонскими и четвертичными отложениями, представленными пластами песчаников, мергелей и глин (Очерки по геологии СССР, 1957). Опорным электрическим горизонтом в этом районе, как показали ВЭЗ, служат породы кристаллического фундамента, обладающие высоким сопротивлением и обуславливающие наклон правой ветви кривых в 45° к оси абсцисс. Среднее сопротивление осадочной толщи, по данным ВЭЗ, на территории Белорусского массива непостоянно и колеблется в широких пределах от 15 до 50 ом·м.

На всех пунктах наблюдения в пределах Белорусского массива зафиксированы различного рода помехи. Основные из них обусловлены работой радиотелеграфа, энергосетей и др. При наличии помех большое значение приобретают синхронные наблюдения поля в нескольких пунктах, которые позволяют на осложненном фоне записи выявить полезные для магнитотеллурических исследований сигналы.

Полученные кривые магнитотеллурических зондирований приведены на рис. 44. Использованный диапазон вариаций естественного электромагнитного поля не позволил получить четкую ветвь кривых, обеспечивающую привязку к первому слою разреза. В условиях маломощных высокоомных отложений, лежащих на непроводящем кристаллическом основании, диапазон вариаций следовало увеличить до 300—500 *гц*. Все кривые зондирования, как видно из рисунка, имеют форму, характерную для районов с неглубоким залеганием кристаллического фундамента. На всех пунктах отмечено постепенное возрастание кажущегося электрического сопротивления с увеличением периода вариаций естественного поля.

Наиболее интересные результаты получены у Смольницы. Исследование естественного электромагнитного поля в этом пункте выполнено синхронно двумя комплектами аппаратуры с длинами приемных линий в 100 и 200 м. Результаты вычисления импеданса для приемных линий разной длины оказа-

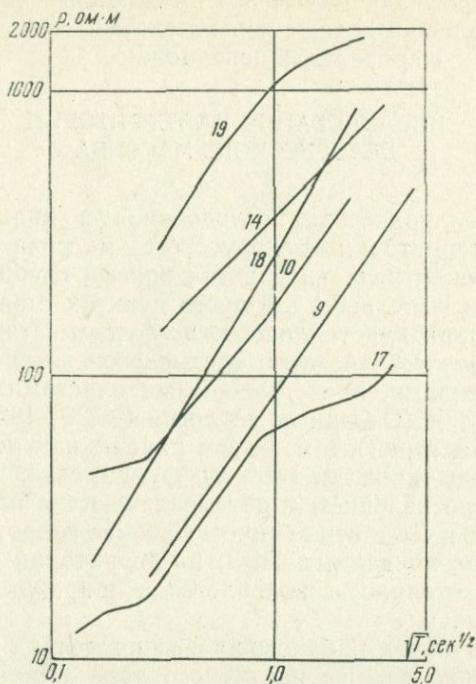


Рис. 44. Экспериментальные кривые зондирования на Белорусском массиве

лись практически одинаковыми. Независимость результатов обработки от длины приемных линий свидетельствует об отсутствии в данном районе горизонтальных неоднородностей. Кривая зондирования, построенная по материалам наблюдений в Смольнице, как видно из рис. 44, в интервале периодов 1—4 сек имеет перегиб, свидетельствующий об изменении электрических свойств в толще кристаллических пород. Эта кривая, характеризующая геоэлектрический разрез типа А ($\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$), может быть интерпретирована при помощи палетки $\mu_2 = 16$, $\mu_3 = \rho_3/\rho_1 = 170$, $\nu_2 = 40$ (Владимиров, 1969). Однако мощность второго слоя по указанной палетке определяется с большой погрешностью. В связи с применимостью принципа эквивалентности в широких пределах мощность второго слоя определяется надежно лишь при известном ρ_2 . В пункте наблюдения получены следующие параметры геоэлектрического разреза: $h_1 = 500$ м, $\rho_1 = 16,0$ ом·м, $S_1 = 31,0$ мо, $S_2 = 40,0$ мо. При $\rho_2 = 150$ — 20 ом·м мощность второго слоя оценивается в 6000—8000 м. Сопротивление третьего слоя, согласно обработке длиннопериодных вариаций, имеет порядок 1000 ом·м.

Таким образом, результаты интерпретации кривой зондирования свидетельствуют о том, что кристаллический фундамент в районе Смольницы дифференцирован по электрическому сопротивлению.

Кривые зондирования, построенные для других пунктов, представлены, как правило, ветвью, наклонной под углом около 60° к оси абсцисс. Такая форма кривых позволяет судить лишь о продольной проводимости осадочных отложений. Результаты анализа экспериментального материала приводят к выводу, что продольная проводимость осадочных отложений в Смольнице, Плещеницах, Липово, Тимошковщине, Домашковичах и Бемякони соответственно равна 30, 11, 18, 28, 18 и 10 *мо*. Таким образом, минимальные значения продольной проводимости отмечены в Бемякони и Плещеницах, а наибольшие зафиксированы в области погружения фундамента (Смольница, Тимошковщина). Выявленный характер распределения продольной проводимости осадочной толщи находится в соответствии с общими представлениями о геологическом строении Белорусского массива.

Таким образом, первый опыт применения магнитотеллурических исследований в диапазоне 0,03—16 *сек* на территории Белорусского массива оказался успешным. Для всех пунктов наблюдения, несмотря на значительный уровень помех, могут быть построены кривые зондирования, интерпретация которых позволяет получить некоторые сведения о геоэлектрическом разрезе Белорусского массива. Особый интерес представляет изменение электрических свойств в толще кристаллических пород, выявленный в районе Смольницы. На этой территории, по нашему мнению, магнитотеллурические исследования должны быть продолжены с использованием вариаций естественного поля широкого диапазона периодов.

Магнитотеллурические исследования, выполненные в диапазоне 0,03—100 *сек* на территории Припятской впадины, Прибалтийской впадины и Белорусского массива, позволяют сделать следующие выводы.

Опытно-методические работы свидетельствуют о том, что магнитотеллурический метод на всех регионах может использоваться главным образом для изучения рельефа опорных электрических горизонтов. Чтобы повысить эффективность, магнитотеллурические исследования на указанных регионах следует применять в расширенном диапазоне до 0,01 *сек* на Припятской впадине и Польско-Литовской синеклизе и до 0,003—0,002 *сек* на Белорусском массиве.

Высокоомные экраны с углом падения до 7° , как показали экспериментальные исследования на территории Припятской впадины и Польско-Литовской синеклизы, в полном соответствии с данными теории прозрачны для магнитотеллуриче-

ского метода. При углах падения более 10° высокоомные экраны не прозрачны в достаточно широком диапазоне периодов при любой поляризации электрического поля.

Магнитотеллурические исследования, выполненные по широтному профилю Леленис — Лермонтово (Польско-Литовская синеклиза), искажены под влиянием горизонтальных неоднородностей. Для постановки глубинных зондирований, как показывает анализ импедансных диаграмм, наиболее благоприятен интервал профиля Соснава — Лермонтово, где дополнительные импедансы имеют наименьшее значение.

Исследованиями установлено наличие расхождений в значениях продольной проводимости осадочных отложений, определяемых методами МТЗ и ВЭЗ на постоянном токе. На выяснение причин указанных расхождений следует обратить особое внимание. Из приведенного фактического материала видно, что расхождения между данными МТЗ и ВЭЗ на постоянном токе максимальны над положительными и отрицательными формами погребенного рельефа. Отсюда следует целесообразность постановки глубинных магнитотеллурических зондирований над склонами погребенных структур.

ГЛУБИННЫЕ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ЗОНДИРОВАНИЯ И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КРИВЫХ ГЛУБИННЫХ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

Глубинные магнитотеллурические зондирования проводились в центральной части Белорусского кристаллического массива, на его северо-западном склоне, переходящем в Прибалтийскую впадину, и в пределах Припятской впадины (Липская и др., 1971).

Обработка записей вариаций естественного электромагнитного поля при построении кривых зондирования проводилась различными способами. В случае отчетливо выраженных квазисинусоидальных колебаний поля применялся метод построения полярных диаграмм импедансов, вычисляемых способом наименьших квадратов. Расчеты проводились на ЭВМ по программе, разработанной в Вычислительном центре МГУ. Как известно (Бердичевский, 1968), при указанном способе обработки используются группы квазисинусоидальных колебаний близких периодов, отвечающих различной поляризации поля, определяются значения их амплитуд, фаз и периодов и на основе полученных данных решается избыточная система линейных уравнений вида

$$E_x^{(m)} = Z_{xx}H_x^{(m)} + Z_{xy}H_y^{(m)},$$

$$E_y^{(m)} = Z_{yx}H_x^{(m)} + Z_{yy}H_y^{(m)},$$

где $E_x^{(m)}, E_y^{(m)}, H_x^{(m)}, H_y^{(m)}$ — результаты единичных измерений амплитуд составляющих поля с учетом их фаз, Z_{xy} и Z_{yx} — значения главных, а Z_{xx} и Z_{yy} — дополнительных импедансов, определенных в направлениях измерительных осей x, y , m — номера отдельных измерений ($m = 1, 2, 3, \dots, n$). Для каждого фиксированного периода вариаций T результаты вычислений даются в виде ряда значений модуля и аргумента главных и дополнительных импедансов, отнесенных к осям различной ориентации. Эти данные служат исходным материалом при построении полярных диаграмм импедансов и вычисления

значений кажущихся сопротивлений $\rho_{\text{в}}$, отнесенных к системе горизонтальных осей любой ориентации. При обработке вариаций поля более сложной формой, являющейся результатом наложения колебаний различных периодов, применялся способ узкополосной математической фильтрации записей поля на ЭВМ по программе, разработанной во ВНИИГеофизике.

Узкополосная фильтрация преобразует полихроматические колебания компонент естественного электромагнитного поля в монохроматические и не искажает соотношения между компонентами поля. Программа предусматривает расчет спектральных плотностей компонент поля, модулей и аргументов главных и дополнительных импедансов, отнесенных к фиксированному направлению измерительных осей, а также расчет полярных диаграмм импедансов для некоторых заданных значений периодов. Результаты обработки по этой программе не свободны от неточностей. При построении кривых зондирования приходится производить отбраковку результатов счета, исходя из оценок величины амплитуд фильтрованных колебаний, корреляции спектров взаимно ортогональных компонент электрического и магнитного поля, величины отношения дополнительного и главного импедансов и т. п. Этот метод обработки не является совершенным, так как даже после проведения операций отбраковки сходимость результатов обработки различных участков записи недостаточно высока.

Более простым способом обрабатывались линейно поляризованные колебания, специально отобранные на записях поля для возможно более широкого диапазона периодов. Для них определялись значения периодов, длин и азимутов векторов магнитного и электрического полей и угла φ между вектором \vec{H} и нормалью к вектору \vec{E} . Величина импеданса вычислялась по приближенной формуле

$$\frac{|\vec{E}|}{|\vec{H}| \cos \varphi} = Z.$$

Если предположить, что в подстилающей среде существуют две взаимно ортогональные оси неоднородности, характеризующиеся удельными сопротивлениями ρ_1 и ρ_2 , то вектор поля \vec{E} в общем случае не будет совпадать с вектором плотности тока \vec{j} , ортогональным к вектору \vec{H} . Тогда выражение импеданса можно свести к виду

$$\begin{aligned} \frac{|\vec{E}|}{|\vec{H}| \cos \varphi} &= Z_1 + \frac{(Z_2 - Z_1) \sin \psi_E \sin \psi_j}{\cos \varphi} = \\ &= Z_2 + \frac{(Z_1 - Z_2) \cos \psi_E \cos \psi_j}{\cos \varphi}, \end{aligned}$$

где Z_1 и Z_2 — значения импедансов, отнесенные к осям неоднородности среды; ψ_j , ψ_E — значения углов между одной из осей неоднородности и векторами \bar{j} и \bar{E} ; φ — значения углов между векторами \bar{j} и \bar{E} . Вторые слагаемые являются поправками на отклонение значений импедансов, отнесенных к направлению вектора \bar{E} , от значений Z_1 и Z_2 . Преимущественное направление вектора \bar{E} всегда близко или совпадает с направлением одной из осей неоднородности. В связи с этим при использовании вариаций только преимущественной ориентации векторов \bar{E} поправками можно пренебречь. Результаты обработки вариаций поля перечисленными выше способами вполне удовлетворительно согласовались между собой.

В центральной части Белорусского массива кривые глубинных магнитотеллурических зондирований построены для 10 пунктов, расположенных на профиле II—II, а также для пункта Вороново (см. рис. 24). Район глубинных магнитотеллурических зондирований характеризуется спокойным практически горизонтальным залеганием осадочной толщи и кристаллического фундамента и сравнительно выдержанными электрическими параметрами осадочной толщи. Напомним, что по данным, приведенным в главе IV, значения S в центральной части массива незелики и составляют 30 *мо* в Смольнице, 11 — в Плещеницах, 18 — в Липово, 10 *мо* — в Вороново. Таким образом, центральная часть Белорусского массива является достаточно однородной в геоэлектрических отношениях и благоприятной для постановки глубинных исследований методами естественного электромагнитного поля. Следует, однако, иметь в виду, что это не исключает возможности появления некоторого неопределенного фактора в значениях глубинных параметров разреза, полученных при интерпретации. Перераспределение плотности токов в надпорной толще между смежными регионами (Украинский и Белорусский массивы, Балтийский щит), обладающими различными геоэлектрическими характеристиками, может обусловить изменение средних значений интенсивности вариаций электрического поля всех периодов и тем самым исказить ход участков кривых зондирования в интервале больших периодов, для которых в горизонтально однородных условиях надпорная толща была бы прозрачной.

Результаты глубинных зондирований ρ_k представлены на рис. 45. Левые ветви кривых в интервале периодов $T < < 15-20$ сек построены с учетом данных рис. 44. Кривые пунктов Плещеницы и Кривичи, построенные в полосе периодов от 15 сек до одного часа, а также более короткие участки кривых пунктов Комарово, Камено, Б. Нестановичи и Гордище центральной части профиля с записью поля в ограни-

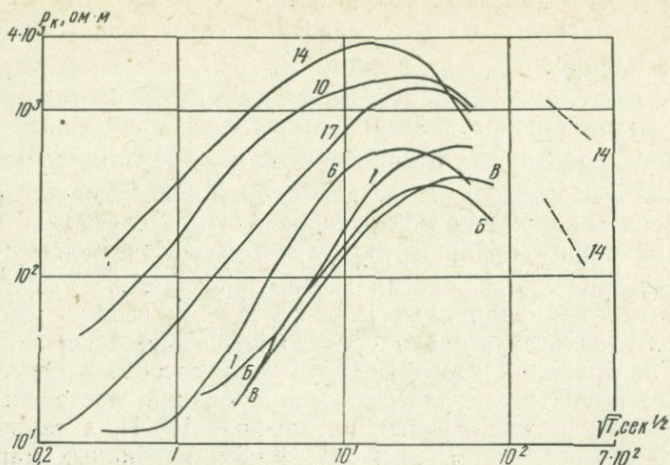


Рис. 45. Экспериментальные кривые глубинных зондирований на Белорусском массиве и его северо-западном склоне: Б и В — кривые зондирований в пунктах Бурканы и Ванаги, расположенных за пределами рамки рис. 24. Штриховыми линиями показан ход максимальных и минимальных значений ρ_k , вычисленных по трем первым гармоникам S_q -вариаций для Плещицы

ченном диапазоне периодов вполне удовлетворительно в пределах точности их построения наложились друг на друга и показаны на рис. 45 единой кривой 14. Кривая пункта Вороново в своей центральной части совпадает с объединенной кривой профиля и несколько поднимается над ней в области больших периодов.

Несмотря на некоторое различие, все кривые центральной части массива обладают общими характерными особенностями: они состоят из длинной левой восходящей ветви, широкой области максимума и правой ниспадающей ветви. Восходящие ветви поднимаются под углом, значительно отличающимся от 63° . Наклон их касательных не превышает $47-55^\circ$. С переходом в области $T > 25$ сек кривые начинают заметно выполаживаться и достигают максимума в интервале периодов $200-400$ сек. В наиболее приподнятой объединенной кривой профиля максимум лежит на уровне 2400 ом·м, в пункте Липово — 1850 , в пункте Смольницы — 1350 ом·м. При значениях $T > 400$ сек максимум кривых переходит в ниспадающую ветвь, а правые участки кривых постепенно сближаются друг с другом.

По результатам наблюдений суточных вариаций электромагнитного поля в обсерватории Плещицы правая ветвь кривой этого пункта продолжена в область более длинных периодов. На рис. 45 в форме двух отрезков показан ход

максимальных и минимальных значений $\rho_{\text{в}}$, отвечающих первым трем гармоникам S_q -вариаций. Как видно из рисунка, только нижний отрезок может быть принят за естественное продолжение ниспадающей ветви кривой.

Кривые пунктов Биржай, Леленис и Соснава на северо-западном склоне Белорусского массива расположены заметно ниже кривых центральной части массива. Кроме того, их максимумы в интервале, ограниченном пределами 400—600 *ом·м*, сдвинуты вправо в область $T > 1000$ *сек*. Левые ветви поднимаются более круто под углами, близкими к 60° , а правые, ниспадающие ветви, не везде четко определены. Здесь же для сравнения показан ход кривых зондирования в пунктах Ванаги и Бурканы, расположенных в пределах Латвийской седловины, непосредственно примыкающей к Белорусскому массиву. Зондирование в названных пунктах производилось кафедрой физики земной коры ЛГУ. Кривые рассчитаны по программе Л. Н. Пороховой для совокупности определений $\rho_{\text{эфф}}$ и, следовательно, должны быть несколько смещены относительно кривых, построенных вдоль преимущественного направления поля \bar{E} .

Как видно из чертежа, общее положение и ход кривых Ванаги и Бурканы и близлежащих пунктов Белоруссии хорошо согласуются между собой.

В отличие от Белорусского массива Припятская впадина является в геоэлектрическом отношении возмущенной зоной. Как указывалось ранее, впадина представляет собой протяженную, вытянутую в субширотном направлении область глубокого погружения фундамента, перекрытого мощной осадочной толщей с высоким значением суммарной проводимости. Сложный характер внутреннего строения впадины обусловлен присутствием локальных структур, разломов, соляных куполов и блоковыми нарушениями внутри самого фундамента.

На рис. 46 показаны кривые глубинных зондирований, полученные в различных районах Припятской впадины. Левые ветви кривых 29 и 37, построенные в интервале $T < 15$ *сек*, перенесены на этот рисунок с рис. 44.

Геологические условия в пунктах наблюдений, как и везде во впадине, оказались весьма сложными. Так, пункт Слободка (скв. Мозырская Р-1) расположен над узким, вытянутым в широтном направлении прогибом кровли соли с изменением глубины ее поверхности на 1500 *м*. Этот район характеризуется глубоким погружением кристаллического фундамента и высоким значением продольной проводимости. Кривая 29 пункта Слободка смещена ниже всех других. В районе Домановичей (кривая 27) глубина погружения соли меняется на расстоянии нескольких километров от 800 до 1800 *м*. Вблизи

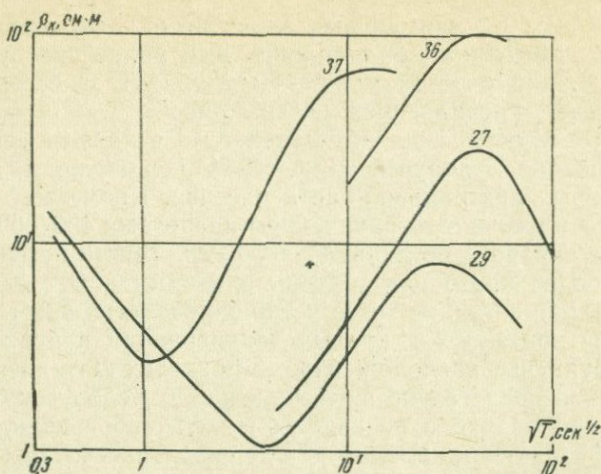


Рис. 46. Экспериментальные кривые глубинных зондирований в Припятской впадине

Сосновки проходит глубинный разлом, вызывающий резкие изменения в поведении кривых, приуроченных к этому участку (кривая 37). Несколько приподнятая кривая 36 пункта Косаричи, расположенного в 12—15 км от северного борта впадины, характерна для области выклинивания осадочных пород и относительного поднятия фундамента.

Напомним, что рассмотренные кривые построены вдоль преимущественного направления векторов \bar{E} , что соответствует их продольной ориентации относительно осей простирания локальных структур впадины, ориентированных в основном в субширотном направлении.

Все кривые впадины располагаются значительно ниже кривых массива. Сложность геологических условий обуславливает заметное искажение их хода, что обнаруживается уже при анализе высокочастотных участков кривых (глава V). Степень искажения возрастает при переходе к длинным периодам. Правые части кривых значительно сдвинуты относительно друг друга по вертикали. Максимальные значения ρ_k меняются в пределах от 8 $ом \cdot м$ в пункте Слободка до 100 $ом \cdot м$ в пункте Косаричи. За пределами впадины, на южном склоне Белорусского массива, значение ρ_k в области максимума достигает 500 $ом \cdot м$. Отмечается также сильный разброс экстремальных точек кривых по горизонтали. Значения периодов, отвечающих максимальным значениям ρ_k , меняются в пределах от 200 до 3000 сек. Подобные резкие изменения формы и расположения кривых вызываются присутствием локальных

геологических неоднородностей в районах пунктов наблюдений. Численная интерпретация кривых глубинного зондирования в подобных условиях чрезвычайно затруднена. Для получения достоверных данных о глубинном геоэлектрическом разрезе необходим более полный анализ причин и характера искажений, который может быть выполнен только при проведении детальных исследований поля на достаточно больших площадях.

Рассмотрение экспериментальных материалов приводит к следующим выводам. Магнитотеллурические зондирования на профиле II—II с малыми расстояниями между пунктами наблюдения (10—15 км) являются по существу группированными зондированиями. Геоэлектрические разрезы на различных участках профиля в силу осреднения должны обладать общими глубинными свойствами и могут отличаться друг от друга только поверхностными условиями. Вследствие этого при рассмотрении результатов зондирований на профиле возникает вопрос о степени согласованности между собой самих кривых и получаемых при их интерпретации значений параметров разреза. Рассмотрение кривых показывает, что в центральной части Белорусского кристаллического массива с выдержанными геоэлектрическими условиями и малоизменяющимся значением продольной проводимости осадочной толщи кривые глубинного зондирования практически наложилось друг на друга и могут интерпретироваться как единая кривая, отражающая геоэлектрический разрез. Местные изменения значений продольной проводимости в пунктах Липово и Смольница заметно отразились на характере левой и в меньшей степени центральной частей кривых, не нарушив согласованности их правых ветвей.

Кривые северо-западного склона Белорусского кристаллического массива не имеют отчетливо выраженных правых ветвей, однако здесь обнаруживается тенденция к их сближению в области длинных периодов. Взаимное совмещение кривых, полученных для различных пунктов Белорусского массива, особенно выявилось после их перестройки вдоль преимущественного направления электрического поля. Опубликованные ранее (Тихонов, Яновский, Липская, 1966) кривые обсерватории Плещеницы были отнесены к осям геомагнитных координат, не совпадающим с преимущественным направлением электрического поля в этом пункте.

Кривые глубинных зондирований в Припятской впадине резко отличаются от кривых Белорусского кристаллического массива, что характеризует различие геологических условий этих регионов. Наряду с этим обнаружилась несогласованность между кривыми в пределах самой впадины, вызванная влиянием местных неоднородностей. Это обуславливает необ-

ходимость дальнейшего изучения влияния искажающих факторов на структуру поля Припятской впадины.

Ниже рассмотрим полученные к настоящему времени результаты количественной интерпретации глубинных магнитотеллурических зондирований, выполненных на Белорусском кристаллическом массиве.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КРИВЫХ ГЛУБИННЫХ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

Количественная интерпретация кривых глубинных магнитотеллурических зондирований в пределах Белорусского кристаллического массива проводилась по общепринятой методике, разработанной для модели горизонтально однородной слоистой среды, находящейся в поле плоской электромагнитной волны. Ранее было показано, что принятая модель имеет ограниченную область применения и может быть использована только при условии достаточно строгого выполнения предусмотренных теорией требований однородности естественного первичного поля и горизонтальной однородности геоэлектрического разреза на некоторой площади, включающей пункты наблюдений. Анализ условий экспериментальных работ показал, что в центральной части Белорусского кристаллического массива указанные требования в первом приближении удовлетворяются.

Расчет интерпретационных кривых глубинных зондирований производился на ЭВМ в Вычислительном центре МГУ Т. Л. Рудневой по программе, разработанной В. И. Дмитриевым, а также на кафедре физики земной коры ЛГУ по программе Л. Н. Пороховой. На первом этапе поиск решения обратной задачи был выполнен по схеме четырехслойного горизонтального однородного разреза без внесения какой-либо дополнительной информации о параметрах верхних слоев с единственным требованием наиболее близкого совпадения теоретических и экспериментальных кривых. При расчете в качестве начального приближения геоэлектрический разрез задавался на основе известных для каждого пункта геологических данных и результатов ВЭЗ (значения мощности и сопротивления верхнего слоя) и общих для всей площади значений глубинных параметров: $h_2=40$ км, $\rho_2=5000$ ом·м, $h_3=450$ км, $\rho_3=200$ ом·м, $h_4=\infty$, $\rho_4=1$ ом·м.

Результаты интерпретации по принятой схеме, приведенные в верхней части табл. 16, оказались недостоверными. Они не отвечали заданным условиям в верхних слоях разреза и плохо согласовывались между собой по глубинным парамет-

Таблица 16

Примеры интерпретации кривых глубинных магнитотеллурических зондирований на Белорусском массиве

Пункт ГМТЗ	h_1 , км	ρ_1 , ом·м	h_2 , км	ρ_2 , ом·м	h_3 , км	ρ_3 , ом·м	h_4 , км	ρ_4 , ом·м
<i>Без дополнительных данных о верхнем слое</i>								
Плещеницы	2,3	15,6	354	2736	224	466	∞	5,6
Леленис	1,4	13,3	132	1716	206	368	∞	97,0
<i>С дополнительными данными о верхнем слое</i>								
Плещеницы	0,49	39	152	2360	424	2030	∞	0,8
Леленис	0,9	9	36	1770	315	700	∞	20,0
Смольница	0,75	17	187	1250	472	1670	∞	0,2

рам для пунктов, расположенных на незначительном расстоянии друг от друга. Очевидной причиной этого явилась недостаточность объема информации, содержащейся в экспериментальных кривых зондирований, ограниченных по диапазону используемых периодов. В ряде случаев из-за неполноты исходных данных конечные ветви теоретических кривых значительно отличались от заданных и определялись произвольно, что снижало точность определения параметров других слоев разреза.

В дальнейшем интерпретация кривых производилась по схеме, отвечающей особенностям группированных зондирований. Поиск решения обратной задачи производился для всей совокупности кривых, полученных в близко расположенных пунктах. Предполагалось, что результаты интерпретации группированных кривых должны удовлетворять двум обязательным требованиям: согласоваться в каждом пункте со значениями параметров верхнего горизонта (нерасчлененная пачка слоев надпорной толщи) и отвечать общему для всех близлежащих пунктов глубинному разрезу. В соответствии с указанными требованиями вся последующая интерпретация кривых проводилась с предварительным вводом закрепленных для каждого пункта значений мощности и продольной проводимости осадочной толщи, полученных по данным скважин, каротажа и ВЭЗ. В случаях несоответствия крайних участков левых ветвей экспериментальных кривых с кривыми палетки левые ветви экспериментальных кривых исключались из интерпретации. Первый вариант поиска решения был проведен по трехслойной схеме, последующие — по четырехслойной.

Сопоставление теоретических кривых трехслойного разреза с экспериментальными кривыми показало, что трехслойная

модель разреза не позволяет получить удовлетворительного сближения хода кривых. Полого поднимающиеся левые ветви экспериментальных кривых аппроксимируются восходящими выпуклыми ветвями двухслойных разрезов с почти завершеным их выходом на горизонтальную асимптоту. Влияние подстилающего проводящего слоя начинает сказываться только в правой части кривой и проявляется в виде дополнительного максимума, расположенного в непосредственной близости к правой ниспадающей ветви. Этот отчетливо выраженный на теоретических кривых дополнительный максимум полностью отсутствует на экспериментальных кривых. При использовании четырехслойной схемы точность приближения теоретических кривых к экспериментальным несколько возрастает в области максимума, за исключением случаев, когда четырехслойный разрез вновь вырождается в трехслойный (рис. 47).

Последующие этапы интерпретации по четырехслойной схеме различались друг от друга способом задания начального приближения. В первом варианте начальные значения параметров разреза выбирались так, чтобы отражать в какой-то мере ход глубинной электропроводности, отвечающей геотермическим данным, приведенным в работе Е. А. Любимовой, И. С. Фельдмана (Lubimova, Feldman, 1970). Высокое удельное сопротивление в 5000 ом·м было задано только в области малых глубин, не превышающих 40 км. В интервале глубин 40—450 км его значение было занижено по сравнению

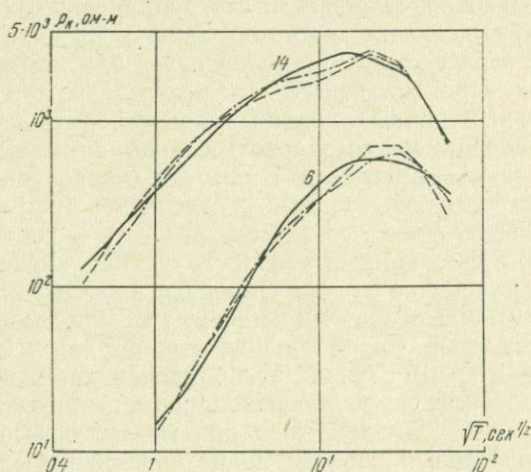


Рис. 47. Сопоставление теоретических трехслойных (штриховые линии) и четырехслойных (штрих-пунктир) кривых с экспериментальными кривыми глубинных зондирований (сплошные линии)

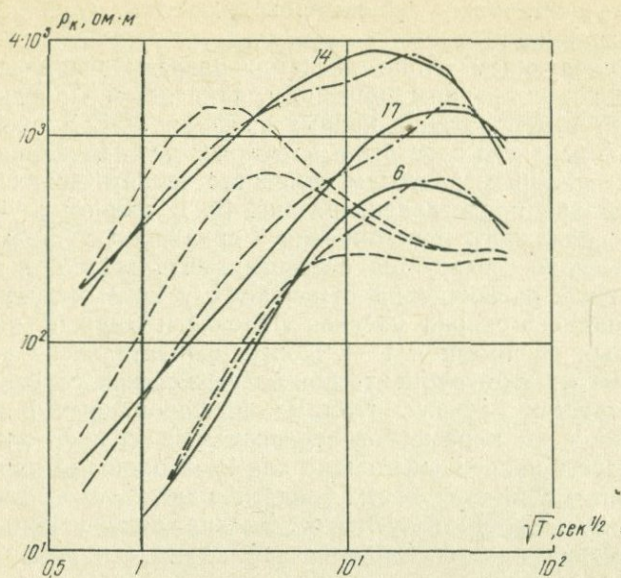


Рис. 48. Результаты интерпретации кривых глубинных зондирований на Белорусском массиве по четырехслойной схеме с фиксированными параметрами первого слоя: кривые начального приближения — штриховая линия, конечного приближения — штрих-пунктир

с сопротивлением лежащего выше слоя более чем на порядок и принято равным 200 ом·м. Параметры верхнего слоя соответствовали их значениям в пунктах наблюдений. Теоретические кривые зондирования, отвечающие начальный четырехслойным разрезам, представлены на рис. 48. Ход кривых этого семейства резко отличен от хода экспериментальных кривых. На рисунке показаны также кривые решения обратной задачи, наилучшим образом приближающиеся к экспериментальным. Соответствующие им рассчитанные значения параметров разреза приведены в нижней части табл. 16.

Как и следовало ожидать, характер распределения глубинной электропроводности в разрезах, найденных в результате интерпретации экспериментальных кривых магнитотеллурических зондирований и построенных с учетом геотермических данных, весьма различен. Значения удельного сопротивления на глубинах до 500—600 км, полученные в первом случае, оказываются существенно выше его значений, вычисленных с помощью кривых распределения температур. Это расхождение результатов, полученных различными методами, уже не раз отмечалось в литературе. Следует также указать, что экспериментальные кривые центральной части массива не подтвер-

ждают существование скачка проводимости на глубине 40 км, т. е. на границе Мохо.

На следующем этапе расчетов разрезы были выбраны близкими к их средним значениям, найденным в предыдущем варианте интерпретации кривых профиля I—I. Значения параметров верхнего слоя были оставлены без изменения. Отвечающее заданным разрезам семейство теоретических кривых зондирования представлено на рис. 49. В данном случае ход кривых начального приближения в сравнении с предыдущим этапом лучше согласуется с экспериментальными кривыми. Наибольшие расхождения отмечаются у кривых пунктов северо-западного склона массива Леленис и Биржай, наиболее удаленных от профиля I—I. Поиск окончательного решения проводился в этом варианте при более жестких условиях, чем в предыдущих случаях. Помимо фиксированных в каждой точке значений параметров верхнего слоя h_1 и ρ_1 , при счете были жестко закреплены общие для всей площади начальные значения мощностей всех подстилающих слоев разреза $h_2=250$ км, $h_3=400$ км, $h_4=\infty$. Задача поиска наилучшего приближения кривых сводилась тем самым к подбору зна-

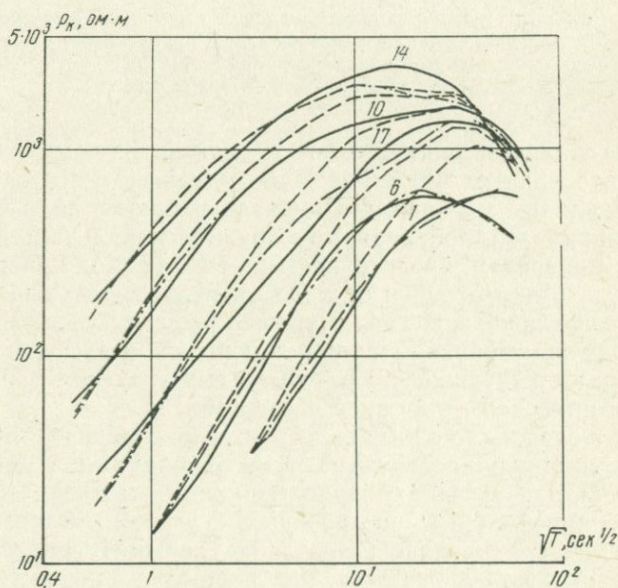


Рис. 49. Результаты интерпретации кривых глубинных зондирований на Белорусском массиве по четырехслойной схеме с фиксированными параметрами первого слоя и фиксированными значениями мощностей всех слоев: кривые начального приближения — штриховая линия, конечного приближения — штрих-пунктир

Таблица 17

Результаты интерпретации кривых глубинных зондирований, полученные в варианте с закрепленными мощностями всех слоев разреза

Пункт наблюдения	h_1 , км	ρ_1 , ом·м	ρ_2 , ом·м	ρ_3 , ом·м	ρ_4 , ом·м
Плещеницы	0,5	41,5	2400	800	1,0
Биржай	1,1	6,6	1010	393	2,0
Липово	0,5	26,0	1700	1140	54,8
Смольница	0,75	16,8	1310	1720	20,0
Леленис	0,9	9,5	1070	120	15,6

чений одних только сопротивлений глубинных слоев. Этим приемом было достигнуто требование единообразия строения глубинного разреза на площади. Кривые наилучшего приближения показаны на рис. 49. Результаты расчета приведены в табл. 17. Как видно из таблицы, значения удельного сопротивления второго слоя в большинстве пунктов близки друг другу. Исключением является кривая Плещеницы — Кривичи, для которой сопротивление оказывается значительно завышенным. Для третьего слоя наиболее низкие сопротивления найдены в пунктах Леленис и Биржай, расположенных на северо-западном склоне Белорусского массива. Разброс остальных значений сопротивления не превышает 50% от среднего. Удельное сопротивление подстилающей проводящей зоны меняется в пределах от единицы до десятков ом·м.

Сделанный выбор фиксированных значений мощностей слоев разреза, вероятно, не является оптимальным. Процесс совместной интерпретации кривых должен быть продолжен. Варьируя отдельными элементами совокупности параметров глубинного разреза, а также изменяя в случае необходимости число слоев, можно добиться более тесного сближения семейства начальных теоретических кривых с экспериментальными и получить более устойчивую картину глубинного распределения электропроводности. В этом направлении в дальнейшем должен развиваться метод поиска решений при группированных зондированиях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные на территории Белоруссии исследования позволили расширить и уточнить существующие представления о морфологии и особенностях поведения естественного электромагнитного поля западного региона СССР, получить ряд характеристик геоэлектрических разрезов земной коры и верхней мантии, наметить направление дальнейших исследований.

Определяющим условием для развития исследований естественного электромагнитного поля на территории Белоруссии явилось создание геофизической обсерватории Института геохимии и геофизики АН БССР в Плещеницах. Обсерватория не только вошла в сеть геофизических обсерваторий страны, осуществляющих регулярные наблюдения электромагнитного поля, но и оказалась опорным пунктом при постановке детальных исследований поля на обширной площади западного региона.

В результате выполненных к настоящему времени исследований получены следующие основные данные. Построен ход вековых вариаций элементов геомагнитного поля и произведено его сравнение с результатами исследований в других обсерваториях, изучены характеристики годового, двадцатисемидневного и суточного ходов возмущенности геомагнитного поля и проведены некоторые сопоставления степени возмущенности с ходом солнечной активности.

Выполнен комплексный анализ суточных вариаций поля для его пяти компонент — трех геомагнитных и двух электрических. Установлены основные характеристики и выявлены особенности суточных ходов за отдельные месяцы, сезоны, годы и весь рассматриваемый период, почти полностью охватывающий 11-летний цикл солнечной активности. Подготовлен исходный материал для количественного анализа функциональной связи между геомагнитными и геоэлектрическими составляющими.

Непрерывная круглосуточная регистрация поля в обсерватории обеспечила увязку и сопоставимость наблюдений, про-

изведенных в отдельных временных пунктах на территории Белоруссии и Прибалтики. Исследования на площади были подчинены общим задачам магнитотеллурического зондирования.

Показано, что электромагнитные методы зондирования Земли, использующие в качестве источника энергии вариации естественного электромагнитного поля, не могут обеспечить получение надежных результатов без предварительного изучения свойств падающего на земную поверхность первичного поля, а также без исключения наложенных на поле возмущений, вызванных присутствием неоднородностей проводимости в верхних слоях Земли. Ход развития электромагнитных методов свидетельствует о том, что в дальнейшем глубинные зондирования в отдельных пунктах будут все теснее сочетаться с общим изучением поведения поля на площадях. В этой связи осуществлен анализ совокупности записей, произведенных в районе исследования, и оценена степень однородности падающего первичного поля. Она оказалась достаточно высокой, что послужило основанием для использования в расчетах, связанных с интерпретацией кривых зондирования, модели поля, имеющей форму плоской волны.

Значительное внимание было уделено выяснению характера связей между наблюдаемыми искажениями поля (нарушениями нормальных соотношений между геомагнитными и геоэлектрическими составляющими) и присутствием горизонтальных неоднородностей проводимости в верхних слоях Земли. Установлено, что в области Белорусского кристаллического массива с неглубоким залеганием фундамента местные изменения значений геоэлектрических параметров практически не сказываются на результатах интерпретации глубинных частей разреза. Совместный анализ кривых зондирования на профиле, приуроченном к центральной части массива, показал возможность получения вполне удовлетворительно сходящихся значений параметров глубинных слоев. Глубина проводящей зоны мантии, определенная по кривым ряда пунктов профиля, оказалась близкой к 600—650 км. Результаты интерпретации кривых, относящихся к зоне более глубокого залегания поверхности кристаллического фундамента, дали существенно иные значения этих величин. Однако на основе этих расхождений делать заключение о каком-либо изменении строения глубинных слоев на расстояниях, не превышающих несколько сотен километров, преждевременно. Наиболее вероятную причину расхождения данных, полученных, например, в центральной части массива и на его склонах, следует искать во влиянии на поведение поля обширной региональной неоднородности, обусловленной изменением глубины залегания поверхности кристаллических пород массива и связанных

с ним изменением мощности и продольной проводимости осадочной толщи. Количественные оценки и расчет искажающего воздействия этой трехмерной региональной неоднородности на результаты зондирований очень сложны и должны явиться предметом дальнейших теоретических и экспериментальных исследований.

К настоящему времени такие исследования осуществлены для выяснения характера возмущений, вносимых в поле лишь локальными неоднородностями геологического разреза. Они выполнены на природных моделях Припятской впадины (Речицкая структура, северный борт впадины). Получена четкая картина распределения элементов поля в окрестностях сложных по форме трехмерных неоднородностей. Искажения поля, обусловленные сложными геоэлектрическими условиями верхних зон геологического разреза Припятской впадины, не позволили на данном этапе исследований произвести достаточно надежную интерпретацию кривых глубинных магнитотеллурических зондирований. Поэтому первоочередной задачей магнитотеллурических методов в настоящее время является разработка более совершенной методики и способов учета искажающего влияния на поле длиннопериодных вариаций неоднородного распределения проводимости надпорной толщи. Это позволит с наибольшей достоверностью оценить параметры глубоких геоэлектрических горизонтов и существенно расширить представление о глубинном строении и физических свойствах земной коры и верхней мантии.

Наиболее уверенные и полные результаты магнитотеллурических зондирований получены в диапазоне периодов, расширенных в область высоких частот. Эти опытно-методические исследования, приуроченные к районам с достаточно хорошо изученными геологическими разрезами, также носили характер модельных исследований. Установлена перспективность магнитотеллурического метода для изучения геоэлектрических разрезов верхних зон земной коры Белорусского массива, Припятской и Прибалтийской впадин. Последнее особенно важно в связи с наличием во впадинах мощных высокоомных соляных и гипсово-ангидритовых горизонтов, которые являются экранами для методов электроразведки на постоянном токе.

Изложенные данные не претендуют на полноту освещения вопросов, возникающих при решении поставленных задач. Они отражают по существу лишь начальный этап исследований, которые должны и могут быть продолжены на территории западного региона. Последующее накопление, обобщение и анализ результатов, полученных в обсерватории Плещеницы, расширение сети пунктов наблюдений с целью получения бо-

лее полной картины распределения поля на площади, детальные модельные исследования особенностей поведения поля в районах локальных и региональных геоэлектрических неоднородностей, совершенствование методики и аппаратурных средств, теоретические исследования — все это будет способствовать развитию научных и прикладных вопросов, связанных с электромагнитным полем Земли.

ЛИТЕРАТУРА

Альтгаузен Н. М. Исследование волноводного распространения колебаний электромагнитного поля Земли типа «жемчужин». М., ИФЗ АН СССР, 1970.

Альтгаузен Н. М. О поляризации падающего естественного электромагнитного поля. В кн.: Естественное электромагнитное поле и исследования внутреннего строения Земли. М., «Наука», 1971.

Анищенко Г. Н. Принципы комплексной интерпретации кривых МТЗ в районах с наклонным залеганием опорного горизонта в двухслойном разрезе. Изв. АН СССР, физика Земли, № 12, 1965а.

Анищенко Г. Н. К вопросу о методике магнитотеллурических зондирований. Прикладная геофизика, вып. 44, 1965б.

Афанасьева В. И. Справочник по переменному магнитному полю Земли. Л., Гидрометиздат, 1954.

Афанасьева В. И. Корпускулярная природа изменчивости ото дня ко дню спокойных солнечно-суточных вариаций. Геомагнетизм и аэрономия, т. 1, № 4, 1961.

Афраймович Э. Б., Базаржапов А. Д., Мишин В. М. и др. Средние поля по данным за сентябрь 1958 г. В кн.: Геомагнитные исследования, № 8. М., «Наука», 1966.

Белоусова М. А. Спокойные солнечно-суточные вариации отдельных дней. Труды НИИЗМИР, вып. 12 (22), 1957.

Бенькова Н. П. Спокойные солнечно-суточные вариации земного магнетизма. Труды НИУ ГУГМС, сер. VI, вып. 41, 1941.

Бенькова Н. П. 27-дневная повторяемость магнитных бурь. Труды НИУ ГУГМС, 1944.

Бенькова Н. П. Магнитные бури и системы электрических токов. Труды НИИЗМ, вып. 10 (20), 1953.

Бердичевский М. Н., Брюнелли Б. Е. Теоретические предположения магнитотеллурического профилирования. Изв. АН СССР, сер. геофизическая, № 7, 1959.

Бердичевский М. Н. Электрическая разведка методом теллурических токов. М., Гостоптехиздат, 1960.

Бердичевский М. Н. Основные теории магнитотеллурического профилирования. Прикладная геофизика, вып. 28, 1960.

Бердичевский М. Н. Перспективы магнитотеллурического профилирования. Разведка и охрана недр, № 2, 1962.

Бердичевский М. Н. Линейные связи в магнитотеллурическом поле. Прикладная геофизика, вып. 38, 1964.

Бердичевский М. Н. Электрическая разведка методом магнитотеллурического профилирования. М., «Недра», 1968.

Бердичевский М. Н., Ваньян Л. Л., Файнберг Э. Б. Магнитовариационные зондирования с использованием пространственных производных поля. Геомагнетизм и аэрономия, т. IX, № 2, 1969а.

Бердичевский М. Н., Ваньян Л. Л., Файнберг Э. Б. Частотное зондирование по результатам сферического анализа электромагнитных вариаций. Геомагнетизм и аэрономия, т. IX, № 2, 1969б.

Бердичевский М. Н., Ваньян Л. Л., Файнберг Э. Б. О теоретических основах использования электромагнитных вариаций для изучения электропроводности Земли. Геомагнетизм и аэрономия, т. IX, № 3, 1969в.

Бердичевский М. Н., Ваньян Л. Л., Дмитриев В. И., Файнберг Э. Б. Импедансы неоднородной Земли. Геомагнетизм и аэрономия, т. IX, № 4, 1969.

Бердичевский М. Н., Чернявский Г. А. О некоторых особенностях магнитотеллурического поля в Днепровско-Донецкой впадине. В кн.: Магнитотеллурические методы изучения строения земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1969.

Бердичевский М. Н., Ваньян Л. Л., Лагутинская Л. П., Ротанова Н. М., Файнберг Э. Б. Опыт частотного зондирования Земли по результатам сферического анализа вариаций геомагнитного поля. Геомагнетизм и аэрономия, т. X, № 2, 1970.

Бердичевский М. Н., Ваньян Л. Л., Дмитриев В. И. Возможности пренебрежения вертикальными токами при магнитотеллурическом зондировании. Изв. АН СССР, физика Земли, № 5, 1971.

Бобров В. Н. К вопросу о распределении электрической проводимости внутри Земли. Труды НИИЗМИР, вып. 12 (22), 1957.

Бобров В. Н. Электромагнитная индукция внутри тонкой сферической оболочки с неоднородной проводимостью и ее применение к вычислению электропроводности внутри Земли. Труды НИИЗМИР, вып. 15 (25), 1959.

Бондаренко А. П. О связи земных токов и геомагнитных вариаций. Докл. АН БССР, т. 89, № 3, 1953.

Бондаренко А. Т. Электропроводность изверженных пород Кольского полуострова. В кн.: Электрические и механические свойства горных пород при высоких давлениях. М., «Наука», 1966.

Брагинский С. И. Магнитогидродинамические крутильные колебания в земном ядре и вариации длины суток. Геомагнетизм и аэрономия, т. X, № 1, 1970а.

Брагинский С. И. О спектре колебаний гидромагнитного динамо Земли. Геомагнетизм и аэрономия, т. X, № 2, 1970б.

Брюнелли Б. Е., Добровольская М. А., Ковтун А. А., Куз-

нецов Н. Некоторые результаты МТП и МТЗ на моделях неоднородных структур. В кн.: Магнитотеллурические методы изучения строения земной коры и верхней мантии, № 4. М., «Наука», 1969.

Бурлацкая С. П. Изменение напряженности геомагнитного поля за последние 8500 лет по мировым археомагнитным данным. Геомагнетизм и аэрономия, т. X, № 4, 1970.

Ваньян Л. Л., Харин Е. П. Некоторые закономерности геомагнитных бухт в средних широтах. Геология и геофизика, № 9, 1963.

Ваньян Л. Л. Основы электромагнитных зондирований. М., «Недра», 1965.

Ваньян Л. Л., Харин Е. П. Глубинные магнито-вариационные зондирования в Прибайкалье. В кн.: Региональные геофизические исследования Сибири. М., «Наука», 1967.

Ваньян Л. Л., Заболотная Н. А. О типичных теоретических кривых глубинного электромагнитного зондирования. Изв. АН СССР, физика Земли, № 1, 1968.

Ваньян Л. Л., Мардерфельд Б. Е., Туезов И. К. Аномалия в геомагнитных вариациях на Дальнем Востоке. Геомагнетизм и аэрономия, т. VIII, № 4, 1968.

Ваньян Л. Л., Харин Е. П. Магнито-вариационное профилирование в Прибайкалье. В кн.: Магнитотеллурические методы изучения строения земной коры и верхней мантии, № 4. М., «Наука», 1969.

Вейнберг Б. П. Каталог определений магнитных элементов на территории СССР и сопредельных стран (ч. I и II). Л., 1928.

Виноградов П. А. Солнечно-суточные вариации электротеллурического поля. Изв. АН СССР, сер. геофизическая, № 4, 1964.

Владимиров Н. П., Колмаков М. В. О разрешающей способности магнитотеллурического метода. Изв. АН СССР, сер. геофизическая, № 11, 1960.

Владимиров Н. П., Дмитриев В. И., Крылов С. М. Результаты опытно-методических исследований методом МТЗ на территориях Белорусской и Молдавской ССР. М., ИФЗ АН СССР, 1967.

Владимиров Н. П., Дмитриев В. И. О разрешающей способности магнитотеллурического метода в условиях пятислойного геоэлектрического разреза Припятской впадины. Изв. АН СССР, физика Земли, № 1, 1969.

Владимиров Н. П. Результаты магнитотеллурических исследований в пределах Белорусского массива. В кн.: Строение и физика глубинных недр западного региона СССР. Минск, «Наука и техника», 1969.

Владимиров Н. П. О возможности магнитотеллурического метода на территории Припятской впадины. Изв. АН СССР, физика Земли, № 12, 1970.

Гневышев М. Н. Об 11-летнем цикле солнечной активности. Успехи физических наук, вып. 2, 1966.

Головков В. П., Коломийцева Г. И. Разделение векового хода геомагнитного поля по временному принципу. Геомагнетизм и аэрономия, т. X, № 5, 1970.

Гохберг М. Б. Использование начальной фазы магнитных бурь для глубинных зондирований. Автореф. канд. дисс. М., ИФЗ АН СССР, 1966.

Гохберг М. Б. Магнитное профилирование с использованием начальной фазы магнитных бурь. В кн.: Земной магнетизм, полярные сияния и ультракороткое излучение, вып. 1. Иркутск, 1967.

Гохберг М. Б. К использованию магнитных бурь для глубинных зондирований Земли. В кн.: Магнитотеллурические методы изучения строения земной коры и верхней мантии, № 4. «Наука», 1969.

Давыдов В. М. Электромагнитное поле произвольного источника над пологими структурами. Геология и геофизика, № 6, 1968.

Дмитриев В. И. Метод расчета магнитотеллурического поля в неоднородном слое с произвольным изгибом нижней поверхности. Прикладная геофизика, вып. 41, 1965.

Дмитриев В. И. Электромагнитные поля в слоистых неоднородных средах. Автореф. докт. дисс. М., МГУ, 1967.

Дмитриев В. И. Импеданс слоистой среды для неоднородной плоской волны. Изв. АН СССР, физика Земли, № 7, 1970.

Дубровский В. Г., Юрханова Д. Ш. Спокойные солнечно-суточные вариации земных токов в районе Ашхабада. Изв. АН ТуркмССР, № 4, 1957.

Дубровский В. Г. и др. Солнечно-суточные вариации земного электромагнитного поля по наблюдениям в Ашхабаде. Геомагнетизм и аэрномия, т. I, № 3, 1961.

Дубровский В. Г., Файнберг Э. Б. Опыт использования S_q -вариаций для глубинных зондирований. Геомагнетизм и аэрномия, т. VIII, № 5, 1968.

Жарков В. Н. Об электропроводности верхней мантии. Изв. АН СССР, № 9, 1966.

Завадская Т. Н. Графическое построение кривых магнитотеллурического зондирования. В кн.: Магнитотеллурические методы изучения строения земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1969.

Калашников А. Г., Зыбин К. Ю. Некоторые результаты наблюдений вектора вариаций горизонтальной составляющей магнитного поля Земли. В кн.: Короткопериодические колебания электромагнитного поля Земли. М., «Наука», 1961.

Калинин Ю. Д. Об определении электрической проводимости Земли по наблюдаемым данным вариаций магнитного поля Земли в ограниченной области. Труды НИИЗМ, вып. 8 (18), 1952.

Кауфман А. А., Табаровский Л. А. Основы теории магнитотеллурических зондирований в средах с пологими структурами. Новосибирск, «Наука», 1970.

Кациашвили Н. А. Некоторые особенности S_q -вариаций H в Тбилиси. Труды Института геофизики АН ГрузССР, т. 16, 1957.

Кациашвили Н. А. К вопросу об определении зоны одинакового изменения типов S_q -вариаций H . Сообщение АН ГрузССР, т. 21, № 5, 1958а.

Кациашвили Н. А. О 27-дневной повторяемости S_q -вариаций геомагнитного поля. Труды Института геофизики АН ГрузССР, т. 17, 1958б.

Кебуладзе В. В. Связи земных региональных электрических токов с геомагнитным полем. Труды Института геофизики АН ГрузССР, т. 15, 1956.

Ковтун А. А. Поведение электромагнитного поля над проводящим клином в области низких частот. Ученые записки ЛГУ, сер. физ.-мат. и геол. наук, вып. 15, № 324, 1964.

Ковтун А. А., Добровольская М. А., Гладкий Т. Д. Моделирование магнитотеллурических полей над сбросом в непроводящем основании. Ученые записки ЛГУ, вопросы геофизики, вып. 21, 1968.

Ковтун А. А., Гольцман Ф. М., Порохова Л. Н. Вопросы машинной интерпретации кривых МТЗ. Изв. АН СССР, физика Земли, № 4, 1968.

Ковтун А. А., Гладкий Т. Д., Непесов К., Добровольская М. А. Моделирование магнитотеллурических полей над выступом фундамента. Изв. АН СССР, физика Земли, № 12, 1970.

Ковтун А. А., Порохова Л. Н. Исследование эффективности машинной интерпретации экспериментальных кривых МТЗ. Прикладная геофизика, вып. 61, 1970.

Ковтун А. А., Коган М. А. Поле кольцевого тока на поверхности многослойной Земли. В кн.: Естественное электромагнитное поле и исследование внутреннего строения Земли. М., «Наука», 1971.

Колмаков М. В. Об одной интересной особенности кривых магнитотеллурического зондирования. Изв. АН СССР, сер. геофизическая, № 4, 1961.

Колмаков М. В., Владимиров Н. П. К вопросу об эквивалентности кривых магнитотеллурического зондирования. Изв. АН СССР, сер. геофизическая, № 4, 1961а.

Колмаков М. В., Владимиров Н. П. Пределы эквивалентности кривых магнитотеллурического и вертикального электрического зондирования. Разведка и охрана недр, № 11, 1961б.

Липская Н. В. Некоторые оценки влияния сферичности Земли на результаты глубинных МТЗ. В кн.: Магнитотеллурические методы изучения строения земной коры и верхней мантии, № 4. М., «Наука», 1969а.

Липская Н. В. Возмущения в электромагнитном поле Земли, обусловленные отдельными слоями земной толщи. В кн.: Магнитотеллурические методы изучения строения земной коры и верхней мантии, № 4. М., «Наука», 1969б.

Липская Н. В. Переменное электромагнитное поле в слоистой горизонтально-однородной среде. В кн.: Магнитотеллурические методы изучения строения земной коры и верхней мантии, № 4. М., «Наука», 1969в.

Липская Н. В. О роли вертикальной составляющей геоэлектрического поля в магнитотеллурическом зондировании. Изв. АН СССР, физика Земли, № 10, 1969г.

Липская Н. В., Денискин Н. А., Никифорова Н. Н., Хотько Ж. П., Кузнецов Ю. Н. Магнитотеллурические исследования в западной части Русской платформы. В кн.: Естественное электромагнитное поле и исследования внутреннего строения Земли. М., «Наука», 1971.

Микерина Н. В. О сезонном ходе S_q -вариаций земных токов. Геомagnetизм и аэрономия, т. VI, № 5, 1966.

Москвичев Е. И. Амплитудно-фазовый способ интерпретации в магнитотеллурических методах разведки. Прикладная геофизика, вып. 41, 1965.

Никифорова Н. Н., Кравцова М. К. Сопоставление спокойных солнечно-суточных вариаций геомагнитного поля и земных токов по наблюдениям на геофизической станции Плещеницы (Минск). В кн.: Изучение электромагнитного поля Земли на геофизической станции Плещеницы (Минск). Минск, 1966.

Никифорова Н. Н. Изучение спокойных солнечно-суточных вариаций естественного электромагнитного поля для целей глубинного магнитотеллурического зондирования. Автореф. канд. дисс. М., ИФЗ АН СССР, 1968.

Никольский А. П. О распределении активных периодов магнитных возмущений в течение суток в высоких широтах. В кн.: Магнитоноосферные возмущения. М., 1959.

Новыш В. В. Теллурические токи в Иркутске (Зуя) по двухлетним наблюдениям. Труды НИИЗМ, вып. 5 (15), 1950.

Новыш В. В. Некоторые черты спокойных солнечно-суточных вариаций земных токов. Труды НИИЗМ, вып. 8, 1952.

Новыш В. В. и др. Наблюдение земных токов в Шацке. Геомagnetизм и аэрономия, т. IV, № 1, 1964.

Обухов Г. Г. Магнитотеллурическое поле над пологими структурами (H -поляризация). Прикладная геофизика, вып. 44, 1965.

Очерки по геологии СССР (по материалам опорного бурения). Тр. ВНИГРИ, вып. III, 1957.

Порохова Л. Н. Оценка числа слоев геоэлектрического разреза при интерпретации кривых электромагнитных зондирований. В кн.: Естественное электромагнитное поле и исследования внутреннего строения Земли. М., «Наука», 1971а.

Порохова Л. Н. Применение статистических методов для решения обратной задачи магнитотеллурического зондирования. Автореф. канд. дисс. Л., ЛГУ, 1971б.

Пушков Н. В., Силкин Б. И. Внимание, Солнце спокойно! Л., Гидрометиздат, 1966.

Рикитаки Т. Электромагнетизм и внутреннее строение Земли. М., «Недра», 1968.

Рокитянский И. И. О применении магнитотеллурического метода на анизотропном и неоднородном массивах. Изв. АН СССР, серия геофизическая, № 11, 1961.

Рокитянский И. И. О возможностях метода магнитовариационного зондирования. Геомagnetизм и аэрономия, т. IX, № 3, 1969.

Рокитянский И. И., Логвинов И. М., Лугинина М. А. Магнитовариационное профилирование на Украинском щите. Изв. АН СССР, физика Земли, № 3, 1969.

Рокитянский И. И., Логвинов И. М. Опыт магнитовариацион-

ного зондирования по начальным фазам магнитных бурь. Геомagnetизм и аэрономия, т. IX, № 3, 1969.

Рокитянский И. И., Шуман В. Н. Магнитовариационное профилирование. Изв. АН СССР, физика Земли, № 10, 1970.

Ротанова Н. М. Определение проводимости Земли по данным D_{st} -вариаций. Геомagnetизм и аэрономия, т. III, № 3, 1963а.

Ротанова Н. М. Проводимость и величина слоя в случае цилиндрической модели Земли и применение к D_{st} -вариациям. Геомagnetизм и аэрономия, т. III, № 5, 1963б.

Ротанова Н. М. Построение карты проводимости и толщины непроводящего слоя по геомагнитным данным. Геомagnetизм и аэрономия, т. VI, № 1, 1966.

Ротанова Н. М. Некоторые вопросы электромагнитной индукции для плоской модели Земли. Геомagnetизм и аэрономия, т. VII, № 4, 1967.

Ротанова Н. М. Распределение электропроводности Земли по данным геомагнитных вариаций. М., ИЗМИРАН СССР, 1968а.

Ротанова Н. М. Теория электромагнитной индукции в случае сферической модели Земли. Геомagnetизм и аэрономия, т. VIII, № 2, 1968б.

Савин М. Г. О поляризации короткопериодических колебаний естественного электромагнитного поля Земли типа Pc 1. Автореф. канд. дисс. М., ИФЗ АН СССР, 1970.

Савин М. Г. К расчету взаимного влияния магнитосферы и Земли на распространение естественного электромагнитного поля. В кн.: Естественное электромагнитное поле и исследования внутреннего строения Земли. М., «Наука», 1971.

Симонов И. М. Записки и воспоминания о путешествии по Англии, Франции, Бельгии и Германии в 1842 г. Казань, 1944.

Сочельников В. В. Об определении удельной проводимости глубоких слоев Земли. Изв. АН СССР, физика Земли, № 7, 1968.

Сочельников В. В. Влияние сферичности Земли при определении удельного сопротивления глубоких слоев с использованием мировых магнитных бурь. Изв. АН СССР, физика Земли, № 6, 1969.

Сочельников В. В. Электромагнитное поле Земли при возбуждении коаксиальным круговым током. Геомagnetизм и аэрономия, т. X, № 4, 1970а.

Сочельников В. В. Асимптотические свойства пространственных гармоник переменного электромагнитного поля Земли. Геомagnetизм и аэрономия, т. X, № 5, 1970б.

Сочельников В. В. Рекуррентные выражения пространственных гармоник переменного электромагнитного поля Земли. Геомagnetизм и аэрономия, т. XI, № 1, 1971.

Справочник по переменному магнитному полю СССР. Л., Гидрометиздат, 1954.

Стадник Ю. Н., Проценко В. М., Пинчук А. П. О результатах магнитотеллурических исследований в Припятской впадине. В кн.: Магнитотеллурические методы изучения строения земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1969.

Сувейздис П. И. Верхнепермские отложения Польско-Литовской синеклизы. В кн.: Вопросы геологии Литвы. Вильнюс, 1963.

Тихонов А. Н. Об определении электрических характеристик глубоких слоев земной коры. Докл. АН СССР, т. 73, № 2, 1950.

Тихонов А. Н., Липская Н. В. О вариациях земного электрического поля. Докл. АН СССР, новая серия, т. 87, № 4, 1952.

Тихонов А. Н., Шахсуваров Д. Н. О возможности использования импеданса естественного электромагнитного поля Земли для изучения ее верхних слоев. Изв. АН СССР, сер. геофизическая, № 4, 1956.

Тихонов А. Н., Шахсуваров Д. Н., Рыбакова Е. В. О возможности различия эквивалентных разрезов при помощи переменных электромагнитных полей. Изв. АН СССР, сер. геофизическая, № 8, 1959а.

Тихонов А. Н., Шахсуваров Д. Н., Рыбакова Е. В. О разрешающей способности метода электромагнитных зондирований при наличии непроводящих пластов. Изв. АН СССР, сер. геофизическая, № 10, 1959б.

Тихонов А. Н. О распространении переменного электромагнитного поля в слоистой анизотропной среде. Докл. АН СССР, т. 126, № 5, 1959.

Тихонов А. Н. К математическому обоснованию теории электромагнитного зондирования. Журнал вычислительной математики и математической физики, т. V, № 3, 1965.

Тихонов А. Н., Яновский Б. М., Липская Н. В. Некоторые результаты магнитотеллурических исследований в СССР. В кн.: Изучение электромагнитного поля Земли на геофизической станции Плещицы (Минск). Минск, 1966.

Тихонов А. Н., Дмитриев В. И. Влияние поверхностных неоднородностей на результаты глубинного магнитотеллурического зондирования. В кн.: Вычислительные методы и программирование, № 13, 1969.

Файнберг Э. Б., Лагутинская Л. П. Некоторые особенности кривых МТЗ с учетом сферичности Земли. Геомагнетизм и аэрномия, т. VIII, № 5, 1968.

Файнберг Э. Б. Использование аперiodических возмущений геомагнитного поля для глубинных зондирований. Автореф. канд. дисс. М., ИФЗ АН СССР, 1969.

Фаткуллин М. Н. Спокойные солнечно-суточные вариации геомагнитного поля по данным магнитоионосферных наблюдений за период МГГ. Автореф. канд. дисс. М., ИЗМИРАН АН СССР, 1965.

Фаткуллин М. Н., Фельдштейн Я. И. Спокойные солнечно-суточные вариации геомагнитного поля в период МГГ. О связи S_q -вариаций с параметрами ионосферы. Геомагнетизм и аэрномия, т. V, № 2, 1965.

Фотиади Э. Э., Ваньян Л. Л., Харин Е. П. Глубинные магнитовариационные зондирования на юге Средней Сибири и в Забайкалье. Докл. АН СССР, т. 164, № 3, 1965.

Четаев Д. Н. О решении обратной задачи теории электромагнитных зондирований. Изв. АН СССР, сер. геофизическая, № 12, 1959.

Четаев Д. Н. Определение коэффициента анизотропии и угла падения однородной анизотропной среды по измерениям импеданса естественного

электромагнитного поля. Изв. АН СССР, сер. геофизическая, № 4, 1960.

Четаев Д. Н. Об обратной задаче магнитотеллурического зондирования. Изв. АН СССР, физика Земли, № 9, 1966.

Четаев Д. Н. Метод решения краевых задач электродинамики анизотропных сред с помощью общих электромагнитных потенциалов и его геофизические приложения. Автореф. докт. дисс. М., ИФЗ АН СССР, 1967.

Четаев Д. Н. О структуре поля короткопериодической геомагнитной вариации и магнитотеллурических зондирований. Изв. АН СССР, физика Земли, № 2, 1970.

Четаев Д. Н., Юдович В. А. Дирекционный анализ магнитотеллурических наблюдений. Изв. АН СССР, физика Земли, № 12, 1970.

Четаев Д. Н. К теории естественного электромагнитного поля Земли. В кн.: Естественное электромагнитное поле и исследования внутреннего строения Земли. М., «Наука», 1971.

Шейман М. М. О возможности использования полей теллурических токов и дальних радиостанций для геологического картирования. Труды ВИТР. М., Гостоптехиздат, 1958.

Шуман В. Н. Некоторые вопросы интерпретации результатов магнитовариационного профилирования. Автореф. канд. дисс. Свердловск, Горный институт, 1971.

Эйгенсон М. С., Гневывшев М. М., Оль А. И., Рубашев Б. М. Солнечная активность и ее земные проявления. М., ОГИЗ, 1948.

Юдович В. А. О структуре электромагнитного поля короткопериодических геомагнитных вариаций. Автореф. канд. дисс. М., ИФЗ АН СССР, 1971.

Яновский Б. М. Земной магнетизм. М., Госиздат, 1953.

Bartels J. Das Magnetfeld der Erde. Handbuch der experimental Phys., 25, 1928.

Benkova N. P. Spherical harmonic analyses of the variations for august 1933. Terr. Magnetism and Atmospheric Electricity, 45, 1940.

Bossy L., Vuyst A. Relations entre les champs électrique et magnétique d'une onde de période longue conduits dans un milieu de conductivité variable. Geofisica pura e applicata, v. 44, 1959.

Cagniard L. Basis theory of the magnetotelluric method of geophysical Prospecting. Geophys., 18, 1953.

Canes B., Cannon W. H. Geomagnetic depth sounding and correlation with other geophysical data in western North America. Nature, 207, 1965.

Canes B., Cannon W. H., Livingstone C. E. Geomagnetic depth sounding and Upper mantle structure in the Cordillere Region of Western North America. J. Geophys. Res., v. 72, No 24, 1967.

Chapman S. The solar and lunar diurnal variations of terrestrial magnetism. Phill. trans. Roy. Soc., London, ser. A, 218, 1919.

Chapman S., Price A. T. The electric and magnetic state of the interior of the earth as inferred from terrestrial magnetic variations. Phil. trans. Roy. Soc., London, ser. A, 229, 1930.

Chapman S., Bartels J. Geomagnetism. Oxford, univ. Press, London, 1940.

- Eamfied P. A., Gough D. I., Porath H. Magnetometer Array Studies in the North Western United States and South-Western Canada. *Geophys. Roy. Astr. Soc.*, v. 22, 1970.
- Eckhardt D. Geomagnetic inductions in a concentrically stratified earth. *J. Geophys. Res.*, 68, 1963.
- Elsasser W. M. The earth's interior and geomagnetism. *Rev. mod. phys.*, 22, 1950.
- Hasegawa M. A statistical study of the type of diurnal variations of terrestrial magnetism on quiet days. *Proc. Imp. Acad., Tokyo*, 12, 1936.
- Hasegawa M. Analysis of the field of diurnal variations of terrestrial magnetism of the different types. *Proc. Imp. Acad. Tokyo*, 12, 1936.
- Hasegawa M. Representation of the field of diurnal variations of terrestrial magnetism on quiet days by method of graphical integration. *Proc. Imp. Acad., Tokyo*, 12, 1936.
- Hasegawa M. On the progressive change of the field of diurnal variations. *Proc. Imp. Acad., Tokyo*, 12, 1936.
- Hasegawa M., Ota M. Analysis of the field of diurnal variations of terrestrial magnetism of different types. *Proc. Imp. Acad., Tokyo*, 13, 1937.
- Hasegawa M., Ota M. On the zonal components of diurnal variations. *Proc. Imp. Acad., Tokyo*, 13, 1937.
- Hasegawa M., Tamura Y. On the regular progressive changes of the magnetic field of diurnal variations. *Proc. Imp. Acad., Tokyo*, 13, 1937.
- Hasegawa M., Tamura Y. On the regular progressive changes of the magnetic field of diurnal variations. *Proc. Imp. Acad. Tokyo*, 14, 1938.
- Hasegawa M., Ota M. On the magnetic field of S_q in the middle and lower latitudes during the Second Polar Year. *Trans. Oslo Meeting Intern. assoc. Terr. Magn. Elec. bull.*, 13, 1950.
- Jacobs J. A., Sinno K. World wide characteristics of geomagnetic micropulsations. *J. Geophys. Res.*, v. 3, 1960.
- Jones F. W., Geldart L. P. Vertical telluric currents of separated locations. *Earth and planetary letters*, v. 2, No 1, 1967.
- Kato Y., Kikuchi T. On the phase difference of earth current induced by the changes of the earth's magnetic field *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, fifth., 1950.
- Kertz W. The conductivity anomaly in the upper mantle found in Europe. *J. of geomag. and geoelect.*, XV, 1964.
- Kunetz G. *Enregistrements des courants telluriques à l'occasion de l'eclipse de soleil du 25/II 1952. Annales de Geophysique*, 10, 1954.
- Kunetz G. Anwendung statistischer Eigenschaften der Erdströme in der praktischen Geophysik. *Freiberger Forschungshefte*, 32, 1957.
- Lahiri B., Price A. T. Electromagnetic inductions in non-uniform conductors and determination of conductivity of the earth from terrestrial magnetic variations. *Phil. Trans. Roy. Soc., London*, v. 237, ser. A, 1939.
- Lamb H. On electrical motions in a spherical conductor. *Phil. Trans. Roy. Soc., London*, ser. A, 174, 1883.
- Lubimova E. A., Feldman I. S. *Heat flow, temperature and*

electrical conductivity of the crust and mantle in the USSR. *Tectonophysics*, No 10, 1970.

Mann J. E. Magnetotelluric theory of the sinusoidal interface. *J. Geophys. Res.*, No 15—16, 1964.

Mann J. E. A theoretical magnetotelluric problem exhibiting effects of lateral conductivity variations and finity field dimensions. *J. Geophys. Res.*, No 11, 1967.

Matsushita S., Maeda H. On the geomagnetic Solar quiet daily variation field during the IGY. *J. Geophys. Res.*, No 11, 1965.

Matsushita S., Maeda H. On the geomagnetic Lunar daily variation field. *J. Geophys. Res.*, No 11, 1965.

McDonald K. L. Geomagnetic secular variation at the core—mantle boundary. *J. Geophys. Res.*, 60, 1955.

McNish A. G. Progress of research in magnetic diurnal variations at the department of terrestrial magnetism Carnegie institution of Washington. *Trans. of Edinburgh Meeting, Copenhagen, 1937.*

Parkinson W. D. Directions of rapid geomagnetic fluctuations. *Geophys. J.*, No 2, 1959.

Parkinson W. D. The influence of continents and oceans on geomagnetic variations. *Geophys. J.*, No 4, 1962.

Parkinson W. D. Conductivity anomalies in Australia and the Ocean Effect. *J. geomag. and geoelect.*, v. XV, No 4, 1964.

Porath H., Oldenburg D. W., Gough D. I. Separation of Magnetic variation fields and conductive structures in the western United states. *Geophys. Journ. Roy. astr. Soc.*, 19, No 3, 1970.

Price A. T. The theory of magnetotelluric methods when the source field in considered. *J. Geophys. Res.*, 67, 1962.

Price A. T., Wilkins G. A. New methods of analyse of geomagnetic fields and their application to the S_q field of 1932—1933. *Phil. trans. Roy. Soc.*, London, v. 256, ser. A, 1963.

Rankin D. The magneto telluric effect on a dike. *Geophys.*, v. 27, No 1, 1961.

Rankin D. A magnetotelluric stady of resistivity anisotropy. *Geophys.*, v. 34, No 3, 1969.

Rankin D. Polarisation of the magnetotelluric fields over an anisotropic earth. *Pure and Appl. Geophys.*, 1970.

Reitzel J. S., Gough D. I., Porath H., Anderson C. W. Geomagnetic deep sounding and upper mantle structure in the western United States. *Geophys. Journ. Roy. Astr. Soc.*, v. 19, No 3, 1970.

Rikitake T., Labu T., Jamakawa K. The anomalous behavior of geomagnetic variations of short period in Japan and its relation to the subteranean structure. The 10th report *Bull. Earthquake res. inst.*, Tokyo Univ., 40, 1962.

Rikitake T. Outline of the anomaly of geomagnetic variations in Japan. *J. geomag. and geoelect.*, v. XV, No 4, 1964.

Runcorn S. K. The electrical conductivity of the earth's mantle. *Trans. Am. geophys. union*, v. 36, 1955.

Schmucker U. Anomalies of geomagnetic variations in the Southwestern United States. *J. geomag. and geoelect.*, v. XV, No 4, 1964.

Scholte J. G., Veldkamp J. Geomagnetic and geoelectric variations. *J. of atmos. and terr. Phys.*, v. 6, No 1, 1955.

Schuster A. The diurnal variations of terrestrial magnetism. *Phil. Trans. Roy. Soc., London*, v. 180A, 1889.

Schuster A. The diurnal variations of terrestrial magnetism. *Phil. Trans. Roy. Soc., London*, v. 208A, 1908.

Simeon G., Sposito A. Anomalies in geomagnetic variations in Italy. *J. geomag. and geoelect.*, v. XV, No 4, 1964.

Srivastava S. P. Method of interpretation of magnetotelluric data when source field is considered. *J. Geophys. Res.*, No 4, 1965.

Srivastava S. P. Theory of the magnetotelluric method for a spherical conductor. *Geophys. Journ. Roy. Astr. Soc.*, v. 11, 1966.

Srivastava S. P. Magnetotelluric two and threelayer master curves. *Publication of the dominion observatores. Ottawa*, XXXV, 7, 1967.

Stewart B. *Terrestrial Magnetism. Enciclop. Britt.*, v. 16, 1882.

Takacs E.* The orientation of the magnetotelluric impedance ellipses. *Acta Geodaet., Geophys. et Montnanist. Acad. Sci. Hung.*, v. 4, No 3—4, 1969.

Wait J. R. On the relation between telluric currents and the earth's magnetic field. *Geophys.*, v. 19, No 2, 1954.

Wait J. R. Theory of magnetotelluric fields. *J. res. NBS*, D 66, 1962.

Whitham K. An anomaly in geomagnetic variations at Mould Bay in the Arctic archipelago of Canada. *J. Geophys. Res.*, No 8, 1963.

Whitham K. Anomalies in geomagnetic variation in the Arctic archipelago of Canada. *J. geomagn. and geol.*, 15, 1964.

Wiese H. *Geomagnetische Tiefentelluric. Akad. Verl.*, Berlin, 1965.

Yukutake T. Attenuation of geomagnetic secular variation through the conducting mantle of the earth. *Bull. Earthquake res. inst. Tokyo Univ.*, v. 37, 1959.

Yukutake T. The Solar cycle contribution to the secular change in the geomagnetic Field. *J. geomag. and geoelect.*, v. XVII, No 3—4, 1965.

ВАРИАЦИИ
ЕСТЕСТВЕННОГО
ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО
ПОЛЯ
И ИХ СВЯЗЬ
С ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬЮ
ЗЕМНЫХ НЕДР

Редактор Е. Волкинд
Обложка А. Евменова
Художественный редактор Н. Евменова
Технический редактор Г. Якубовская
Корректор С. Машканова

Печатается по постановлению РИСО АН БССР.
АТ 11632. Сдано в набор 28/III-72 г. Подписано в
печать 21/VI-72 г. Бум. тип. № 3. Формат 60×90¹/₁₆.
Печ. л. 10,0. Уч.-изд. л. 8,6. Изд. зак. 273. Тип.
зак. 261. Тираж 1000 экз. Цена 86 коп.

Издательство «Наука и техника». Минск, Ленин-
ский проспект, 68. Типография имени Франциска
(Георгия) Скорины издательства «Наука и тех-
ника» АН БССР и Госкомитета СМ БССР по
печати. Минск, Ленинский проспект, 68.

В18 **Вариации** естественного электромагнитного поля и их связь с электропроводностью земных недр. Мн., «Наука и техника», 1972.

160 с. с ил. (Ин-т геохимии и геофизики АН БССР. Ин-т физики Земли АН СССР). 1000 экз. 86 к.

На обороте тит. л. авт.: Н. В. Липская, М. С. Бабушников, Н. П. Владимиров и др.

В книге излагаются результаты исследования в Белоруссии закономерностей длиннопериодных вариаций и возмущенности естественного электромагнитного поля Земли в 11-летнем цикле солнечной активности, а также некоторые данные использования вариаций электрических и магнитных компонент в широком диапазоне частот для изучения геоэлектрических разрезов верхних и глубинных зон земных недр территории республики. Список лит.: с. 146—157.

2-9-5
97-72

551.4

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ
„НАУКА И ТЕХНИКА“**

в 1972 г.

ВЫХОДИТ КНИГА

В. К. ЛУКАШЕВА

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ
ОСАДОЧНОГО ЛИТОГЕНЕЗА**

16 л. Ориентировочная цена 1 р. 38 к.

В книге рассматриваются геохимические индикаторы, их использование для характеристики отдельных стадий осадочного литогенеза: выветривания, сингенеза, диагенеза, эпигенеза, метасоматоза и др.

Под геохимическими индикаторами понимается комплекс показателей, отражающих специфику геохимических процессов и среду литогенеза, в числе которых важную роль играют рН, окислительно-восстановительные потенциалы, коэффициенты выветривания, вторичные образования, состав органического вещества, характеристики железистости, карбонатности и др.

Критически рассматривается существующая терминология, используемая в литологии и геохимии для характеристики отдельных стадий литогенеза.

Книга представляет интерес для геологов, литологов, геохимиков, поисковиков. Она может быть полезна для широкого круга исследователей, особенно в области геохимии, осадочной геологии и палеогеографии.

Заказы направлять по адресам:

г. Минск, Омский пер., 13. Управление книжной торговли
Государственного комитета Совета Министров БССР по печати;

г. Минск, ул. Володарского, 9. Управление книжной торговли
ли Белкоопсоюза.

86 к.

1591