

**ЗЕМНАЯ КОРА
СКЛАДЧАТЫХ
ОБЛАСТЕЙ
ЮГА СИБИРИ**

2

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ЗЕМНАЯ КОРА СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ЮГА СИБИРИ

Выпуск 2

Часть II

ГЕОТЕРМИЯ И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ

Ответственный редактор:
член-корреспондент АН СССР
Э.Э. Фотиади

НОВОСИБИРСК-1971

А Н Н О Т А Ц И Я

В ряде статей данной части выпуска 2-го сборника излагаются результаты геотермических исследований, проведенных в Институте геологии и геофизики за последние годы. Рассмотрены вопросы методики геотермических исследований. Отдельно и подробно разбираются данные измерений глубинного теплового потока по измерению в мелких скважинах. Устанавливается целесообразность использования неглубоких скважин для определения теплового потока. Дается характеристика теплового поля Горной Шории, Кузнецкого Алатау, Минусинской впадины и Восточного Саяна. В статьях по вопросам палеомагнетизма, рассмотрена природа естественной остаточной намагниченности осадочных пород и её связь с литогенезом и метакристаллизацией, а также методы, позволяющие установить происхождение намагниченности осадочных пород и природу обратной остаточной намагниченности. Приведены результаты палеомагнитных исследований континентальных отложений илекской свиты Чудьмо - Енисейской впадины и плиоцен-плейстоценовых отложений Приобского степного плато. На основании палеомагнитных данных, полученных при изучении осадочных пород Приобского плато, подробно изучена история геомагнитного поля в плиоцен-четвертичное время. Впервые установлены аномальные направления геомагнитного поля в эпохи Брунеса и Матуяма. Составлен опорный палеомагнитный разрез, использованный для решения вопросов стратиграфии.

Редакторы: О.А. Калинина, Ф.С. Моисеенко,
Э.Э. Фотиади (отв. редактор)

ГЕОТЕРМИЯ

У.И. Моисеенко, А.Д. Дучков,
Л.С. Соколова

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Геотермические исследования на территории южного горного обрамления Сибири выполнены лабораторией физики земной коры Института геологии и геофизики СО АН СССР в четырех различных по геологическому строению районах Алтае-Саянской складчатой области. В каждом из них измерены температуры в скважинах, коэффициент теплопроводности пород и вычислена величина геотермического градиента и теплового потока. Большинство изученных скважин находится в пределах рудопоявлений, что необходимо иметь в виду при использовании приводимых данных в построениях регионального масштаба.

Алтае-Саянская область представляет собой сложную систему горных хребтов, разделенных межгорными впадинами. Изучаемые участки приурочены (согласно тектонической схеме В.А. Кузнецова /3/) к разнообразным тектоническим элементам каледонид южного горного обрамления Сибири. Здесь широко распространены метаморфические породы протерозоя, кембрия, ордовика, а также магматические образования различных тектоно-магматических этапов от

архейского до мезо-кайнозойского. Девонские отложения накапливались только в межгорных впадинах.

Станции определения теплового потока группируются на тринадцати (I-XIII) участках (рис. 1), расположенных в пределах Горной Шории (I-Y), Кузнецкого Ала-Тау (VI-VII), Южно-Минусинской впадины (VIII-XI) и Восточного Саяна (XII-XIII).

Температурные измерения выполнены в 28 скважинах, распределенных по площади неравномерно. Двенадцать из них расположены на участках Горной Шории, 8 скважин — в Минусинской впадине, 6 — в Восточном Саяне и всего 2 — в Кузнецком Алатау. Температура измерена точечным способом, электротермометром сопротивления с медным датчиком /I/. Точность определения относительных температур составляет 0,03°C.

При расчете геотермического градиента учитывалась возможность искажения его как за счет искривления ствола скважины, так и за счет влияния различных физико-географических и гидрогеологических условий. Искажение, вызванное искривлением ствола скважины, снималось с помощью данных инклинометрии. Топографическая поправка к геотермическому градиенту определена методом Джеффриса-Булларда /2/ только в горных районах с резкорасчлененным рельефом (участки I-VI, XII, XIII). Оказалось, что она значительна лишь для скважин, расположенных в пределах положительных форм рельефа. Так, по скважине № 266 (Горная шория, рис. 2), расположенной на водоразделе, геотермический градиент в интервале 100-200 м занижен по сравнению с истинным на 26%. Глубже, в интервале 600-700 м, искажение уменьшается до 10%. В скв. № 389 (см. рис. 2), расположенной тоже на участке с резкорасчлененным рельефом, но в долине, искажение рельефом даже в интервале 100-200 м не превышает 8%.

Заметное влияние на структуру теплового поля оказывает движение подземных вод, которое в изучаемых районах оживленно вследствие резкой расчлененности рельефа и сильной раздробленности пород.

Глубина установления положительного градиента определяется уровнем грунтовых вод. В пределах зоны интенсивного водообмена повсеместно происходит занижение геотермического градиента /2/. Это хорошо иллюстрируется градиентными кривыми по скважинам 790, 389, 375 (см. рис. 2) и др. Глубже нормальный геотермический

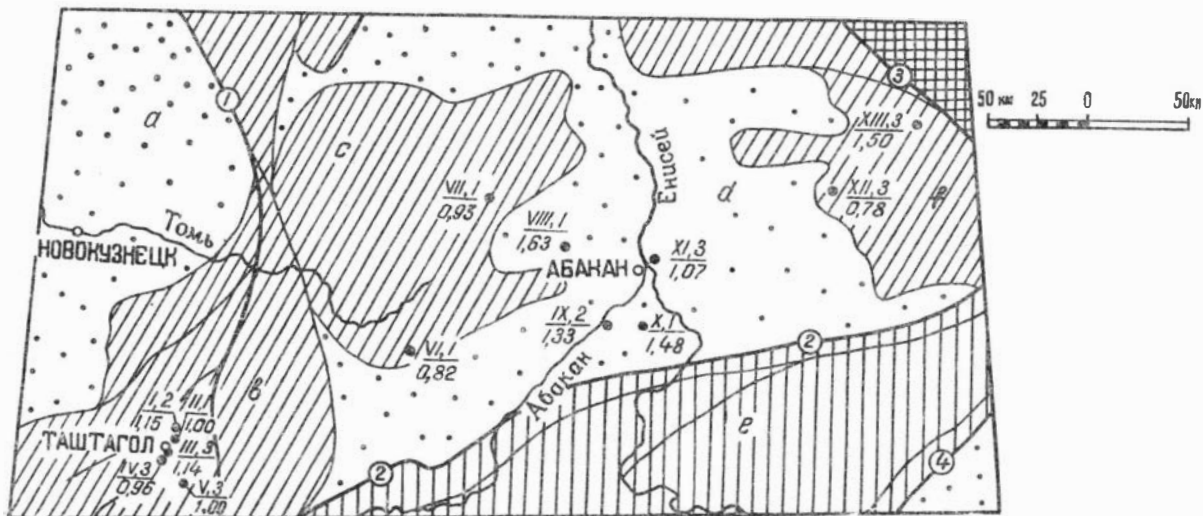


Рис. I. Схема расположения участков определения величины теплового потока



Зоны протерозойской складчатости



Зоны каледонской складчатости: С-структуры Западного Саяна



Зоны глубинных и оперяющих разломов: 1-Кузнецкий глубинный разлом, 2-Саяно-Тувинский разлом, 3-Сисимо-Назырский разлом и 4-Саяно-Тувинский разлом



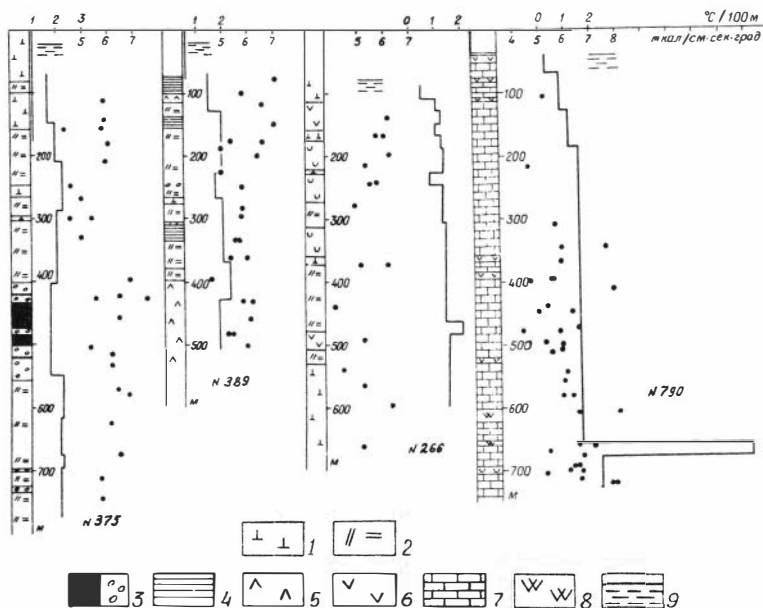
Зоны ранней стабилизации каледонид: б-Горная Шария, с-Кузнецкий Ала-Тау, г-структуры восточного Саяна



Зоны палеозойской складчатости: а-Кузнецкий прогиб, д-Тувинский прогиб

$$\frac{X_{21}}{1,48}$$

Участок определения теплового потока. В числителе - номер участка, количество скважин, в знаменателе - среднее для участка значение теплового потока в $\mu\text{ккал/см}^2\text{сек}$



Р и с. 2. Градиентные кривые и коэффициенты теплопроводности (точки) по некоторым скважинам Горной Шории.

1 - сиениты, 2 - альбитофиры, 3 - магнетитовые руды и скарны, 4 - роговики, 5 - диабазы, 6 - эффузивы, 7 - мраморизованные известняки, 8 - кварциты, 9 - уровень грунтовых вод.

градиент нарушается вблизи водоконтролирующих структур и изолированных водоносных горизонтов (см. рис. 2, скв. 790 глубже 656 м и рис. 4, скв. 657 в интервале 491-550 м). Если скважина пересекает несколько обводненных зон трещиноватости, то возможен перелив воды из одной зоны в другую по стволу скважины. При этом температурный режим в интервале перелива полностью нарушается (рис. 3, скв. 321). При расчете теплового потока интервалы температурных аномалий, вызванных движением подземных вод, исключались.

В интервалах, где не ощущается влияние движущихся подземных вод и рельефа, распределение температур по стволу скважины определяется составом пород. Так, в скв. 375 (см. рис. 2) понижение

градиента в интервале 402-548 м обусловлено развитием магнетитовых тел и рудных скарнов, показывающих высокое значение теплопроводности. В то же время контакты разных пород не фиксировались четко изгибами термограмм. Это, очевидно, объясняется глубоким метаморфизмом пород и крутым их падением.

Коэффициент теплопроводности пород определялся на образцах керн из исследованных скважин стационарным методом и методом цилиндрического мгновенного источника /4/.

Полученные нами результаты обсуждаются ниже по каждому району отдельно.

В Горной Шории участки расположены в горно-таежной полосе с расчлененным средне- и низкогорным рельефом. Абсолютные высоты водоразделов достигают 1500 м, относительные превышения составляют 400-700 м. Участки находятся в пределах крупной грабен-синклинальной структуры - Ташелгино-Кондомской зоны смятия. Зона выполнена вулканогенно-осадочными образованиями кембрия (сланцы, известняки, алевролиты, туфобрекчии, скарны, рудные тела), интенсивно метаморфизованными, разбитыми сетью разломов, прорванными интрузивными телами гранитов, диоритов и сиенитов.

В Горной Шории геотермические исследования проведены в 12 скважинах (табл. 1, 2), расположенных по профилю меридионального простирания, протяженностью около 40 км. Скважины группируются в пределах пяти участков. Геотермический градиент на этих участках изменяется от 1,45 до 2,13⁰C/100 м. Величина коэффициента теплопроводности варьирует от 3,7 до 7,8 мкал/см·сек·град.

Тепловой поток в пределах Горной Шории колеблется от 0,87 до 1,17 $\frac{\text{мккал}}{\text{см}^2 \cdot \text{сек}}$. Средняя величина его для участков Шерегеш, Шалым, Таштагол, Кочура, Ключевой соответственно 1,15; 1,00; 1,14; 0,96; 1,00 $\frac{\text{мккал}}{\text{см}^2 \cdot \text{сек}}$. Среднее значение теплового потока для Горной Шории равно (1,05 ± 0,10) $\frac{\text{мккал}}{\text{см}^2 \cdot \text{сек}}$.

Участки располагаются вдоль южной части регионального Кузнецкого глубинного разлома. Однако, близость его не отражается на величине теплового потока. некоторые термограммы по Горной Шории приведены на рис. 2.

В Кузнецком Алатау замеры температур выполнены на двух участках в пределах Абаканского хребта и Батеневского кряжа (см. рис. 1, участки У1, УП).

Т а б л и ц а 1

СВЕДЕНИЯ

о расположении скважин и их характеристика

№ № п/п	Номер сква- жин	Альtitуда устья скважины в м	Глубина бурения, м	Глубина измерения температуры, м	Диаметр скважины, в мм	Угол отклонения ство- ла скважины от верти- кали, в градусах	Время бурения, в месяцах	Время выстойки сква- жин до проведения температурных изме- рений, в месяцах	Количество образцов
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Горная Шория									
1	375	641	790	754	76-91	6	5	35	28
2	389	610,5	776	507	76	5-15	3,5	28	24
3	266	1080	679	657	110	7-15	?	24	17
4	142	576	784	750	91-130	10-32	11	72	1
5	274	578	1176	820	115	10-19	8,5	27	-
6	268	550	1019	790	130-110	10-20	7	33	15
7	106	667	607	449	115	10-20	3	24	-
8	80	526	656	520	130-110	12-42	2,5	59	9
9	252	660	839	609	110	11	5,5	35	22
10	790	621	752	740	110	11	1,4	0,9	30
11	699	618	1100	400	110	11	5,2	8,4	11
12	1427	560	410	400	110	13-24	1,9	5,0	6
Кузнецкий Ала-Тау									
13	321	1230	345	320	110	19	2	12	2
14	747	750	502	210	92	0	3,7	0,4	13
Южно-Минусинская впадина									
15	404	350	300	285	92	0	0,4	2,0	-
16	521	350	300	300	92	0	0,4	1,0	13

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10
				Восточный Саян					
17	219	410	320	80	92	II	2,1	5,7	6
18	233	420	219	200	92	16-26	3,2	1,1	6
19	232	420	363	350	92	15	?	2	-
20	585	570	504	400	110	17-19	4	14	-
21	590	625	600	420	110	14	3,6	13,8	6
22	657	632	700	600	110	10-13	2,1	4,6	3

Т а б л и ц а 2

Средняя величина геотермического градиента, коэффициента теплопроводности и теплового потока районов Алтае-Саянской складчатой области

№ № скважин	Интервал по глубине, м	Породы	Измеренный геотермический градиент (исправлен за кривизну ствола скважины) в $^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$	Топографическая поправка к градиенту (отношение истинного градиента к измеренному)	Геотермический градиент, исправленный за рельеф, $^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$	Средневзвешенная теплопроводность пород, в $\text{мккал}/\text{см}\cdot\text{сек}\cdot\text{град}$	Величина теплового потока, в $\text{мккал}/\text{см}^2\cdot\text{сек}$
1	2	3	4	5	6	7	8
		Г о р н а я Ш о р и я Участок № I - Шерегеш					
375	149-402	Альбитофиры, сиениты	2,04	0,94	1,94	5,7	1,11
	402-548	Рудный скарн, магнетитовая руда	1,71	0,97	1,66	7,0	1,16
	548-756	Альбитофиры, скарны	2,18	0,98	2,13	5,7	1,21

1	2	3	4	5	6	7	8
389	129-427	Альбитофиры, скарны	2,02	0,94	1,92	5,9	I, I6
	427-507	Диабазы	1,92	0,98	1,87	5,9	I, II
		Среднее					I, I5
Участок II - Шалым							
266	187-306 (без 227-246)	Порфириты, альбитофиры	1,35	1,22	1,65	6,2	I, 02
	306-637 без 463-482)	Альбитофиры, порфириты	1,48	1,16	1,72	5,8	I, 00
		Среднее					I, 00
Участок III - Таштагол							
142	187-351	Диориты	1,74	0,98	1,70	6,4	I, 09
	452-716	Диориты	1,77	-	1,77	6,4	I, I3
274	305-812 (без 697-736)	Туфо-сланцы, сланцы, сyenиты	1,94	0,98	1,91	6,1	I, I7
268	480 750	Туфо-сланцы	1,83	-	1,83	6,30	I, I5
		Среднее					I, I4
Участок IV - Кочура							
106	458-573	Туфо-брекчии, сланцы, порфириты	1,55	1,04	1,61	6,10	0,98
252	152-216	Туфо-брекчии	1,58	1,08	1,71	6,1	I, 04
	520-579	Сланцы, магне- титовые тела	1,45	1,04	1,51	6,2	0,94
80	320-461	Сyenиты	1,66	0,97	1,61	5,6	0,91
		Среднее					0,96
Участок V - Ключевой							
790	186-656	Мраморизован- ные известняки	1,45	-	1,45	6,5	0,94
689	206-402	- " -	1,64	0,95	1,56	6,5	I, 01
1427	222-392	- " -	1,64	0,95	1,56	6,5	I, 01
		диориты					
		Среднее					I, 00

1	2	3	4	5	6	7	8	
		К у з н е ц к и й А л а - Т а у						
		Участок УI - Тёя						
32I	276-326	Гранодиориты	1,34	1,20	1,6I	5,1	0,32	
		Участок УII - Сора						
747	150-210	Диориты, граниты	1,98	-	1,98	4,7	0,93	
Ю. - М и н у с и н с к а я в п а д и н а								
		Черногорская мульда - участок УШ					1,53	
		Быстринская площадь - участок XI					1,07	
		Алтайская площадь - участок X					1,48	
		Участок IX - Бейская мульда						
404	60-203	Угли, песчаники алевролиты	5,43	-	5,43	2,9	1,58	
	203-280	Алевролиты, песчаники	3,49	-	3,49	3,7	1,29	
52I	60-300	Алевролиты, песчаники, аргиллиты	3,3	-	3,3	3,6	1,19	
		Среднее					1,33	
В о с т о ч н ы й С а я н								
		Участок XII - Ироа						
219	40-80	Магнетитовые тела, диориты	1,3	0,96	1,25	6,6	0,82	
233	132-182	Скарны	1,28	1,03	1,32	5,5	0,73	
232	213-29I	Скарны, диориты	1,46	1,03	1,50	5,3	0,80	
		Среднее					0,78	
		Участок XIII - Чибихек						
585	191-268	Доломиты	2,12	0,92	1,95	8,0	1,56	
	268-38I	Диориты	2,50	0,93	2,32	6,2	1,44	
590	138-392	Доломиты	2,04	0,97	1,98	8,0	1,58	

1	2	3	4	5	6	7	8
657	118-49I (без 177-236)	мраморы, доломиты	2,22	0,96	2,13	6,73	1,43
	550-590	доломиты, диориты	2,08	0,97	2,02	6,80	1,37
Среднее							1,50

Участок УI расположен в горнотаежном районе, где развит средне- и высокогорный рельеф с резкорасчлененными формами и относительными превышениями до 700 метров. Участок находится на северо-западном окончании обширного верхне-среднекембрийского интрузивного массива (Cm_{2-3}), прорывающего нижнекембрийские карбонатные и сланцевые толщи, перекрытые эффузивами силура и девона. Участок УII расположен в непосредственной близости от Южно-Минусинской впадины. Рельеф в его пределах низкогорный, с мягкими формами. Относительные превышения не более 100-200 м. Участок находится в пределах Уйбатского массива интрузивных пород.

На каждом участке изучено по одной скважине (см. рис. 3, № 32I, 724 соответственно). Геотермический градиент в них не высок - $1,34-1,98^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Вскрытые скважинами диориты, граниты и гранодиориты имеют коэффициент теплопроводности $4,6 - 5,5 \frac{\text{мккал}}{\text{см}\cdot\text{сек}}$. Тепловой поток по измерениям в этих скважинах равен $0,82$ и $0,93 \frac{\text{мккал}}{\text{см}\cdot\text{сек}}$.

Южно-Минусинская впадина представляет всхолмленную равнину, выполненную вулканогенно-осадочными отложениями среднего и верхнего палеозоя. Движение подземных вод здесь ослаблено и наиболее значительно оно, вероятно, в верхних 40 м разреза.

Величина теплового потока определена на 4 участках: на Быстрянском и Алтайском антиклинальных поднятиях, в Черногорской и Бейской мульдах (см. рис. I, участки УШ-ХI). Сведения по первым 3-м участкам приведены ранее в /5/. Геотермический градиент во всех скважинах этого региона высокий, он изменяется от $2,15$ до $2,54^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ на Быстрянской и Алтайской площади и от $3,00$ до

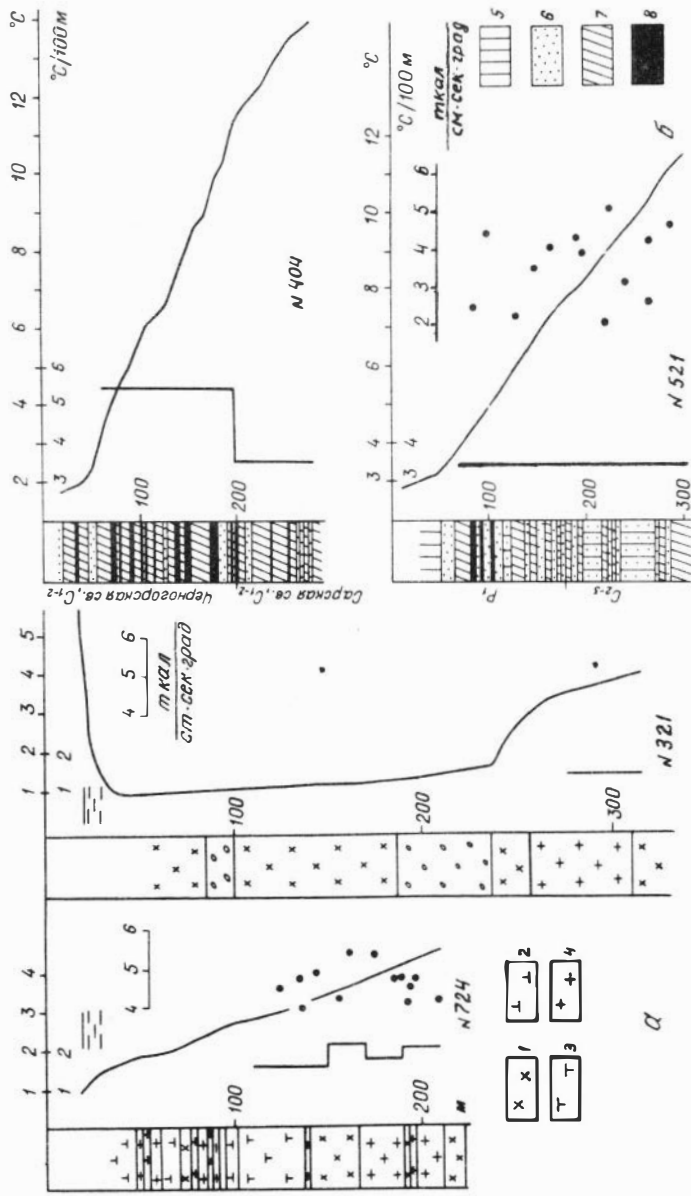


Рис.3. Температурные и градиентные кривые, коэффициенты теплопроводности (точки) по двум скважинам в Кузнецком Яла-Тау (а) и в Бейской мульде (б).
 1—диориты, 2—сиениты, 3—сиенит диориты, 4—граниты, гранодиориты, 5—алевролиты, 6—песчаники, 7—аргиллиты, 8—угли.

5,43⁰С/100 м в пределах Черногорской и Бейской мульд. Повышение градиента в скв. № 404 (рис. 3) до 5,43⁰/100 м, возможно, связано с большим количеством угдистого вещества в разрезе (для угля коэффициент теплопроводности равен, примерно, 0,4 мкал/см²·сек·град).

Коэффициент теплопроводности вулканогенно-осадочных пород района колеблется в значительных пределах: 2,1-7,6 $\frac{\text{мкал}}{\text{см}^2 \cdot \text{сек} \cdot \text{град}}$. Тепловой поток, рассчитанный по 7 скважинам участков УШ-ХІ, изменяется от 1,07 до 1,63 $\frac{\text{мкал}}{\text{см}^2 \cdot \text{сек}}$ (табл. 2). Среднее значение его для Южно-Минусинской впадины равно (1,37 ± 0,18) $\frac{\text{мкал}}{\text{см}^2 \cdot \text{сек}}$.

В Восточном Саяне геотермические измерения проведены в 6 скважинах Ирбинского и Чибижеского участков. Первый из них (ХІІ) располагается у границы сочленения антиклинория Восточного Саяна с Южно-Минусинской впадиной. Для района характерен низкорельеф с общим понижением в сторону впадины.

Температурные измерения здесь выполнены в 3-х скважинах глубиной до 300 м, геотермический градиент изменяется от 1,25 до 1,50⁰С/100 м. Вскрытые скважиной скарны, магнетитовые тела, диориты имеют теплопроводность 5,5-6,9 $\frac{\text{мкал}}{\text{см}^2 \cdot \text{сек} \cdot \text{град}}$.

Тепловой поток по скважинам Ирбинского участка равен 0,73-0,82 $\frac{\text{мкал}}{\text{см}^2 \cdot \text{сек}}$.

Участок Чибижек (ХІІІ) находится в западных отрогах Восточного Саяна, в пределах Ольховско-Чибижеской антиклинали, сложенной кембрийскими мраморами, доломитами, известняками. Рельеф среднегорный, с относительными превышениями 400-600 м.

Замеры температур на участке проведены в 3-х скважинах глубиной до 600 м. Скважины проходят в массивных однородных мраморах и доломитах, поэтому геотермический градиент достаточно выдержан (рис. 4) и близок во всех трех скважинах - 1,95-2,32⁰С/100 м. Коэффициенты теплопроводности мраморов и доломитов, вскрытых скважинами довольно высоки и изменяются в пределах 5,5-8,6 $\frac{\text{мкал}}{\text{см}^2 \cdot \text{сек} \cdot \text{град}}$. Величина теплового потока на участке равна в среднем (1,50 ± 0,08) $\frac{\text{мкал}}{\text{см}^2 \cdot \text{сек}}$.

Таким образом, на двух участках в пределах западного склона Восточного Саяна значения теплового потока различаются в 2 раза - 0,78 и 1,50 $\frac{\text{мкал}}{\text{см}^2 \cdot \text{сек}}$.

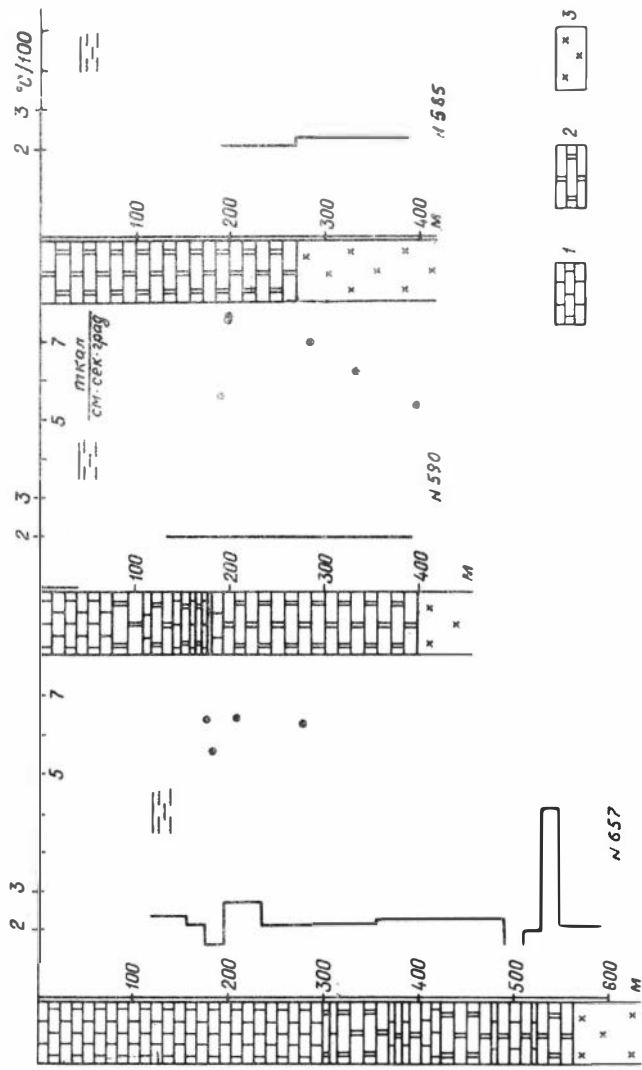


Рис.4. Градиентные кривые и коэффициенты теплопроводности (точки) по некоторым скважинам в восточном Саяне.

1 — мраморы, 2 — доломиты, 3 — диориты.

Пока трудно дать однозначное толкование полученному результату. Возможно, что низкое значение теплового потока на участке ХП может быть в какой-то мере объяснено сильным охлаждением околоповерхностных слоев за счет отвода тепла вдоль магнетитовых рудных тел, выходящих здесь на поверхность.

В ы в о д ы

Материалы измерений теплового потока на ряде участков в Алтае-Саянской складчатой области, расположенных вдоль профиля субширотного простираения протяженностью 430 км, дали среднее значение его (средне-взвешенное по числу скважин на участках), равное $1,12 \frac{\text{мккал}}{\text{см}^2 \cdot \text{сек}}$. Это значение совпадает со средней величиной теплового потока в областях каледонской складчатости - $1,12 \frac{\text{мккал}}{\text{см}^2 \cdot \text{сек}}$ /6/.

Тепловой поток на изучаемой территории неодинаков и изменяется от 0,78 до 1,50 мккал/см²·сек. Отклонения от среднего его значения составляют ±35%, т.е. превышают возможную ошибку определения и должны рассматриваться как следствие реальных изменений теплового потока.

ЛИТЕРАТУРА

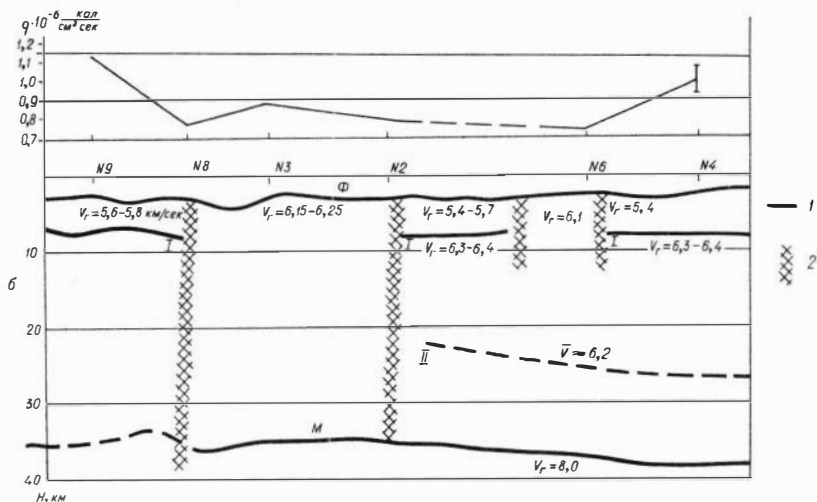
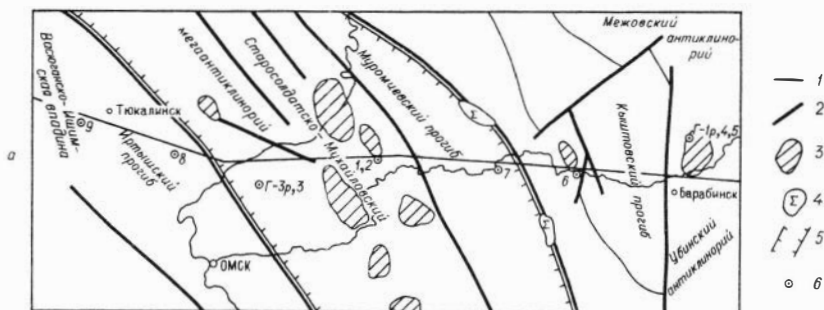
1. Дучков А.Д., Серяков В.А.- Скважинный термометр. Сб. "Разведочная геофизика", вып. 27, 1968.
2. Дучков А.Д., Моисеенко У.И.- О возможности измерения геотермических градиентов в неглубоких скважинах. Геол. и геофиз., 1970, № 9.
3. Кузнецов В.А. - Основные черты эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Сб. "Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области". Новосибирск, Наука, 1966.
4. Любимова Е.А. - Термика Земли и Луны. М., Наука, 1968.
5. Моисеенко У.И., Соколова Л.С.- Тепловой поток Земли по скважинам Южно-минусинской впадины. Геол.и геофиз., 1967, № 1.
6. Смирнов Я.Б. - Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии. Геотектоника, 1968, № 6.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛУБИННОГО
ТЕПЛОВОГО ПОТОКА В МЕЛКИХ СКВАЖИНАХ

До настоящего времени комплексирование геотермических и других геофизических исследований затруднено "привязанностью" геотермических измерений на континентах к глубоким скважинам, пробуренным для геологических целей. С этой точки зрения возможность определения теплового потока в мелких скважинах является весьма перспективной, так как делает геотермические исследования мобильными и позволяет получить сведения о потоке на любой территории по заданной сети.

Для выяснения возможности использования мелких скважин при определении регионального теплового потока, Институтом геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР совместно с Новосибирским геофизическим трестом в 1968 году было пробурено 9 скважин глубиной до 100 м и в них проведены геотермические наблюдения. Скважины расположены на пяти участках южной части Западно-Сибирской плиты, вдоль широтного профиля Ишим-Барабинск, протяженностью 450 км, совпадающего с профилем ГСЗ (рис. 1).

Южная часть Западно-Сибирской плиты характеризуется равнинным, слабо расчлененным рельефом с абсолютными отметками 100-150 метров и лесостепным ландшафтом. Все пробуренные скважины вскрывают слабо сцементированные континентальные олигоцен-неогеновые (*О₂₊₃ - N*) песчано-глинистые отложения, перекрытые четвертичными образованиями, мощностью 20-40 метров. Только четвертичных и олигоцен-неогеновых отложений рассматривается, как единый водоносный горизонт, питающийся за счет инфильтрации атмосферных осадков. Грунтовые воды залегают на глубине 2-5 метров. Поверхность их в общем слабо наклонена на север и к долинам крупных рек (Обь, Иртыш). В этих же направлениях происходит и движение подземных вод.



Р и с. 1а. Схема расположения исследованных скважин и тектоническая схема участка (по В.С. Суркову, 1968).

1 - профиль ГСЗ; 2 - зоны разломов; 3 - интрузии кислых пород; 4 - интрузии основных и ультраосновных пород; 5 - область раннегерцинской складчатости (западнее располагается область каледонской, восточнее - область позднегерцинской складчатости); 6 - скважины.

Р и с. 1б. График теплового потока и сейсмический разрез земной коры вдоль профиля бурения.

1 - сейсмические границы в коре: φ - фундамент, М - подошва коры, I - II - границы в толще консолидированной коры; 2 - зоны предполагаемых глубинных разломов.

Бурение скважин производилось самоходной буровой установкой. Диаметр бурения 127 мм, время бурения 7-19 часов на одну скважину, температура промывочной жидкости + 10-20°C. До глубины 50 метров бурение производилось без отбора керна. В дальнейшем поднималось в сумме 7-14 метров керна с глубин 50-60, 70-80, 90-100 метров для определения коэффициента теплопроводности. После бурения скважины обсаживались стальными трубами (кроме скв. № 3, 5). Диаметр обсадки 89 мм.

Температурные измерения в скважинах №№ 2, 4, 6, 8, 9 выполнены электротермометром сопротивления с медным датчиком /I/, обеспечивающим точность определения температуры по разрезу 0,02-0,03°C. Шаг измерений 2-5 метров. Измерения в обсаженных скважинах производились неоднократно в течение года.

В скважинах 3 и 5 измерения проводились медным датчиком, опущенным сразу после окончания бурения на бронированном кабеле в необсаженную скважину до забоя. При достижении теплового равновесия датчик последовательно передвигался вдоль ствола с шагом 5-10 метров. В каждой точке производился замер температуры, в результате чего была получена температурная кривая.

В процессе бурения температурный режим в скважинах нарушался, но геотермический градиент, близкий к равновесному, устанавливался в течение 1-2 суток после окончания бурения (рис. 2). В дальнейшем выстойка происходила практически без нарушения среднего градиента хотя при этом и имел место параллельный сдвиг термограмм. Результаты температурных измерений в мелких скважинах приводятся на рис. 3.

Для всех скважин характерна вогнутая к оси глубин форма термограмм. В интервале 30-70 м геотермический градиент растет с глубиной, причем его увеличение в целом не объясняется вариациями теплофизических свойств разреза. Нам представляется, что оно может быть вызвано движущимися в зоне активного водообмена подземными водами.

На рис. 3 (*d, e*) приведены для сравнения термограммы и градиентные кривые по глубоким нефтепоисковым скважинам Г-3Р (2326 м) и Г-1Р (2100 м), расположенным соответственно вблизи мелких скважин № 3 и 4. Диаметр глубоких скважин 100-200 мм, обсадка по всему стволу. Для скважины № Г-3Р термокаротаж выполнен нами до глубины 600 м через два с половиной года после окон-

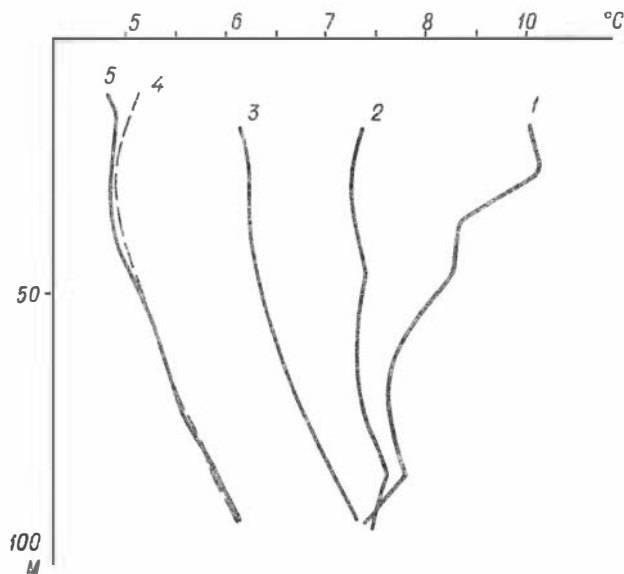


Рис. 2. Температурные кривые по скв №9, записанные в разное время после окончания бурения.

1 — температура измерена 26.8.1968 г. через 2 час. после окончания бурения, 2 — 27.8.1968 г., 3 — 31.8.1968 г., 4 — 11.9.1968 г., 5 — 17.6.1969 г.

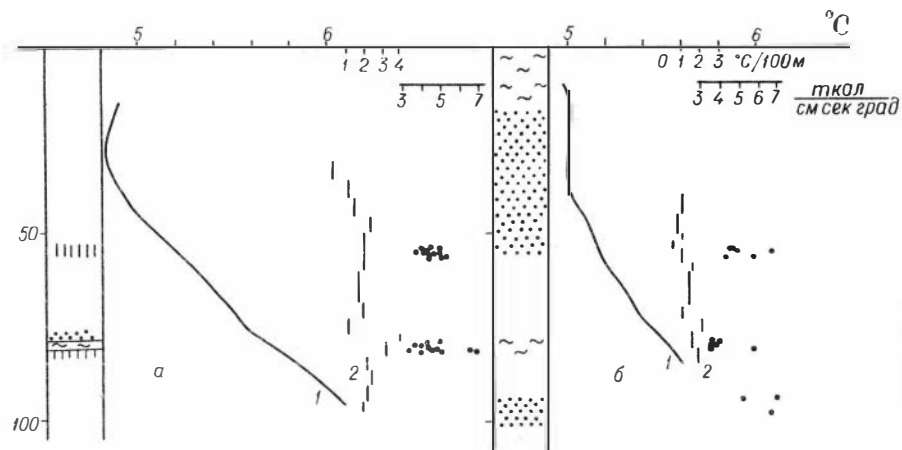
чания бурения. Фрагмент этой термограммы изображен пунктиром на рис. 3д. В интервале 70–100 м отмечается термоаномалия, связанная, по-видимому, с непостоянством уровня воды в скважине^{х)}. Это нарушение теплового режима в верхней части скважины затрудняет сравнение термограммы № 3 и Г-3Р. Для толщи среднего-верхнего олигоцена (Ol_{2+3}) по скважине Г-3Р в интервале 100–260 м средний геотермический градиент равен $2,04^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, а по скважине № 3 в интервале 60–107 метров он равен $1,90^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Полученные величины отличаются не более, чем на 7%.

х) Осенью 1968 года уровень воды отмечался на глубине 170–180 м от земной поверхности, весной 1969 года он поднялся до 80–90 метров.

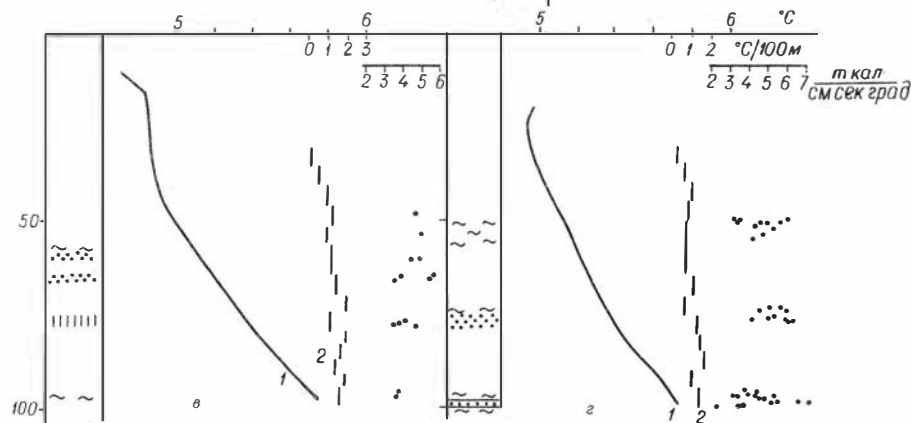
На рис. 3е приведена часть термограммы по глубокой скважине Г-IP, для которой нами выполнен точечный каротаж в интервале 0-700 м через 4 года после окончания бурения. С глубины 30 м термограммы и градиентные кривые по скважине Г-IP и пробуренной рядом 100 метровой скважине № 4 очень близки, несмотря на различие в конструкции скважин. Средний геотермический градиент для толщи среднего-верхнего олигоцена по скважине Г-IP в интервале 70-250 м равен $2,07^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. В скважине 4 для этой толщи он изменяется от $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ (30-40 м) до $2,7^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ (90-95 м), не выходя из области постепенного нарастания. Средний градиент в интервале 70-95 м равен $2,21^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, что примерно соответствует приведенному выше градиенту для всей толщи.




Таким образом, по результатам сопоставления температурных измерений, выполненных в расположенных рядом мелких и глубоких скважинах, намечается, что геотермический градиент в стометровых скважинах, в интервале 70-100 метров (нижние части термограмм) характеризует ненарушенный средний геотермический градиент толщи пород $0_{1,2+3}$ и может быть использован для расчета величины внутриземного теплового потока (q).

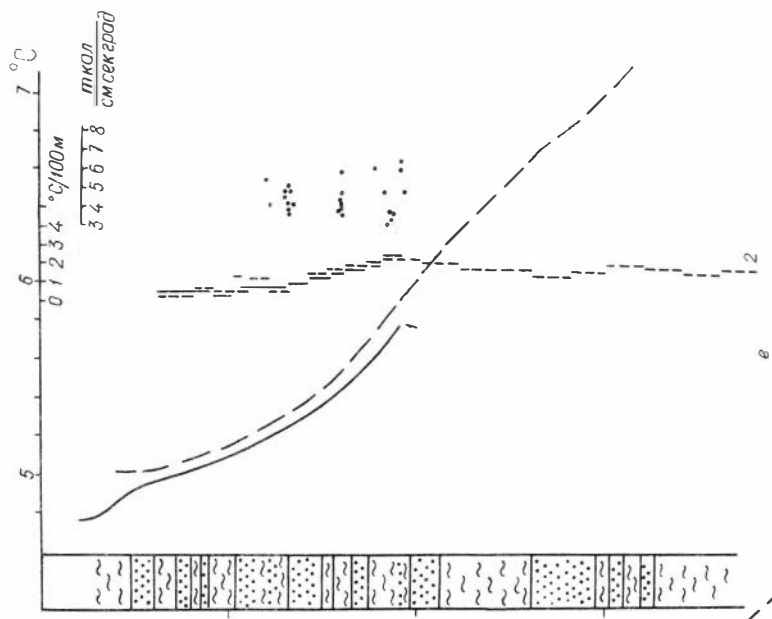
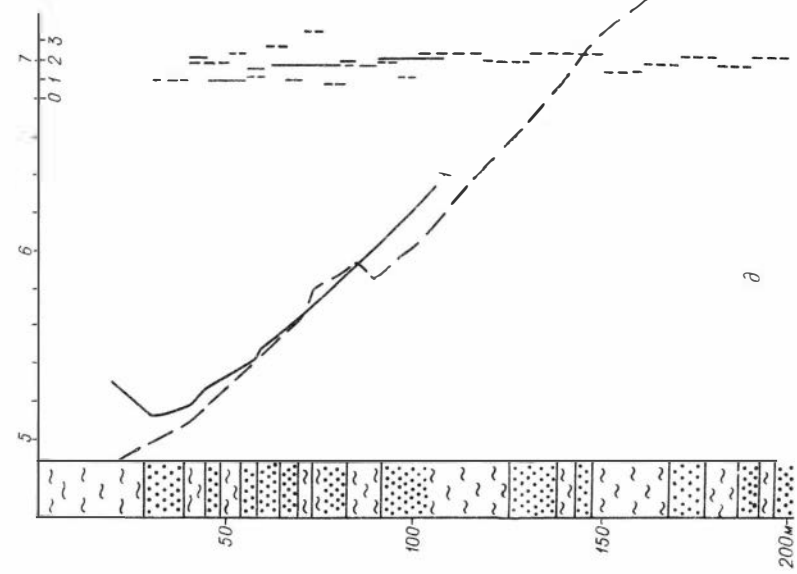
Коэффициент теплопроводности пород λ из мелких скважин измерялся методом цилиндрического зонда постоянной мощности /7/. Расчеты велись по формуле: $\lambda = \frac{I^2 R l_n \tau_1 / \tau_2}{4\pi l \Delta t}$, где I - сила тока в амперах, R - сопротивление нагревателя в омах, l - длина нагревателя в сантиметрах, Δt - разность температур, измеренных в момент τ_1 и τ_2 соответственно. Определение коэффициента теплопроводности выполнено для 20-35 образцов пород по каждой из скважин № 2, 4, 6, 7, 8, 9. Образцы представлены в основном глинами, алевролитами, песками и слабо сцементированными песчаниками. Для основной массы образцов коэффициент теплопроводности определялся непосредственно в поле, для части их - в лаборатории, после насыщения водой при атмосферном давлении. Лабораторные измерения показывают меньший разброс коэффициента теплопроводности, но они несколько ниже по сравнению с полевыми определениями. Значения λ колеблются от 0,8 до $8,0 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град. Распределение теплопроводности - нормальное для всей измеренной совокупности и по отдельным типам пород.



Дис. 3 Температурные (1),
 градиентные (2) кривые, коэффи-
 циенты теплопроводности (точ-
 ки) по скважинам № 9 (а), 8 (б),
 2 (в), 6 (г), 3 (д), 4 (е) и № Г-3р
 (д, пунктир), Г-1р (е, пунктир).



-  пески палеоген-неогена
-  глины " "
-  алеволиты " "



$\frac{\text{мКол}}{\text{смсек}^2000}$
 3 4 5 6 7 8

Среднеарифметическое значение коэффициента теплопроводности изученных пород по 152 образцам равно $4,65 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град. Среднеарифметические значения его для глин - $3,8 \cdot 10^{-3}$, алевролитов - $4,32 \cdot 10^{-3}$, песков и слабо сцементированных песчаников - $4,73 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град. Стандартное отклонение для всех пород - $1,26 \cdot 10^{-3}$, а для алевролитов - $1,12 \cdot 10^{-3}$, глин - $1,1 \cdot 10^{-3}$, песка - $1,13 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град (рис. 3). Обращает внимание широкий диапазон изменений λ и отсутствие зависимости величины коэффициента теплопроводности от глубины залегания породы в исследованном интервале глубин.

Тепловой поток по 100-метровым скважинам вычислялся умножением геотермического градиента, полученного по нижней прямой части термограммы на средний коэффициент теплопроводности пород из данной скважины. Для расчета потока по скв.3 было использовано среднеарифметическое значение, полученное из всех измерений.

При определении теплового потока по глубоким скважинам Г-1Р и Г-3Р использованы непрерывные записи температуры. По скважине Г-1Р имеется запись температуры в интервале 93-2085 м через 3 месяца после окончания бурения. Из сопоставления наших измерений и непрерывного термокаротажа в общем интервале глубин (100-650 м) получены величины средних геотермических градиентов, совпадающие с точностью до 10%. Это свидетельствует о достаточной выстойке скважины Г-1Р ко времени проведения непрерывного термокаротажа. Средний геотермический градиент в интервале 900-1950 м, в котором скважина проходит по песчано-глинистым отложениям нижнего мела, равен $3,32^{\circ}\text{C}/100$ м.

В скважине Г-3Р непрерывный термокартаж выполнен в интервале 980-1900 м сразу после окончания бурения. Его можно использовать для оценки величины теплового потока, если воспользоваться закономерностью, полученной для глубоких нефтяных скважин В.В. Гордиенко /2/. Им установлено, что геотермический градиент, измеренный в глубокой скважине сразу после бурения, нарушен в среднем на 40%. В песчано-глинистых отложениях нижнего мела, вскрытых скважиной Г-3р, средний геотермический градиент в интервале 1030-1900 м по непрерывной термограмме равен $1,9^{\circ}\text{C}/100$ м. С учетом поправки ненарушенный градиент должен быть равен $2,7^{\circ}\text{C}/100$ м.

Коэффициент теплопроводности для нижнемеловых отложений южных и центральных районов Западно-Сибирской плиты равен, в среднем, $3,28 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град /5/. Воспользовавшись этой средней величиной λ , получаем тепловой поток на участке расположения скважины Г-IP - $1,09 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек и скважины Г-ЗР - $0,9 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек.

Величины градиентов, коэффициента теплопроводности и тепловых потоков по скважинам приведены в таблице № I. Величины потоков, вычисленные по скв. Г-ЗР,3 и Г-IP,4 для разных интервалов, оказались практически одинаковыми, несмотря на приближенность оценок величины λ для глубоких горизонтов разреза.

Рассмотренные данные позволяют сделать вывод о возможности достоверной оценки глубинного теплового потока по измерениям температуры в мелких скважинах (глубиной 100-150 м) и целесообразности дальнейших работ в этом направлении.

Аналогичные исследования выполнены Сассом и др. /6/.

Полученные нами величины теплового потока изображены на рис. 1б. Центральная часть изученной территории характеризуется низким ровным значением потока $\sim 0,8 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек (скв. № 8, 3, 2, 6). К концам профиля поток возрастает: к западу на 40% (скв. 9), к востоку - на 20-30% (скв. 4). Ошибка в определении q по мелким скважинам не превышает $\pm 15\%$, поэтому намечающиеся вариации теплового потока должны иметь геологические причины.

К настоящему времени исследуемый район Западно-Сибирской плиты изучен достаточно детально геофизическими методами, бурением, имеются схематические карты рельефа фундамента, геолого-тектонического строения фундамента, сейсмические разрезы земной коры /4, 3/.

При сопоставлении графиков теплового потока по измерениям в мелких скважинах, схемы тектонического районирования фундамента и сейсмического разреза земной коры (рис. I-а, б) явной зависимости между возрастом тектогенеза, рельефом поверхности фундамента и подошвы коры (границы М), с одной стороны, и величиной теплового потока - с другой, не устанавливается. Создается впечатление, что колебания величины теплового потока определяются строением и вещественным составом целых блоков земной коры, которые выделяются по ГСЗ. На профиле Ишим-Барабинск по ГСЗ в земной коре выделяется 2 типа блоков, различающихся структурой

Т а б л и ц а I

Значения геотермического градиента, коэффициента
теплопроводности и теплового потока в скважинах на профиле Ишим-Барабинск
(Западно-Сибирская плита)

№ № скважин	9	8	3	Г-3Р	2	6	4	Г-1Р
Геотермический градиент, °С/100 м	2,4	1,66	1,9	2,70	1,40	1,52	2,21	3,32
Коэффициент теплопроводности, 10^{-3} кал/см·сек·град	4,72	4,65	4,65	3,28	4,41	4,87	4,52	3,28
Тепловой поток, 10^{-6} кал/см ² ·сек.	1,13	0,77	0,88	0,90	0,79	0,74	1,06	1,09
Интервал определения теплового потока, м	70-96	70-85	60-107	1030- -1940	80-100	75-100	70-95	900-1950

и параметрами среды. Блоки первого типа отличаются однородным строением коры. В них не устанавливается четких промежуточных границ (рис. 1б, участок между скв. 8-2 и вокруг скв. 6). Граничная скорость на поверхности фундамента высокая 6,1-6,2 км/сек. Блоки второго типа характеризуются более сложной структурой коры. Скорости по поверхности фундамента в них ниже (5,4-5,7 км/сек), на глубине 5-8 км выделяется преломляющая граница с $V_f = 6,3-6,4$ км/сек, а на глубине 22-27 км прослеживается отражающая граница. Блоки разграничиваются участками резкого изменения волновой картины, предположительно относимыми к зонам глубоких разломов. Над блоками I типа измерения выполнены по скважинам № 3, 6 и 2, 8. Последние две находятся в зонах сочленения блоков. Это - область пониженных тепловых потоков со средним значением около $0,8 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. Над блоками II типа измерения выполнены по скв. № 9, 4. Величина потока здесь несколько выше и равна $1,0-1,1 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек.

По мнению В.Д. Суворова и др. /3/ в блоках I типа на поверхности фундамента выведены более глубокие породы. Возможно, эти блоки претерпели больший подъем (на тектонической схеме это антиклинорные зоны) и посредством эрозии с них удалена огромная масса менее плотных пород, с меньшей граничной скоростью, обладающих к тому же повышенным содержанием радиоактивных элементов. Ободрение блока радиоактивными элементами должно вызвать понижение поверхностного теплового потока над данным блоком. Приняв подобную интерпретацию истории развития блоков, наблюдаемую тепловую аномалию $\Delta q = 0,2-0,3 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек можно объяснить, как результат сноса посредством эрозии 4-5 км гранитоидных пород. Это, примерно, соответствует толщине слоя коры, заключенного между фундаментом и I-ой сейсмической границей^{x)}.

Многочисленные зоны глубоких разломов, выделяемые на тектонических схемах и сейсмическом разрезе (рис. 1а, б) не проявляются в тепловом поле повышенными значениями потока (скважины 2, 8). Подобная неактивность в тепловом отношении нами ранее отмечалась для Таштагольского участка Кузнецкого глубинного разлома.

x) Примечание: При кларковых содержаниях радиоактивных элементов в гранитоидных породах и плотности $2,6 \text{ г/см}^3$ тепловыделение в километровой столбе пород равно $0,06 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек.

В ы в о д ы

По результатам выполненных работ намечается возможность определения теплового потока по измерениям температуры в скважинах глубиной 100–150 м в равнинных условиях.

Величина теплового потока на юге Западно-Сибирской плиты, определенная в шести точках широтного профиля, протяженностью в 450 км, колеблется от 0,77 до $1,13 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек при точности измерения $\pm 15\%$. Зона пониженного теплового потока ($0,8 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек) совпадает с определенным типом блоков земной коры, выделяемых по данным ГСЗ, и предположительно объясняется обеднением этих блоков радиоактивными элементами за счет более интенсивной эрозии.

Зоны глубинных разломов, пересеченные профилем, не выделяются повышенными значениями потока.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дучков А.Д., Серяков В.А. Скважинный термометр.— Сб. "Разведочная геофизика", вып. 27, 1968.
2. Гордиенко В.В. О времени восстановления температурного поля пород, нарушенного бурением скважины.— Геофизич. сб., №17 "Наукова думка", 1966.
3. Суворов В.Д., Рудницкий А.Л., Крылова А.М., Крылов С.В. Глубинные сейсмические исследования на юге Западно-Сибирской плиты.— Геол. и геофиз., 1970, в печати.
4. Сурков В.С. Геотектоническое районирование фундамента Западно-Сибирской плиты.— "Сов. геол.", 1968, № 8.
5. Moiseenko U.I., Sokolova L.S., Leont'ev, E. I., and Romanenko V. I. Heat field of the west Siberian lowland.— The paper at the International Symposium on Geothermal problems in Zurich, in press. 1967.
6. Sass J.H., Munroe, R.J. and Lachenbruch A.H. Measurement of geothermal flux through poorly consolidated sediments.— Earth Planet. Sci. Letters, 1968, vol. 4.
7. Von Herzen, R.P. and Maxwell A.B. The measurement of thermal conductivity of deep sea sediments by needle probe method.— J. geophys. res., 1959, vol. 64.

ТОПОГРАФИЧЕСКАЯ ПОПРАВКА К ГЕОТЕРМИЧЕСКОМУ ГРАДИЕНТУ

Практикой геотермических исследований установлено, что нормальное тепловое поле Земли в горных районах нарушается неправильной формой поверхности Земли и её неизотермичностью. Геотермический градиент, измеренный под положительными формами рельефа, обычно оказывается уменьшенным, а под отрицательными — увеличенным по сравнению с нормальным.

К настоящему времени разработан целый ряд способов определения искажающего влияния рельефа / 2, 3, 4/. Однако, все они представляют собой большей частью теоретические разработки мало удобные для использования при непосредственных расчетах топографической поправки к геотермическим измерениям. В настоящей работе предлагаются упрощенные рабочие схемы вычисления поправок по методам Джеффриса-Булларда и Лииса.

В ы ч и с л е н и е т о п о г р а ф и ч е с к о й
п о п р а в к и п о м е т о д у Д ж е ф ф р и с а -
Б у л л а р д а

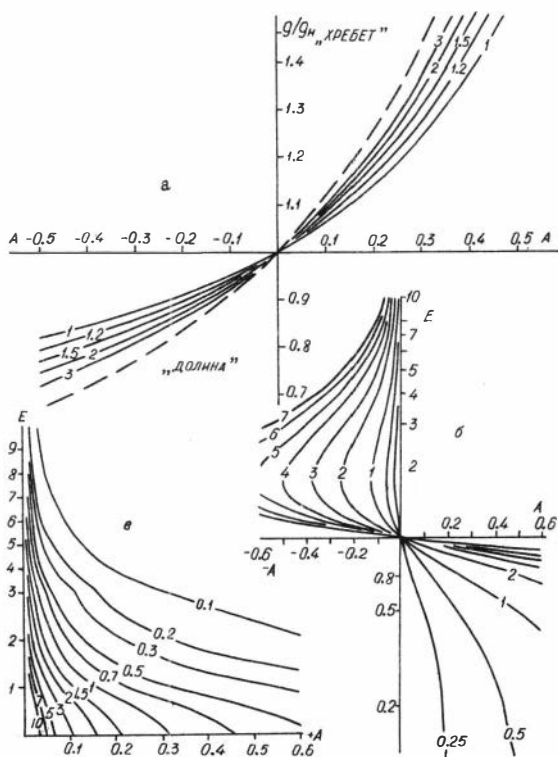
Теория метода детально обсуждается Ф.Берчем /3/. Им предлагается способ вычисления поправки к геотермическому градиенту, измеренному в тоннеле. Авторы статьи развили метод применительно к наиболее часто встречающемуся случаю измерения температуры в буровых скважинах.

Для вычисления температуры в скважинах авторами получена формула (стационарный случай):

$$T_{и} - g' \bar{h} = T_{п} + g(z - \bar{h}), \quad (1)$$

где $T_{и}$ — измеренная температура, $T_{п}$ — температура поверхности Земли, g — неискаженный геотермический градиент, $g' = 0,45^{\circ}\text{C/}$

100 м - градиент изменения температуры поверхности с высотой $/I/$, \bar{h} - взвешенное, среднее превышение окружающего рельефа, α - глубина измерения температуры.



Р и с. 1. Номограммы для определения: а - топографической поправки к геотермическому градиенту, б - параметра A в случае хребта, в - параметра A в случае моноклинали. Индексы кривых: на рис. 1а - величина g_n $^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$, на рис. 1б - γ/ξ_0^2 , на рис. 1в - $\pm \xi_0$.

Топографическую поправку к геотермическому градиенту предлагается искать в виде:

$$\frac{g}{g_H} = \frac{1}{1-A} - \frac{g'}{g_H} \frac{A}{1-A} \quad (2)$$

где $A = \frac{\bar{h}_{i+1} - \bar{h}_i}{z_{i+1} - z_i}$, \bar{h}_i и \bar{h}_{i+1} взвешенные, средние превышения для глубин z_i и z_{i+1} , g_H - геотермический градиент, измененный в интервале $\Delta z = z_{i+1} - z_i$.

По формуле (2) построена номограмма, изображенная на рис. 1а. Область отрицательных значений А на номограмме соответствует отрицательным формам рельефа ("долина"), область положительных А - положительным ("хребтам"). Легко видеть, что искажения за счет рельефа под "хребтами" значительнее, чем под "долинами". Пунктирная кривая номограммы дает максимально возможную поправку, что соответствует случаю $\frac{g'}{g_H} \rightarrow 0$.

Наиболее трудоемкой операцией является вычисление А. После ряда упрощений для А получено выражение:

$$A = - \frac{\sum_r H_r \cdot \mathcal{Q}_{r,z}}{z_{i+1} - z_i} \quad (3)$$

Здесь H_r - средняя высота рельефа для кольца палетки, $\mathcal{Q}_{r,z}$ - весовая функция такого кольца. H_r определяется по топографической карте с помощью прозрачной палетки, на которой нанесена серия концентрических окружностей радиусов r_j (или колец шириной $r_{j+1} - r_j$) и лучей. Палетка аналогична применявшейся Ф. Берчем [3]. Количество лучей выбирается произвольно. Набор оптимальных радиусов концентрических окружностей приведен в табл. I. Палетка строится в масштабе используемой топографической карты, центр её совмещается с точкой расположения скважины на карте. Для каждого кольца, шириной $\Delta r_j = r_{j+1} - r_j$, определяется средняя высота рельефа H_r . Весовая функция $\mathcal{Q}_{r,z}$ для кольца Δr_j и интервала глубин Δz_i рассчитывается по формуле:

$$\mathcal{Q}_{r,z} = \left(\frac{r_{j+1}^2}{z_{i+1}^2} + 1 \right)^{-\frac{1}{2}} + \left(\frac{r_j^2}{z_i^2} + 1 \right)^{-\frac{1}{2}} - \left(\frac{r_{j+1}^2}{z_i^2} + 1 \right)^{-\frac{1}{2}} - \left(\frac{r_j^2}{z_{i+1}^2} + 1 \right)^{-\frac{1}{2}} \quad (4)$$

Произведение $H_r \cdot \mathcal{Q}_{r,z}$ суммируется по всем кольцам. По известной величине А и номограмме (см. рис. 1а) определяется отношение g/g_H .

Выше изложен вариант метода Джеффриса-Буларда для учета влияния трехмерных форм рельефа. В двухмерном варианте

$$A = - \frac{\sum_x H_x \cdot \psi_{x,z}}{z_{i+1} - z_i} \quad (5)$$

Здесь H_x - средняя высота рельефа в симметричных относительно устья скважины отрезках профиля $\Delta x_j = x_{j+1} - x_j$. Весовая функция $\psi_{x,z}$ определяется по формуле:

$$\psi_{x,z} = \frac{z}{\pi} \left[\arctg \frac{x_j}{z_{i+1}} + \arctg \frac{x_{j+1}}{z_i} - \arctg \frac{x_j}{z_i} - \arctg \frac{x_{j+1}}{z_{i+1}} \right]. \quad (6)$$

Все остальные операции по вычислению топографической поправки аналогичны операциям в варианте для трехмерных форм. Значения весовых функций (\mathcal{E}, ψ) по кольцам и интервалам глубин приведены в таблице I.

В ы ч и с л е н и е т о п о г р а ф и ч е с к и х п о п р а в о к п о м е т о д у Л и с а

Теория метода рассмотрена в /4, 2/. Метод является приближенным, широко применяется в геотермических исследованиях для определения влияния на тепловой поток двухмерных форм рельефа (хребет, моноклинали). Для облегчения вычисления поправки по формулам, приведенным в /4, 2/ нами произведены расчеты и построения номограмм.

Функция g/g_n для хребта и моноклинали может быть представлена в виде (2). В этом случае:

$$\text{для хребта} \quad A = - \frac{\gamma (1 - \varepsilon^2)}{\xi_n^2 (1 + \varepsilon^2)^2}, \quad (7)$$

$$\text{для моноклинали} \quad A = \frac{1}{\xi_0 \cdot \pi \cdot (1 + \varepsilon^2)}, \quad (8)$$

$$\varepsilon = \frac{1}{x_0} (H_n - H_y + z + \alpha h). \quad (9)$$

Здесь $\xi_0 = \frac{x_0}{h}$, $\beta = \frac{b}{h}$, $\alpha = 1 + \gamma = 1 + \sqrt{0,25 + \beta^2}$ - для хребта и $\alpha = (x_1 - x_2 + h) \cdot \frac{1}{2h}$ для моноклинали.

H_n , H_y , h , z , x_0 , b , x_1 , x_2 - соответственно, альтитуда подошвы хребта (моноклинали), альтитуда устья скважины, высота хребта, глубина измерения температуры, расстояние от центра хребта до устья скважины по горизонтали, половина ширины хребта на уровне $h/2$; координаты по оси x точек $0,75h$ и $0,25h$ соответственно (только для моноклинали). Все перечисленные параметры должны использоваться в одинаковых единицах. По формулам (7) и (8) построены номограммы на рис. 1б,в.

Т а б л и ц а I

Значение весовых функций Ψ

$\frac{r_j + r_{j+1}}{8 \text{ км}}$	$\frac{z_i + z_{i+1}}{8 \text{ км}}$	0-0,1	0,1-0,2	0,2-0,35	0,35-0,5	0,5-0,7	0,7-1,0	1-1,5	1,5-2	2-3	3-4	4-5	5-7	7-10	10-15	15-20	20-30	30-50	50-70
Трехмерный вариант, $\Omega_{r,z} \cdot 10^3$																			
0,05-0,10	-260	+56	+72	+35	+27	+22	+16	+9	+8	+3	+3	+3	+2	+1	+1	+1	+1	+1	+1
0,1-0,2	-182	-78	+39	+46	+43	+36	+32	+15	+16	+9	+5	+6	+4	+3	+2	+2	+2	+1	+1
0,2-0,3	-55	-75	-23	+10	+21	+30	+27	+15	+16	+9	+5	+6	+4	+3	+2	+2	+2	+1	+1
0,3-0,4	-21	-41	-39	-10	+9	+18	+22	+14	+15	+9	+5	+6	+4	+3	+2	+2	+2	+1	+1
0,4-0,5	-10	-24	-34	-15	-3	+9	+17	+12	+14	+8	+5	+6	+4	+3	+2	+2	+2	+1	+1
0,5-0,6	-6	-14	-22	-17	-9	+2	+12	+10	+13	+8	+5	+5	+4	+3	+2	+2	+2	+1	+1
0,6-0,7	-4	-9	-16	-15	-12	-4	+8	+9	+11	+8	+5	+5	+4	+3	+2	+2	+2	+1	+1
0,7-0,8	-2	-5	-10	-14	-14	-7	+3	+7	+11	+7	+5	+5	+4	+3	+2	+2	+2	+1	+1
0,8-0,9	-1	-3	-6	-12	-15	-9	0	+7	+11	+7	+5	+5	+4	+3	+2	+2	+2	+1	+1
0,9-1,0	-1	-2	-4	-10	-15	-11	-4	+7	+10	+7	+5	+5	+4	+3	+2	+2	+2	+1	+1
Двухмерный вариант, $\Psi_{x,z} \cdot 10^3$																			
0,05-0,1	-202	+64	+53	+24	+17	+13	+10	+5	+5	+3	+2	+2	+1	+1	+1	+1	+1	-	-
0,1-0,2	-206	+2	+54	+36	+28	+24	+22	+10	+10	+6	+4	+4	+2	+2	+1	+1	+1	-	-
0,2-0,3	-88	-36	+4	+18	+22	+20	+18	+10	+10	+6	+4	+4	+2	+2	+1	+1	+1	-	-
0,3-0,4	-50	-30	-10	+4	+14	+16	+16	+9	+10	+6	+4	+4	+2	+2	+1	+1	+1	-	-
0,4-0,5	-30	-22	-14	-4	+4	+10	+12	+8	+9	+6	+4	+4	+2	+2	+1	+1	+1	-	-
0,5-0,6	-20	-18	-16	-4	0	+6	+12	+8	+8	+6	+4	+4	+2	+2	+1	+1	+1	-	-
0,6-0,7	-14	-14	-14	-6	-2	+2	+10	+7	+8	+6	+4	+4	+2	+2	+1	+1	+1	-	-
0,7-0,8	-10	-12	-12	-6	-4	0	+10	+6	+7	+6	+4	+4	+2	+2	+1	+1	+1	-	-
0,8-0,9	-8	-10	-10	-6	-4	-2	+8	+5	+7	+6	+4	+4	+2	+2	+1	+1	+1	-	-
0,9-1,0	-6	-10	-10	-8	-6	-4	+6	+5	+7	+6	+4	+4	+2	+2	+1	+1	+1	-	-

Вычисление топографической поправки по методу Лииса с помощью номограмм производится следующим образом: а) определяются параметры хребта или моноклинали — $H_n, H_y, h, z, x_0, x_1, x_2, \delta$; б) вычисляются $\gamma, \alpha, \xi_0, \xi_0^2, \frac{\gamma}{\xi_0}, \beta, \varepsilon$ и по номограммам рис. 1б, в для хребта и моноклинали определяется значение A , в случае моноклинали используется модуль ε ; в) по значениям A , используя номограмму рис. 1а, можно определить отношение g/g_n .

Изложенные в статье способы определения топографической поправки к геотермическому градиенту были использованы при обработке результатов геотермических исследований Института геологии и геофизики СО АН СССР в горных районах юга Сибири, в условиях разнообразного по высоте и форме рельефа с абсолютными высотами до 2700 м и относительными превышениями — 100–1000 м.

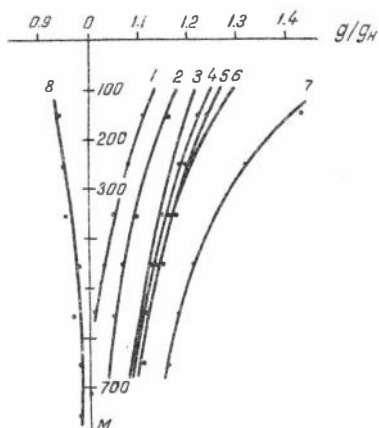
Сравнение результатов применения различных методов определения топопоправок показало, что целесообразно использовать в основном метод Джеффриса–Булларда, который довольно просто реализуется по приведенной выше схеме. Метод Лииса обычно требует для каждой точки учета эффекта от нескольких окружающих форм рельефа, что достаточно трудоемко, несмотря на введенные выше упрощения. Для осреднения рельефа могут быть использованы топопланшеты масштаба 1:100 000 и 1:25 000. Рельеф в ближней зоне (0–5 км) вокруг скважины следует снимать с карт масштаба 1:25 000 и крупнее.

Массовое определение топопоправки показало, что влияние рельефа в целом невелико. Даже для очень резких форм на глубине порядка 100–200 м топопоправка не превышает 30%.

Поправки, вычисленные для глубин 100–200 м, в зависимости от места расположения скважины относительно формы рельефа различны: на водораздельных участках — $g/g_n = 1,03–1,26$, на склонах — $g/g_n = 0,91–1,11$ и в долинах — $g/g_n = 0,89–0,98$. Для скважин, расположенных на вершинах хребтов, g/g_n всегда больше 1 (происходит занижение градиента), а в пределах долин — меньше 1. Таким образом, существует поверхность, на которой происходит изменение знака поправки, поверхность инверсии. В пределах отрицательных форм влияние рельефа на тепловое поле меньше, чем на водораздельных участках.

Максимальное искажение геотермического градиента наблюдается около поверхности Земли, с глубиной оно плавно убывает. Темп

затухания возмущения, вызванного рельефом, не равномерен по глубине и определяется местоположением скважины, величиной искажения у поверхности и соотношением ближних и дальних форм рельефа. На рис. 2 приведены графики убывания величины g/g_n для скважин № 266 (кривая 6) и № 375 (кривая 8).



Р и с. 2. Кривые затухания влияния рельефа с глубиной.

Р и с. 2. Кривые затухания влияния рельефа с глубиной. Нарастание g/g_n происходит особенно резко в радиусе до 10 км, при дальнейшем увеличении площади осреднения изменение g/g_n незначительно. Таким образом, в горных районах подобного типа достаточно осреднять рельеф в радиусе 10–30 км вокруг скважины. При расчете поправки методом Лииса формы рельефа, удаленные более чем на 2 км от скважины, уже могут не приниматься во внимание.

При вычислении топопоправок для группы скважин одного участка рельеф осредняется на полный радиус лишь для одной центральной скважины. Для остальных — рельеф снимается на площади в пределах 4–5 расстояний от каждой из них до центральной. Если скважины одного участка расположены по разные стороны от поверхности инверсии, то для вычисления неискаженного градиента достаточно взять среднее значение по наблюдаемым градиентам (g_n). В случае переменной теплопроводности осреднять следует величины потока.

затухания возмущения, вызванного рельефом, не равномерен по глубине и определяется местоположением скважины, величиной искажения у поверхности и соотношением ближних и дальних форм рельефа. На рис. 2 приведены графики убывания величины g/g_n для скважин № 266 (кривая 6) и № 375 (кривая 8). Обе скважины расположены в Горной Шории, первая — на вершине вытянутого хребта, вторая — в долине. Для скв. № 266 в интервале 600–700 м влияние рельефа ещё велико: $g/g_n > 1,10$. При сохранении наблюдаемого темпа затухания влияние рельефа здесь станет пренебрежимо мало лишь на глубине порядка двух километров.

На этом же рис. 2 под индексами 1–6 приведены кривые g/g_n по скв. № 266 для разных радиусов осреднения рельефа:

Искажение теплового поля рельефом вызывается одновременным действием двух факторов: геометрией рельефа и неизотермичностью земной поверхности. В уравнении (2) второму фактору отвечает член $\frac{g' \cdot A}{g_n(1-A)}$. Принятие повсеместно постоянной температуры на поверхности Земли приводит к завышению величины g/g_n . Кривая 7 на рис. 2 дает величину g/g_n по скв. № 266 для изотермичного случая ($g' = 0$). Отличие её от действительного изменения g/g_n (кривая 6) особенно велико у поверхности Земли. С глубиной влияние неизотермичности уменьшается.

Если предположить, что, при неизменной теплопроводности пород, все вариации измеренного в разных скважинах градиента в горных районах вызваны влиянием рельефа, то после введения поправки следует ожидать сближения исправленных величин градиентов. Действительно, подобное сближение наблюдалось для ряда участков, где первоначальное расхождение было довольно велико. Это свидетельствует о правильности предлагаемой методики вычисления топопоправок. Эффективность методики проверена также посредством расчета топографических поправок к простым формам рельефа, для которых имеются точные аналитические выражения распределения теплового поля. Расчет был выполнен для хребтов Лииса /4/ с $\beta = 1, 1,5, 3, 5$ и $h = 200, 500, 1000$ м по методу Джеффриса-Булларда и по точным формулам (2, 7, 9). Оказалось, что метод Джеффриса-Булларда дает достоверные результаты уже с глубин 50-100 м. При массовом определении топографических поправок этим методом, особенно для глубоких скважин, целесообразно вести расчет на ЭВМ. Нами совместно с Г.Ф. Кузнецовым (ИГиГ СО АН СССР) была составлена программа для определения величины g/g_n на ЭВМ "Мир". Использование ЭВМ позволяет получать практически непрерывное изменение величины g/g_n по разрезу скважины.

ЛИТЕРАТУРА

1. А.Д. Лучков - Зависимость температуры поверхности Земли от высоты пункта наблюдения. Геол. и геофиз., № 5, 1970.
2. Е.А. Любимова - Термика Земли и Луны. М., Наука, 1968.
3. F. Birch - Flow of heat in the Front Range, Colorado. Bulletin of the geological society of America, 1950, v. 61, N6.
4. J.C. Jaeger, J.H. Sass - Lees's topographic correction in heat flow and the geothermal flux in Tasmania. Geofisica pura e applicata, v 54, (1963/1).

Э.Н. Гнибиденко

О ПРИРОДЕ ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Одним из основных вопросов палеомагнитных исследований является выяснение природы естественной остаточной намагниченности изучаемых комплексов, так как от решения этого вопроса существенно зависят все дальнейшие палеомагнитные построения и выводы. До сих пор в литературе нет специальной работы, в которой была бы рассмотрена природа естественной остаточной намагниченности осадочных пород, связь этой природы с литогенезом и метатектонизмом, освещены методы, позволяющие однозначно установить происхождение намагниченности осадочных пород и природу обратной I_n . Поэтому мы сочли необходимым опубликовать данную обзорную статью, показывающую, как нам представляется, что на современном этапе палеомагнитных исследований вопрос о происхождении намагниченности осадочных пород и природе обратной намагниченности этих пород может быть решен на основе комплексных исследований: лабораторного магнитного анализа и детального минералогического изучения железистых минералов — окислов и сульфидов — основных носителей ферромагнетизма.

Естественная остаточная намагниченность осадочных пород

Естественная остаточная намагниченность осадочных пород (I_n) представляет собой сложное образование и является, по мень-

шей мере, двухкомпонентной. Она состоит обычно из первичной остаточной намагниченности (I_n^o), синхронной времени образования породы, и вторичной (I_n^h), возникшей в процессе геологической жизни породы, отдаленной от периода её образования различными промежутками времени. В качестве первичных компонентов намагниченности осадочные породы могут иметь ориентационную (I_{ro}), ориентационно-химическую и химическую (I_{rc}) намагниченности; в качестве вторичных компонентов - химическую (I_{rc}), но возникшую уже в процессе жизни породы, вязкую (I_{rv}), парциальную термоостаточную (I_{rpt}), динамическую (I_{rd}) и нормальную (намагничивание молнией; I_r) намагниченности, т.е. $I_n = I_n^o + I_n^h$, где $I_n^o = I_{ro} + I_{rc}$, а $I_n^h = I_{rv} + I_{rc} + I_{rd} + I_{rpt} + I_r$.

Ориентационная (или детритовая) намагниченность осадочных пород образуется в процессе осаждения частиц ферромагнитных минералов в результате статистического выравнивания их магнитных моментов по направлению действующего геомагнитного поля. Изучение ориентационной намагниченности впервые было начато Джонсоном, Мерфи и Торресом на ленточных глинах Новой Англии /44/ и продолжено целым рядом советских и зарубежных исследователей /6, 14, 31, 40, 42, 53, 54/. Экспериментально было установлено, что ориентационная намагниченность пропорциональна ориентирующему магнитному полю порядка земного, концентрации и времени осаждения частиц ферромагнитных минералов. Направление I_{ro} совпадает с направлением приложенного поля H в случае изометричных частиц, в случае же вытянутых или уплощенных частиц имеет место занижение наклона на $10-25^\circ$. Т.Нагата /25, 51/, рассматривая совокупность одинаковых сферических частиц с термонамагниченностями (I_{rt}) и магнитными моментами m , установил, что процесс ориентации частиц прерывается в момент их падения на дно и в осадке возникает намагниченность $I_{ro} = \epsilon I_{rt} (\text{cthx} - \text{xcsc}^2 x)$, где $X = \frac{mH}{\lambda} t$, λ - вязкость воды, ϵ - объемная концентрация ферромагнитных частиц.

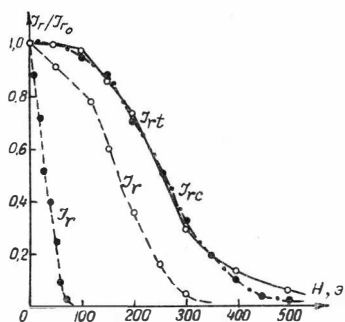
Более поздние эксперименты Ирвинга /42/ и А.Н. Храмова /31/ показали, что преимущественная часть ориентационной намагниченности, возникает в уже осевшей полужидкой массе, когда содержание воды в ней изменяется от 70% до 30%. Сформулированная теория формирования ориентационной намагниченности /31, 54/ в отличие от представлений Нагаты, учитывает дезориентирующее влия-

ние броуновского движения частиц. По теории А.Н. Храмова $I_{r0} = I_{rm}^2 \sigma \frac{V_m}{3kT} H$, где I_{rm} - остаточная намагниченность каждой ферромагнитной частицы, σ - объемная концентрация ферромагнитных частиц, V_m - суммарный объем всех ферромагнитных частиц. Величина ориентационной остаточной намагниченности меньше, чем величина химической и термоостаточной намагниченностей/5/, а стабильность I_{r0} к переменному полю вполне сравнима со стабильностью I_{rt} .

Химические изменения ферромагнитных минералов осадочных пород (дегидратация гидроокислов железа, переход гидроокислов железа в гематит, магнетита в гематит или маггемит, титано-магнетита в титаногематит), происходящие в земном магнитном поле могут привести к образованию химической остаточной намагниченности.

Изучение механизма образования химической намагниченности и исследование её свойств проводились Хейгом /41/, Нагата /25/, Кобаяши /47/, Коллинсоном /36/, Куме /48/, В.И. Багиным /3, 4/, А.Я. Власовым, Г.В. Коваленко и В.А. Чихачевым /11, 12/, на искусственных и естественных минералах и осадках. Лабораторные и полевые исследования, проведенные этими авторами, позволили установить, что химическое изменение можно рассматривать как процесс образования зародышей ферромагнитных зерен. Для объяснения возникновения химической остаточной намагниченности вполне применима теория тепловых флуктуаций однодоменных частиц, разработанная Неелем для термоостаточной намагниченности /41, 47, 52/. Из этой теории следует, что при размере ферромагнитных частиц, намного меньшем критического размера однодоменных зерен, частицы ведут себя суперпарамагнитно, так как имеют небольшие периоды релаксации. Максимальная величина и стабильность химической остаточной намагниченности образующихся ферромагнетиков соответствуют однодоменному состоянию зерен, так как последние имеют максимальные периоды релаксации. При мультидоменной структуре ферромагнитных частиц величина и стабильность химической остаточной намагниченности уменьшаются, а в случае роста зерен до размеров, значительно превышающих критический, химическая остаточная намагниченность исчезнет и порода будет обладать только нормальной остаточной намагниченностью /2, 4, 41, 47/.

Химическая намагниченность по магнитной стабильности находится между термоостаточной и нормальной намагниченностями и зависит от магнитного состояния зерен /2, 4, 4I/ (рис. 1).



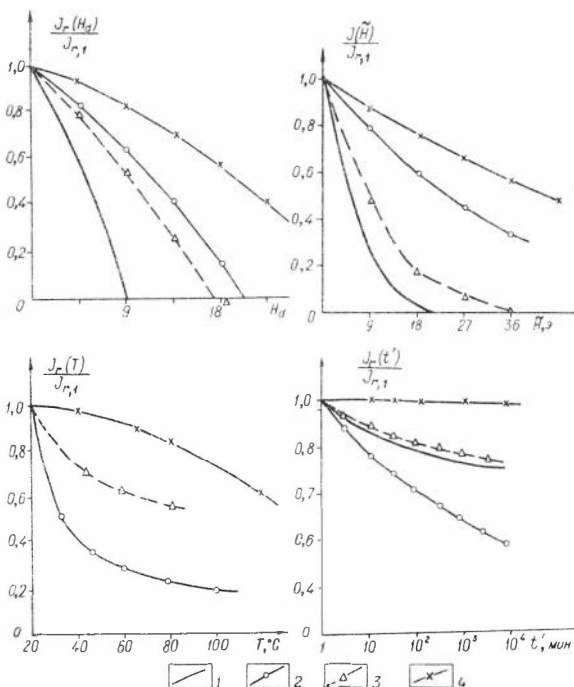
Р и с. 1. Изменение стабильности химической, термоостаточной и нормальной намагниченностей при действии переменного поля. (по Т. Нагата /25/).

I_{rc} — химическая намагниченность, I_{rt} — термоостаточная намагниченность, I_r — нормальная намагниченность при 340°C , I_{ro} — нормальная намагниченность при 20°C .

Химическая намагниченность, возникающая при химических изменениях с одновременным действием одностороннего давления, систематически отклоняется от направления приложенного поля /48/.

Вторичные намагниченности осадочных пород могут возникнуть в различные периоды геологической жизни пород, отдаленные от периода их образования разными промежутками времени.

Наиболее распространенным видом вторичной намагниченности пород является вязкая намагниченность. Магнитная вязкость, как известно, наиболее резко проявляется в слабых магнитных полях типа земного. А так как продолжительность пребывания пород в земном магнитном поле измеряется миллионами и сотнями тысяч лет, то естественно, что условия образования вязкой намагниченности в этих породах самые благоприятные. По величине вязкая намагниченность, возникающая в земном магнитном поле, может в несколько раз превосходить нормальную остаточную намагниченность в этом же поле. Кривые размагничивания I_{rc} в переменных полях располагаются значительно ниже кривой парциальной термоостаточной намагниченности и выше кривых размагничивания нормальной и динамической намагниченностей (рис. 2). В основном вязкая намагниченность нестабильна и снимается в небольших переменных полях (до 300 э). Однако, встречаются осадочные породы, которые обладают стабильной вязкой намагниченностью, не снимающейся переменными полями в 500 э /I/ (рис. 3).



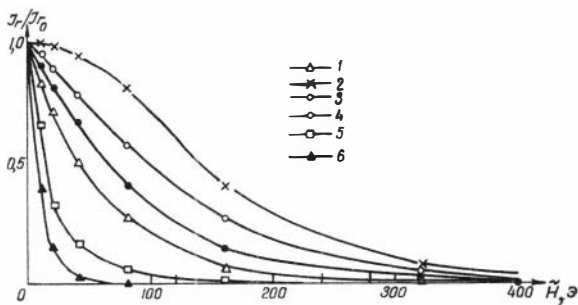
Р и с. 2. Изменение стабильности нормальной, вязкой, идеальной и частичной термоостаточной намагниченностей при воздействии различных факторов.

(по Л.Е. Шолпо /34/).

1 - нормальная намагниченность, 2 - вязкая намагниченность, 3 - идеальная намагниченность, 4 - частичная термоостаточная намагниченность.

Нагрев осадочных пород до температур ниже точек Кюри, содержащихся в них ферромагнитных минералов (внедрение интрузий, метаморфизм) ведет к возникновению вторичной частичной термоостаточной намагниченности. Частичная термоостаточная намагниченность является частным случаем термоостаточной намагниченности и, следовательно, имеет те же характеристики и подчиняется тем же законам, что и термоостаточная намагниченность.

Направление I_{rpt} совпадает с направлением магнитного поля в период её приобретения породами. I_{rpt} очень устойчива по от-



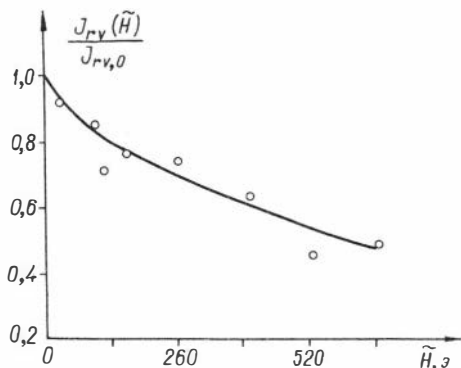
Р и с. 3. Размагничивание в переменном поле различных видов остаточной намагниченности (по В.А. Шапиро, Н.А. Иванову /32/).

1 - естественная остаточная намагниченность, 2 - термоостаточная намагниченность, 3 - идеальная намагниченность, 4 - вязкая намагниченность, 5 - динамическая намагниченность, 6 - нормальная намагниченность.

ношению к размагничивающему действию переменных полей, по отношению к нагревам, постоянным магнитным полям и времени в сравнении с другими видами остаточной намагниченности (рис. 2).

Под действием упругих сжатий и растяжений, например, при тектонических процессах и сейсмических воздействиях, в осадочных породах возникает динамическая намагниченность. Физическая природа динамической намагниченности обсуждается в последнее время В.А. Шапиро, Н.А. Ивановым /32/, которые пришли к выводу, что величина динамической намагниченности не может быть столь велика, как величины I_{rt} , I_{ri} , I_r и I_{rv} , а стабильность её к переменному полю несколько ниже стабильности вязкой намагниченности и значительно выше стабильности I_r (рис. 4).

Нормальная намагниченность, созданная магнитным полем сопровождающим разряды молнии (намагничивающее поле в сотни раз превосходит земное) может иметь довольно большую величину. Влияние грозовых разрядов играет иногда существенную роль в формировании естественной остаточной намагниченности вулканогенных и интрузивных пород и имеет место в складчатых областях на возвышенных, особенно, гребневых участках дневной поверхности. Для осадочных пород этот вид намагниченности не характерен.



Р и с. 4. Изменение вязкой намагниченности, образованной в земном магнитном поле в течение 70 суток, при действии переменного поля (по Г.М. Авчяну и С.С. Фаустову /1/).

Из рассмотренной выше природы естественной остаточной намагниченности осадочных пород видно, насколько сложны и разнообразны процессы намагничивания последних. Так как некоторые из компонентов намагниченности, слагающие I_n подобны по своим магнитным свойствам, то естественно, что лабораторный магнитный анализ явно недостаточен для установления природы I_n . На наш взгляд, было бы целесообразным связать процесс формирования I_n с образованием и изменением осадочных пород.

2. Связь природы естественной остаточной намагниченности с процессами формирования и изменения осадочных пород

Все осадочные породы, за исключением пирокластических, образуются при температурах значительно более низких, чем точки Кюри содержащихся в них ферромагнитных минералов. Материалом для осадочных пород являются ранее существовавшие изверженные, метаморфические и осадочные породы, разрушающиеся физическими, химическими и биохимическими факторами или способами.

Н.М. Страхов /29/ выделяет пять более или менее четко оформленных стадий возникновения и изменения осадочных пород:

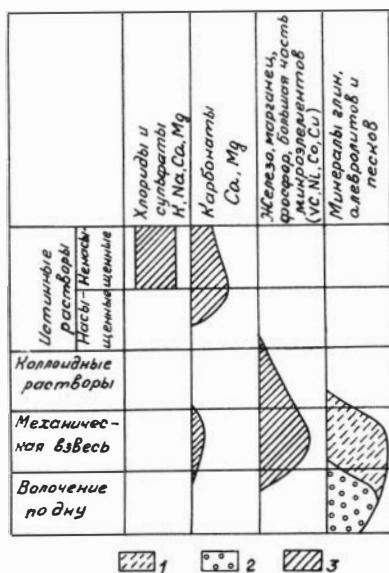
седиментогенез и диагенез осадков, эпигенез, ранний метаморфизм или метагенез и гипергенез осадочных пород. В свою очередь седиментогенез Н.М. Страхов /29/ подразделяет на четыре типа: ледовый, гумидный, аридный и эффузивно-осадочный, отличающиеся друг от друга источниками осадочного материала, формами его переноса и отложения, набором возникающих осадков (пород), их структурами и текстурами, вещественным составом и скоростями седиментации.

Преобладание тех или иных форм миграции и отложения соединений железа, а также последующее изменение железистых магнитных минералов, а следовательно, возникновение и изменение естественной остаточной намагниченности осадочных пород, будут находиться в непосредственной зависимости от типа седиментации и от стадии формирования и изменения осадочной породы.

В условиях ледового, холодного гумидного и аридного климатов преобладает физическое выветривание. Транспортировка продуктов выветривания, в основном, обломков пород и минералов в область седиментации совершается льдом, ветром и, в меньшей степени, водой без существенных химических изменений. Седиментогенез на площадях этих климатических зон прост и сводится к механической садке обломочных частиц. В результате образуются различные типы континентальных отложений – золотые пески, лессы, алевроиты, глины с ленточной слоистостью и т.д. Эти отложения содержат частички ферромагнитных окислов в основном механического (терригенного) происхождения. Остаточная намагниченность этих отложений будет ориентационной, обусловленной ферромагнитными минералами терригенного происхождения.

В условиях умеренного гумидного климата, способствующего химическому и биохимическому выветриванию, где транспортирующим агентом является вода, материал, полученный при выветривании будет переноситься в твердом состоянии и частично в виде растворов. Отличительную черту соединений железа составляет весьма малая их растворимость в воде (рис. 5). Так, концентрация растворенного железа по Н.П.Страхову /29/ в речных водах колеблется от следов ($< 0,001$ мг/л) до 7,82 мг/л, но в большинстве случаев от 0,2 до 1,5 мг/л. Обломочные ферромагнитные минералы – магнетит, титаномагнетит, гемоильменит, ильменит и гематит довольно хорошо противостоят химическому выветриванию и составляют ту часть соединений железа, которая переносится в составе материала, мигрирующего во взвешенном состоянии, причем более

в тонкий, чем в грубой взвеси и волочением по дну. Гидрогетит различной степени обводнения тоже переносится в виде взвесей. Большая часть железа, переносимого растворами мигрирует в виде коллоидов как золь $Fe(OH)^{+++}$ и как коллоидные железоорганические соединения. Осевший материал в пределах водосборных площадей на положительных участках рельефа и в речных долинах является полностью обломочным за исключением небольшого количества гелевых стустков железа. Континентальные отложения умеренного гумидного климата (делювий, аллювий, пролювий) так же как ледового, холодного гумидного и аридного климатов, имеют ориентационную природу намагниченности, обусловленную кластическими частичками зерен ферромагнитных минералов: магнетита, титаномагнетита, ильменита, гемойльменита и гематита.



Р и с. 5 Формы переноса в реках основных компонентов (по Н.М. Страхову /28/).

1 - минералы глин, 2 - минералы песков и обломки пород, 3 - прочие компоненты.

В условиях теплого и жаркого гумидного климатов, сильное развитие химического выветривания совершенно вытесняет процессы физического выветривания. На водосборах, помимо формирований фаций аллювия, делювия и пролювия с обломочными ферромагнитными минералами и ориентационной природой намагниченности, образуются мощные до 100-120 м коры выветривания (жаркий климат) и ма-

ломощные 0,5-1,0 м – бурые, коричневато-бурые и красные почвы (теплый климат). Те и другие содержат скопления свободных гидроокислов железа. В результате процессов старения последних отложения приобретают первичную химическую намагниченность.

В морских и озерных бассейнах осаждается весь поступивший в бассейн обломочный материал, взвешенный и влекомый и большей частью растворенный. Все железо, вносимое в водный бассейн в растворенном виде (коллоиды, истинные растворы), уходит на дно в виде химически осажженной ферри-гидроокиси – гетита и гидрогетита /16/.

В результате осаждения образуются три генетические группы отложений: терригенные, терригенно-аутигенные и аутигенные. Первые содержат минералы – окиси железа механического происхождения; вторые – обломочные окислы железа и химически осажденную ферри-гидроокись, третьи – только химически осажденную ферри-гидроокись. Так как свежесаженный гидрат окиси железа не является, в основном, носителем намагниченности, потому, что его частицы находятся в суперпарамагнитном состоянии, то естественной остаточной намагниченностью будут обладать отложения первой и второй групп. Природа этой намагниченности будет ориентационной.

Исследования магнитных свойств свежесаженного гидрата окиси железа /11/ показали, что кривые намагничивания последнего обратимы по отношению к магнитному полю 20 кэ, т.е. отсутствует магнитный гистерезис. Размер зерен гидроокиси железа, определенный методом гранулометрии и электронной микроскопии оказался равным 0,05 мк. Именно с таким явлением суперпарамагнетизма мы сталкиваемся в осадках, содержащих свежую гидроокись железа.

Свежесформированный морской или озерный осадок представляет собой неустойчивую физико-химическую систему, где окислительная среда в стадию диагенеза постепенно сменяется восстановительной. В восстановительной среде происходит редукция богатых кислородом минеральных соединений, в том числе и трехвалентных гидроокислов железа, и образование новых минеральных видов, содержащих железо в двухвалентной форме. В стадию диагенеза образуются все сульфидные, карбонатные и силикатные закиси железа: сидерит, пирит, халькопирит, пирротин, марказит, лептохлориты,

глауконит. Исследования и подсчеты, произведенные Н.М. Страховым /28/ в современных черноморских осадках показали, что основная масса этих диагенетических минералов железа возникла за счет Fe_2O_3 , внесенного в бассейн в виде механической взвеси. Нет сомнений, как считает Н.М. Страхов, что в морях геологического прошлого образование диагенетических минералов железа также шло за счет Fe_2O_3 , внесенного в бассейн в виде механической взвеси. Все это, по-видимому, не могло не вызывать уменьшения величины ориентационной намагниченности, возникшей в период отложения осадков.

Вслед за этим начинаются процессы дегидратации (потеря поровой воды), уплотнения и цементации, обрывающие перераспределение вещества и рыхлые осадки постепенно превращаются в породы; пески - в рыхлые песчаники, алевролиты - в алевролиты и т.д. Очень мелкие суперпарамагнитные частички ферро-гидроокиси $Fe(OH)_2$ в процессе этих изменений становятся одно- и многодоменными, и порода приобретает химическую остаточную намагниченность в направлении геомагнитного поля. Это положение подтверждается экспериментальными исследованиями /12/.

Таким образом, I_n осадочных пород, образованных в морских и озерных бассейнах будет разнообразной. В первой генетической группе пород I_n , по-видимому, будет ориентационной, во второй - ориентационной обусловленной обломочными и тонкодисперсными частицами ферромагнитных минералов и химической, связанной с гидроокислами железа, в третьей группе - химической, связанной с гидроокислами железа. Поскольку переход гидроокислов железа (гетита, гидрогетита и лепидокрокита) из суперпарамагнитного состояния в ферромагнитное идет вслед за отложением осадка и в геологическом масштабе времени совершается почти мгновенно, то направления ориентационно-химической и химической намагниченностей будут совпадать, т.е. естественная остаточная намагниченность пород будет первичной, синхронной времени образования пород. Химическая намагниченность не будет отличаться устойчивостью, так как гидрогетит и гетит имеют малые величины коэрцитивной силы.

В континентальных осадках гумидного (аллювий, делювий, пролювий) и аридного климатов, а также в осадках ледового типа, обладающих ориентационной намагниченностью, вслед за отложением

вместо диагенеза начинается гипергенез или выветривание. Осадки находятся под действием воздуха, метеорологических осадков, растительного мира и грунтовых вод. Ферромагнитные минералы этих отложений довольно хорошо противостоят выветриванию и очень медленно изменяются по сравнению с другими минералами. Но с течением времени под действием внешних агентов магнетит начинает постепенно превращаться в гематит или, что бывает гораздо реже, в маггемит, титано-магнетит – в титаногематит, гематит же остается свежим. При этих превращениях происходит изменение кристаллической структуры ферромагнетиков и отложения приобретают к уже имеющейся ориентационной намагниченности дополнительную химическую намагниченность. Химическая остаточная намагниченность будет, по-видимому, очень стабильной, так как возникающий гипергенный гематит является минералом с высокой коэрцитивной силой. В результате глубоких гипергенных преобразований эффект первичной ориентационной намагниченности может полностью исчезнуть.

Дальнейшие постдиагенетические изменения (эпигенез и метagenез) осадочных пород, погруженных на более или менее значительные глубины, проявляются почти повсеместно в осадочном чехле платформ, передовых прогибах, а также в верхних и нижних структурных ярусах геосинклиналей. Протекают они в условиях повышенных температур и давлений /8, 20, 21/, вследствие чего происходит дальнейшее уплотнение и окаменение пород: глины превращаются в аргиллиты (эпигенез), а затем в глинистые сланцы (метagenез), пески и рыхлые песчаники – в плотные и крепкие песчаники, известняки – в плотные известняки. В осадочных породах происходит преобразование обломочных компонентов, изменение седиментационных и диагенетических минералов, образование новых минералов. Ферромагнитные гидроокисные минералы – гидрогетит, гетит, гидрогематит и лепидокрокит – на первом этапе эпигенеза переходят из метакolloидного в кристаллическое состояние. При отсутствии давления этот процесс совершается в температурном интервале 100–200°C /2/, в условиях повышенных давлений этот переход, по-видимому, будет осуществляться при более низких температурах.

На втором этапе эпигенеза гидроокислы железа, находящиеся в раскристаллизованном состоянии, превращаются во вторичный ге-

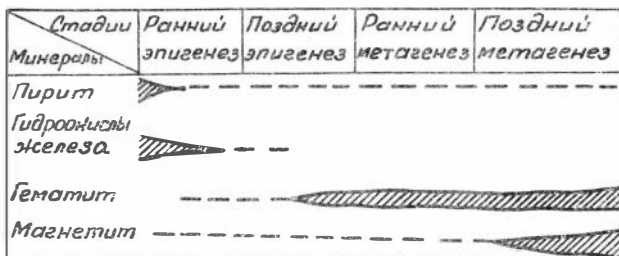


Табл. I. Временные соотношения ферромагнитных минералов в стадии эпигенеза и метагенеза.

(по Н.В. Логвиненко /21/).

магнит (табл. I), который при метагенезе переходит в магнетит. Эти химические изменения, происходящие с ферромагнитными минералами в осадочных породах при постдиагенезе влекут за собой возникновение вторичной химической намагниченности. Тектонические напряжения, приводящие к формированию складчатых форм в толщах осадочных пород, влекут за собой возникновение динамической намагниченности пород, а прогрев осадочных пород, вследствие метагенеза и орогенеза и в результате внедрения интрузий ведет к образованию парциальной термоостаточной намагниченности.

Так, например, исследование намагниченности пород Блумсбергской формации (силур) /43/, формации Билли Крик (кембрий) /35/, кембрийских сланцев Еми Бэй показали, что эти породы обладают стабильной вторичной намагниченностью, возникновение которой отделено от времени образования самих пород многими десятками миллионов лет. Серия проведенных экспериментов и исследований позволила установить, что стабильная вторичная намагниченность является парциальной остаточной намагниченностью, возникшей в породах или в результате прогрева в момент внедрения близлежащих интрузий или в связи с поднятием на поверхность глубоко погруженных и обогретых осадочных пород вследствие движения земной коры (орогенеза).

В зависимости от того, насколько глубоко зашли постдиагенетические превращения ферромагнитных минералов, а также в результате тектонических напряжений и прогрева толщ осадочных по-

род эффект первичной (ориентационной, ориентационно-химической и химической) намагниченностей может быть частично или полностью уничтожен и заменен вторичными химической, динамической и парциальной термоостаточной намагниченностями. Направление вторичной намагниченности будет совпадать с направлением магнитного поля Земли времени прогрева, складкообразования или эпигенеза и метабенеза осадочных пород. В подобных случаях получить какую-либо информацию о магнитном поле Земли времени образования породы можно только в случае частичного уничтожения первичной остаточной намагниченности. Что касается вязкой намагниченности, то она неизбежна для всех осадочных пород, содержащих ферромагнитные минералы.

Из изложенного выше следует, что при ледовом, холодном и умеренном аридном и гумидном климатах в формирующихся континентальных осадках возникает преимущественно I_{ro} , в условиях теплого и жаркого гумидного климата — I_{ro} и первичная I_{rc} . В морских и озерных осадках при диагенетических процессах возникает I_{ro} , $I_{ro} + I_{rc}$ и первичная I_{rc} . При постдиагенетических преобразованиях и в результате тектонических напряжений осадочных пород возникают вторичные компоненты намагниченности: I_{rpt} , I_{rd} , I_{rv} .

5. Методы определения природы естественной остаточной намагниченности осадочных пород.

Существующие методы определения вида намагниченности подразделяются на магнитные и геологические. В основу метода сравнения характеристик стабильности намагниченностей, разработанного в ИФЗ АН СССР /7, 26/ (рис. 2), положен тот факт, что некоторые виды намагниченности обладают различной магнитной стабильностью по отношению к магнитным полям (постоянным и переменным), нагревам и времени. При этих исследованиях в качестве рабочей гипотезы принимается следующее положение: если естественная и искусственная намагниченности одного и того же образца породы имеют совпадающие кривые размагничивания, то природа этих намагниченностей одинакова. Техника эксперимента заключается в следующем: измеряется I_n трех образцов одного шtuфа по-

роды, — по одному образцу определяется H'_C по двум другим кривым I_n (\tilde{H}) и I_n (T). Затем образцы нормально намагничиваются до величины $I_r = I_n$ и снимаются кривые I_r (\tilde{H}), I_r (T), а также H'_C нормальной намагниченности. После этого образцы размагничиваются и во второй раз намагничиваются идеально, до величины $I_{r,i} = I_n$, снимаются эти же характеристики для идеальной намагниченности. В последний раз образцы термонамагничиваются в земном поле и подвергаются тем же операциям размагничивания, что в первый и второй раз. Для тех осадочных пород, в которых невозможны нагревы, особенно до высоких температур стабильность I_n испытывается в переменном магнитном поле, а сравнение $I_n(\tilde{H})$ производится с идеальной остаточной намагниченностью, которая рассматривается как верхний предел остаточной намагниченности, возникающей при изотермических процессах.

Для разделения намагниченностей, которые по своим свойствам обнаруживают большое сходство (термоостаточная или химическая, химическая или ориентационная) метод сравнения характеристик стабильности не может дать однозначного решения. Этот метод не может являться основой и для определения вида намагниченности при исследованиях сильно остаренной I_n , начальные свойства которой изменены целым комплексом неизвестных воздействий. В таких случаях для определения вида намагниченности используются другие методы.

Дополнительные сведения о природе I_n может дать метод статистического анализа внутрипластовой и межпластовой кучности векторов I_n . В случае статистически значимого межпластового разброса, когда вероятность значимости межпластового разброса направлений I_n близки к 1, I_n — первична и обусловлена ориентационной или химической намагниченностями, если межпластовый разброс статистически не значим, I_n связана со вторичной химической намагниченностью /31/.

Используя фактор Q_n можно высказать некоторые представления о происхождении намагниченности исследуемых осадочных пород /34/. При этом, нужно рассматривать вектор $Q_n = \bar{I}_n / 0,5 \mathcal{H}$ (где \bar{I}_n — вектор намагниченности, а 0,5 — численное значение геомагнитного поля) в совокупности с величиной $|Q_n|$. Резкая неоднородность вектора Q_n по величине и направлению в пределах локального участка породы свидетельствует о нормальной природе оста —

точной намагниченности. Напротив, значительная кучность векторов Q_n говорит об отсутствии последней. Величина $Q_n < 1$ означает, что преобладает либо вязкая, либо динамическая намагниченность. Величина Q_n порядка 3–5 и более, при одинаково направленных векторах Q_n свидетельствует о том, что намагниченность является термоостаточной или химической. Таким образом, использование фактора Q_n позволяет резко сузить круг возможных решений вопроса о происхождении остаточной намагниченности.

При выяснении природы естественной остаточной намагниченности осадочных пород труднее всего различить у последних — ориентационную и химическую (первичную и вторичную) намагниченности. Для установления вида намагниченности используются анализ палеогеографической обстановки с литолого-петрографическими исследованиями осадочных пород и лабораторные эксперименты по переосаждению пород /33, 5/.

Первый из указанных методов позволяет установить тип седиментации, стадию формирования или изменения осадочной породы, а следовательно и вид намагниченности. Причем, необходимую информацию о вторичных изменениях ферромагнитных минералов, времени и способе их образования по отношению к породе дает их изучение в отраженном свете в искусственных и естественных аншлифах /15/.

Второй метод является наиболее важным при установлении намагниченности слабо сцементированных осадочных пород /33, 5/. Как уже было показано выше, при детритовой намагниченности степень ориентации ферромагнитных частиц, по магнитному полю определяется напряженностью этого поля, величинами магнитных моментов частиц, размерами и формой этих частиц, характером водной среды, броуновским движением и т.д. Механизм образования термоостаточной и химической намагниченностей сходен между собой и отличается от механизма образования ориентационной намагниченности. Закрепление химической остаточной намагниченности происходит при некотором критическом объеме и постоянной температуре, а термоостаточной при некоторой критической температуре и постоянном объеме частиц. Степень ориентации элементарных магнитных моментов по магнитному полю для I_{rc} и I_{re} будет наиболее высокой. На различии в степени ориентации магнитных моментов ферромагнитных зерен по магнитному полю для ориентационной, химической и термоостаточной намагниченностей основан метод лабо-

раторного переосаждения осадочных пород. Этот метод дает возможность установить вид намагниченности по коэффициенту переосаждения P , который представляет собой отношение естественной остаточной намагниченности I_{rn} к намагниченности, полученной при переосаждении I_{rn} . Естественно, что в данном поле для одного и того же ансамбля частиц величина ориентационной намагниченности должна быть меньше, чем химической и термоостаточной. Эксперименты по переосаждению осадочных пород, проведенные О.А. Багиной /5/ показали, что коэффициент переосаждения P для ориентационной намагниченности равен 1 или близок к ней, для химической в 7 раз больше ориентационной, для термоостаточной в 10 раз больше ориентационной. Метод переосаждения осадочных пород прост по методике и не зависит от других магнитных методов.

Таким образом, рассмотренные здесь методы определения вида намагниченности, если не каждый в отдельности, то все совместно позволяют решить вопрос о происхождении намагниченности в осадочных породах.

4. Природа обратной намагниченности осадочных пород

В последние годы в интрузивных и изверженных горных породах обнаружена обратная намагниченность, связанная с физико-химическими процессами самообращения /22, 55 и др./. Экспериментально в лаборатории процессы самообращения получены на естественных и искусственных минералах и искусственных осадках /9, 10, 17, 37, 56/. Этот факт заставляет особенно осторожно относиться к обратно намагниченным породам и в каждом конкретном случае, прежде чем объяснять природу обратной намагниченности инверсиями поля, исключить возможность самообращения.

Коротко рассмотрим основные механизмы самообращения, которые могут иметь место в осадочных породах. Неель /52/ теоретически доказал возможность самообращения намагниченности, предсказав четыре механизма самообращения намагниченности, первый и второй из которых обусловлены внутренним строением ферромагнетиков шпинельного типа, а третий и четвертый наличием в породе двух или более ферромагнитных фаз с различными точками Кюри. Согласно второму и четвертому механизмам обратная намагниченность получается в результате последующих замещений в решетке ферро-

магнетика или при химических изменениях, что может встречаться в осадочных породах.

Первый механизм Нееля был экспериментально подтвержден Гортером и Шульке /17, 37/, а затем Уедой/56/ на синтезированном хром-литиевом феррите и феррите гранате-гадолиния; а А.Я. Власовым, А.Г. Звегинцевым и В.Ф. Павловым /10/ на искусственных осадках, содержащих хром-литиевый феррит и феррит гранат-гадолиния. Все эксперименты показали, что искусственные минералы и осадки меняют знак намагниченности при нагревании выше точек компенсации этих ферритов. Но в естественных осадочных породах до настоящего времени не обнаружено ферромагнетиков с точками компенсации. Поэтому возможность самообращения намагниченности по первому механизму Нееля в осадочных породах исключается.

Второй механизм Нееля предполагает возможность самообращения спонтанной намагниченности I_S ферромагнетика в результате замещения в кристаллической решетке. При химических изменениях, когда магнитные ионы Fe^{3+} в подрешетке В могут быть замещены немагнитными ионами Al^{3+} , Ti^{4+} , Mg^{2+} результирующая намагниченность I_S может принять направление, противоположное предыдущему. В лаборатории такое самообращение может происходить при высокой температуре, что доказано экспериментальными исследованиями. В изверженных горных породах подобный механизм самообращения, происходящий при высоких температурах, наблюдался Шультом /55/ в базальтах, содержащих титаномагнетит. Но Верхуген /57/ считает, что самообращение спонтанной намагниченности вследствие замещения в узлах кристаллических решеток магнитных ионов железа на немагнитными ионами Ti^{4+} , Al^{3+} (диффузионные процессы) может происходить в осадочных породах. Для осуществления этого процесса требуются очень большие промежутки времени (многие миллионы лет). В связи с выводом Верхугена, второй механизм Нееля, по-видимому, может иметь место в древних обратно намагниченных осадочных породах, находящихся в стадии эпигенеза и метагенеза, когда в условиях повышенных давлений возрастает роль диффузионных процессов, как агентов переноса вещества. Методом, позволяющим обнаружить или доказать отсутствие второго механизма Нееля в породах является метод нейтронной дифракции, рекомендуемый Ф.Фрелихом. Этот метод был применен /46/ для проверки возможности самообращения посредством термической диффу-

зии в третичных обратно намагниченных фюолитах, магнитная фаза которых представлена титаномагнетитом. Нейтроно-дифракционные исследования показали, что несмотря на наличие примесей Al^{3+} и Mg^{2+} в подрешетке В, а Mn^{2+} в подрешетке А, спонтанная намагниченность подрешетки В - I_{SB} все-таки больше намагниченности подрешетки А - I_{SA} т.е. результирующая намагниченность I_S не испытала самообращения в результате термической диффузии.

Третий механизм Нееля обусловлен наличием в породе двух ферромагнетиков с различными точками Кюри, и связан с нагреванием до температур, превышающих температуры Кюри магнитных минералов породы.

А.Я. Власовым, А.Г. Звезинцевым и Б.Ф.Павловым/Ю/ была показана возможность самообращения первоначальной намагниченности искусственных осадков, содержащих гемоильменит и магнетит при нагревании до $250^{\circ}C$, т.е. несколько выше температуры Кюри гемоильменита ($225^{\circ}C$). Механизм этого самообращения обусловлен развитием обратной $I_{r\bar{t}}$ в гемоильменитовом компоненте. Авторы также показали, что направление и величина I_n искусственных осадков в результате завершения цикла нагревание-охлаждение определяется процентным содержанием магнитных компонентов. По-видимому, этот процесс самообращения намагниченности может иметь место в осадочных породах, обладающих парциальной термоостаточной намагниченностью, которая возникает в породах в результате прогресса в момент внедрения близлежащих интрузий или в связи с поднятием на поверхность глубоко погруженных и обогретых масс осадочных пород. Подобных примеров с естественными осадочными породами в опубликованной литературе нет.

Неель также высказал предположение о возможности обменного взаимодействия на границе между двумя ферромагнитными компонентами, которое может вызвать возникновение обратной термоостаточной намагниченности. Обменное взаимодействие проявляется в возникновении однонаправленной или обменной анизотропии, которая может быть обусловлена взаимодействием системы ферро-антиферромагнетик, ферри-антиферромагнетик, ферро-ферримангнетик.

Закономерности этого процесса самообращения хорошо изучены экспериментально на искусственно приготовленных твердых растворах серии $xFeTiO_3(1-x)Fe_2O_3$ /56, 9/, которые обнаруживают спо-

способность к самообращению в узком интервале состава при $0,45 \leq x \leq 0,60$. Более того, процесс самообращения остаточной намагниченности в результате обменного взаимодействия установлен в естественных горных породах - породах вулканов Харуна, Асио, Тазадо (гемойльменит) в Японии /24/, ультрабазитах (титаномagnetит) Кольского полуострова /23/ и гемойльменитах Камчатки /22/.

Сейчас обсуждается вопрос об обменном взаимодействии на границе различных магнитных фаз как причине обратной намагниченности в осадочных породах. Считалось, что признаки обменной анизотропии будут наблюдаться только в том случае, если константа обменной анизотропии превышает константу магнитной кристаллографической анизотропии, т.е. когда слой ферромагнитного покрытия частиц очень тонкий и не имеет кристаллографической анизотропии. Но недавние исследования /19/ показали, что обменное взаимодействие в системе магнетит-гематит не исчезает даже, когда магнетит почти полностью превращается в гематит.

Как было показано выше, при возникновении и изменении осадочных пород могут возникать различные условия, вызывающие окисление, восстановление и фазовые переходы ферромагнитных минералов. В процессе превращения гидроокислов железа в гематит, при мартитизации магнетита, при восстановлении гематита в магнетит и т.д. присутствие двух магнитных фаз, находящихся в контакте на протяжении превращения обуславливает возникновение обменной анизотропии, которая может служить причиной самообращения возникающей намагниченности конечного продукта превращения.

По-видимому, предположение Грехема /39/ о возникновении обратной намагниченности в осадочных породах в процессе частичного окисления магнетита в маггемит, а также гипотезу Фрелиха, Каваи, Куме и Сасаяма /45/ о самообращении намагниченности в связи с распадом со временем гомогенного титаномagnetита на две различные фазы можно объяснить обменным взаимодействием.

Четвертый механизм Нееля, как и третий предусматривает наличие в породе двух ферромагнетиков с различными точками Кюри. Но в этом случае результирующая термонамагниченность породы, приобретенная в результате охлаждения от высоких температур, будет направлена по внешнему полю, так как обратная I_{r2} второго компонента меньше I_{r1} первого компонента. Но с течением времени в результате химических и физических процессов высокотемпературный ферромагнетик может перейти в немагнитную фазу в связи с

чем намагниченность породы станет обратной. Теоретически, по-видимому, можно объяснить обратную намагниченность осадочных пород, возникающую по четвертому механизму Нееля. Последняя может возникнуть в осадочных породах, обладающих парциальной термоостаточной намагниченностью. Принципиальная возможность возникновения обратной намагниченности по вышеописанному механизму была показана А.Я. Власовым и др. /10/ на искусственных осадках.

Следовательно, самообращение намагниченности в осадочных породах принципиально возможно. Три механизма самообращения применимы к осадочным породам, испытавшим прогрев и обладающим парциальной термоостаточной намагниченностью. Что касается неогретых осадочных пород, то заслуживает внимания обменное взаимодействие на границе различных магнитных фаз, как причина обратной намагниченности в этих породах. Критериев, основываясь на которых можно было бы исключить или доказать самообращение намагниченности путем обменного взаимодействия пока ещё нет. В природных условиях в осадочных породах не обнаружено случаев самообращения.

В заключение автор считает своим долгом выразить глубокую благодарность Г.А. Поспеловой за ценные замечания и советы в процессе работы над статьей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авчян Г.М., Фаустов С.С. О стабильности вязкой намагниченности в переменных магнитных полях.- Физика Земли, 1966, №5.
2. Багин В.И. Анализ температурных превращений гидрата окиси железа.- Физика Земли, 1966, № 3.
3. Багин В.И. Химическая остаточная намагниченность при температурных фазовых превращениях лепидокрокита и гидрогетита.- Физика Земли, 1967, № 2.
4. Багин В.И. Виды остаточной намагниченности при температурных превращениях гидрата окиси железа.- Физика Земли, 1966, № 6.
5. Багина О.А. Оценка природы естественной остаточной намагниченности по коэффициенту переосаждения.- Физика Земли, 1966, № 8.

6. Бураков К.С. Остаточная намагниченность некоторых типов осадочных пород.- Тезисы докладов УП Всесоюзной конференции по постоянному полю Земли и палеомагнетизму. М., 1966.

7. Безуглая Л.С., Мартынова Т.А., Рыбак Р.С. Метод сравнения характеристик стабильности.- Сб. "Магнетизм горных пород и палеомагнетизм". Изд-во СО АН СССР, Красноярск, 1963.

8. Вассоевич Н.Б. Ещё о терминах для обозначения стадий и этапов литогенеза.- Тр. ВНИГРИ, вып. 190, геол. сб., № 7., Л., 1962.

9. Власов А.Я., Звегинцев А.Г., Богданов А.А. Самообращение намагниченности в искусственных ильменито-гематитовых твердых растворах.- Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1963, № 1.

10. Власов А.Я., Звегинцев А.Г., Павлов В.Ф. О самообращении намагниченности искусственных осадков.- Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1964, № 4.

11. Власов А.Я., Коваленко Г.В., Чихачев В.А. Суперпарамагнетизм α -Fe₂O₃.- Физика Земли, 1967, № 7.

12. Власов А.Я., Коваленко Г.В., Чихачев В.А. - Температурные фазовые и магнитные превращения гидроксида железа.- Физика Земли, 1967, № 10.

13. Власов А.Я., Федосеева Н.В., Коваленко Г.В. Обменная анизотропия в гематите и некоторых осадочных породах.- Физика Земли, 1967, № 10.

14. Власов А.Я., Коваленко Г.В. Магнитная анизотропия осадочных пород.- Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1964, № 12.

15. Гвибиденко З.Н. Методы изучения ферромагнитных минералов осадочных пород при палеомагнитных исследованиях.- Тр. СНИИГТМС, вып. 92,- Вопросы рудной геофизики, Новосибирск, 1969.

16. Гольдшmidt В.М. История металлов семейства железа в природе.- Сб. "Основные идеи геохимии". Госхимтехиздат, 1933.

17. Гортер В.В. Температурная зависимость намагничивания ферритов, обладающих точкой компенсации.- "Успехи физических наук", 1955, 57, вып. 2 и 3.

18. Грабовский М.А., Пушков А.Н. К вопросу о возникновении остаточной намагниченности обратной полярности в горных породах.- Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1954, № 4.

19. Звегинцев А.Г., Власов А.Я., Шемяков И.Ф., Мещерский Н.С. - Однонаправленное магнитное взаимодействие в системе Fe₃O₄ - α Fe₂O₃ - Физика Земли, 1969, № 3.

20. Коссовская А.Г., Логвиненко Н.В., Шутов В.Д. Стадии формирования и изменения терригенных пород.- Докл. АН СССР, 1957, т. II6, № 2.
21. Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород.- Изд-во "Наука", Л., 1968.
22. Минибаев Р.А., Колесников А.В., Петрова Г.Н. Самообращение термоостаточной намагниченности в природном гемсильме - ните с Камчатского полуострова.- Физика Земли, 1965, № 4,
23. Минибаев Р.А., Мясников В.С., Петрова Г.Н. Об одном случае самообращения остаточной намагниченности.- Физика Земли, 1966, № 8.
24. Нагата Т., Уеда С. Взаимодействие двух компонентов в ферромагнитных материалах и самообращение термоостаточного намагничивания.- Сб. статей "Палеомагнетизм", ИЛ, 1962.
25. Нагата Т. Магнетизм горных пород.- Изд-во "Мир", 1965.
26. Петрова Г.Н. Различные лабораторные методы определения магнитной стабильности горных пород.- Изв. АН СССР, сер. геофизич., 1961, -№ II.
27. Рухин Л.Б. Основы литологии.- Изд. 2-ое, Гостоптехиздат, Л., 1962.
28. Страхов Н.М. и др. Образование осадков в современных водоемах.- Изд-во АН СССР, М., 1954.
29. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза.- Т. I и 2, Изд-во АН СССР, М., 1960 и 1962.
30. Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм. Изд-во "Недра" Л., 1967.
31. Храмов А.Н. Ориентационная намагниченность тонкодисперсных осадков.- Физика Земли, 1968, № I.
32. Шапиро В.А., Иванов Н.А. Параметры стабильности димамической намагниченности в сравнении с другими видами остаточной намагниченности.- Физика Земли, 1966, № 6.
33. Шмелева А.Н. - К методике изучения происхождения естественной остаточной намагниченности осадочных пород.- Тр. ВНИГРИ, вып. 204, - Палеомагнитные стратиграфические исследования. Гостоптехиздат, Л., 1963.
34. Шолпо Л.Е., Яновский Б.М. Исследование остаточной намагниченности горных пород.- Изд-во Лен. гос. Ун-та, Л., 1968.

35. Briden J.C. Ancient secondary magnetizations in rocks.- J. Geoph. Res. 1965, vol. 70, N 20.
36. Collinson D.W. Origin of remanent magnetization and initial susceptibility of certain red sanstones.- Geoph. J. Soc. 1966, 11, N 5.
37. Gorter E.W., and Schulkes J.A. Reversal of spontaneous magnetisation as a function of temperature in Li Fe Cr spinels. - Rhys. Rev., 1953, 90.
38. Gorter E.W. Chemistry and magnetic properties of ferromagnetic oxides like those occurring in nature.- Advances in Physics, 1957, 6, N 23.
39. Graham J.W. Note on the significance of inverse magnetization of rocks.- J. Geoph. Res., 1952, vol. 57, N 4.
40. Griffiths D.H., King R.F., Wright A.E. Some field and laboratory studies of the depositional remanence of recent sediments.- Advances in Physics , 1957, 6, N 23.
41. Haigh G. The process of magnetization by chemical change. Phil. Mag., 1958, 3, N 27.
42. Irving E., Major A. Post - depositional detrital remanent magnetization in a sintetic sediment.- Sedimentology, 1964, 3.
43. Irving E. and Opdyke N.D. The palaeomagnetism of the Blomsgurg red beds and its possible application to the tektonic history of the Appalachians.- Geoph. J., 1965, 9.
44. Johnson E.A., Murhy T., Torreson O.W. Prehistory of the eart's magnetic field.- Terrestr. magnetism atmosph. electr., 1948, 53.
45. Kawai S., Kume S., Sasajama S. Magnetism of rock and solid phase transformation in ferromagnetic minerals.- Proc. Japan Acad., 1954, 30, N 7, 9.
46. Kirsten L., Vollstädt H., Frolich F. Application of the neutron diffraction method to decide self reversal and other petrological problems.- Zeitschrift für Geophysic, 1967, Ig 33, N 3.
47. Kobajashi K. Chemical remanent magnetization of ferromagnetic minerals and its application to rock magnetism.- J. Geomagn. and Geoelectr. 1959, 10, N 3, p. 99-117.

48. Kume S. Effect of uni-directional pressure on Chemical remanent magnetization of α - haematite.- Geoph. J. 1965, 10, N 1.
49. Meiklejohn W.H., Carter R.E. Exchange anisotropy in rock magnetism.- J. Appl. Rhys. 1959, 30, N 12.
50. Nagata T. Self-reversal of thermoremanent magnetization of igneous rock.- J. Geomagn. and Geoelectr. 1953, 5, N 4.
51. Nagata T. Notes on detrital remanent magnetization of sediments.- J. Geomagn. and Geoelectr. 1962, 14, N 2.
52. Neel L. Some theoretical aspects of rock magnetism.- Advances in Physics, 1955, 4, N 14.
53. Nozharov P.B. Comments on the influence of fluid motion upon the magnetic Orientation of sediments.- Pure and Appl. Geophys. 1968. vol. 70.
54. Nozharov P.B. On the theory of depositional magnetization in sediments. Pure and Appl. Geophys. 1966. vol.64,N 2.
55. Schult A. Über die Umkehr der remanenten Magnetisierung von Titanomagnetiten in Basalten.- Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, 1965, 11.
56. Uyeda S. Thermo-remanent magnetism as a medium of palaeomagnetism with special reference to reverse thermo-remanent magnetism.- Japanese J. Geoph. 1958, 2, N 1.
57. Verhogen J. Ionic ordering and self-reversal of magnetization in impure magnetites. J. Geoph. Res. 1956. vol, 61, N 2.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И СТРАТИГРАФИЯ
ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ТОЛЩ ПРИОБСКОГО ПЛАТО

Рекогносцировочные палеомагнитные исследования плиоцен-плейстоценовых толщ Приобского плато /21/ показали, что эти отложения весьма перспективны для палеомагнитных исследований. Векторы естественной остаточной намагниченности пород сохранили направление первичной намагниченности. В толщах установлено чередование прямо и обратно намагниченных зон, обусловленных инверсиями геомагнитного поля. Значительная по мощности нижняя часть изученных разрезов сложена осадками, возникшими в эпоху обратной полярности геомагнитного поля. Толща, содержащая в разрезе Приобского плато остатки млекопитающих казарского типа (среднечетвертичного), формировалась после последней инверсии геомагнитного поля (0,7 млн. лет). Первые результаты палеомагнитных исследований свидетельствуют о более древнем возрасте выделенных в этом районе свит, чем это представлялось ранее.

С целью подробного изучения истории магнитного поля Земли в плиоцен-плейстоценовое время и для проверки и уточнения стратиграфических выводов в /20, 21 /, на обнажениях Приобского степного плато были предприняты детальные палеомагнитные исследования, проводившиеся совместно с биостратиграфическими и геологическими исследованиями^{х)}.

К настоящему времени на основании этих исследований составлен спранный палеомагнитный разрез плиоцен-плейстоценовых отложений Приобья, подробно изучена плиоцен-плейстоценовая история геомагнитного поля, получен богатый материал, освещающий ряд важнейших вопросов стратиграфии района работ.

х) Полевые работы проводились совместно с лабораторией гео-морфологии и неотектоники ИГиГ СО АН СССР.

В данной работе описаны результаты палеомагнитных исследований на разрезах у сел Гоньба и Елунино.

1. Геологические объекты исследований

Обнажения у сел Гоньба и Елунино расположены на левом берегу р. Оби в 10 и 50 км соответственно к западу-северо-западу от г. Барнаула ($\lambda = 83,5^{\circ}$ в.д., $\varphi = 53,5^{\circ}$ с.ш.). Мощность естественных обнажений у сел Гоньба и Елунино до 70 и 110 м от уреза воды. В обнажениях вскрыты в максимальных мощностях и типичных фациях калманская и телеутская свиты, а также володарская, описанные А.Н. Зудиным / II, 2I /. Ранее выделяемая краснодубровская свита / I, Iб / включает калманскую и телеутскую свиты. Володарская свита соответствует верхам кочковской свиты.

Сверху вниз в разрезах представлены:

а) калманская свита - наиболее молодая, сложенная монотонными лессовидными суглинками и супесями с редкими погребенными почвами. Суглинки легкие и средние, буровато-серые, в основной массе неслоистые, карбонатные, по горизонтальным плиткам обожженные пятнами. Суглинки макропористы, обладают столбчатой отдельностью. Неслоистые суглинки перемежаются местами со слоистыми легкими суглинками, мелкозернистыми песками. Границы при этом практически неразличимы. Слоистость на отдельных участках горизонтальная ленточная, реже с мелкими волнисто-косыми сариями. Толща затронута почвообразовательными процессами, но хорошо развитые, сильно гумусированные и дифференцированные на генетические горизонты почвы редки. В средней части свиты (разрез у сел Гоньба и Харьков) на расстоянии до 30 км вдоль р. Оби прослеживается двоякая почва, которая принята за границу между нижней и верхней подсвитами калманской свиты. Остальные почвы часто теряются уже на небольших расстояниях, упираясь во врезы, неразличимые из-за однообразия литологии толщи. Мощность свиты у с. Гоньба - 33,0 м, у с. Елунино - 55,0 м.

б) Телеутская свита - толща перемежающихся песков, суглинков и погребенных почв. Телеутская свита с размывом перекрывает суглинки володарской свиты. Пески мелко и среднезернистые с небольшой примесью глинистого материала имеют светло-серую и бе -

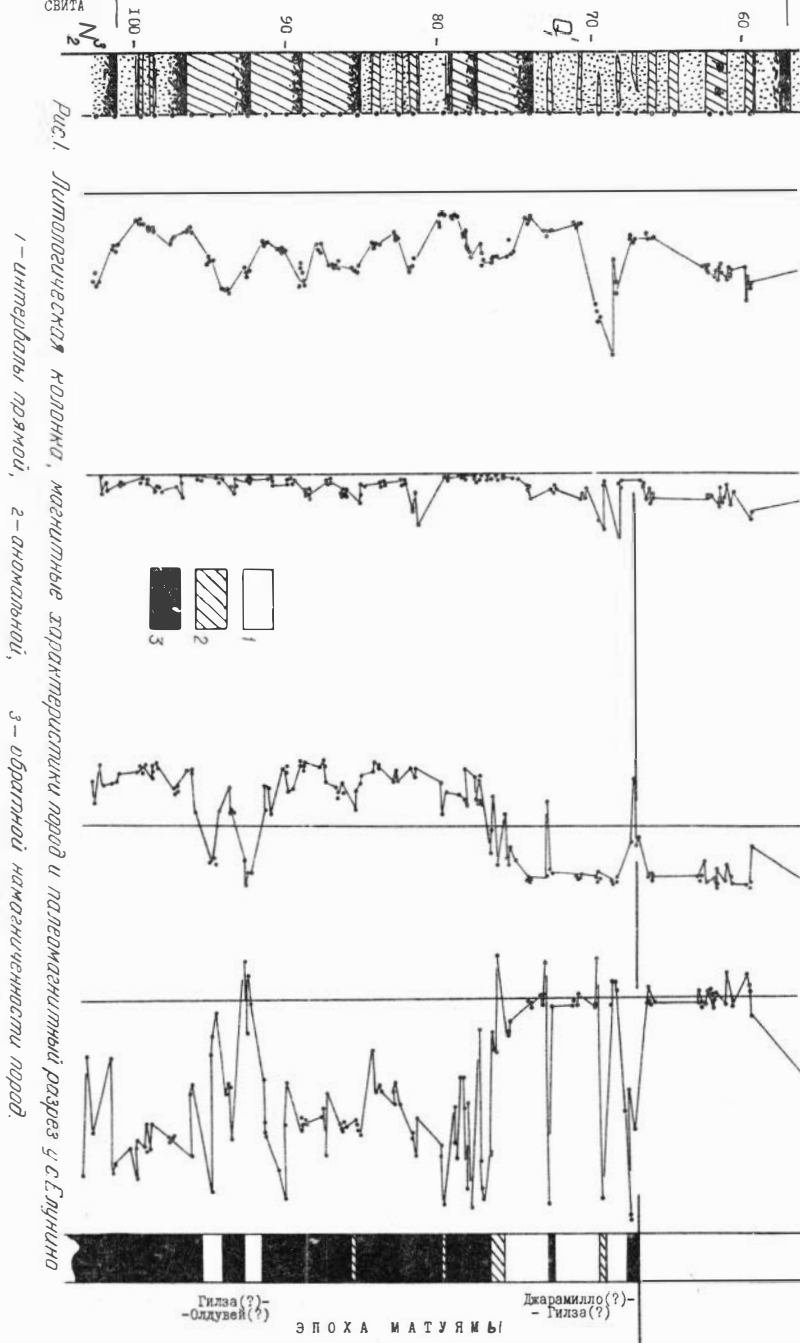
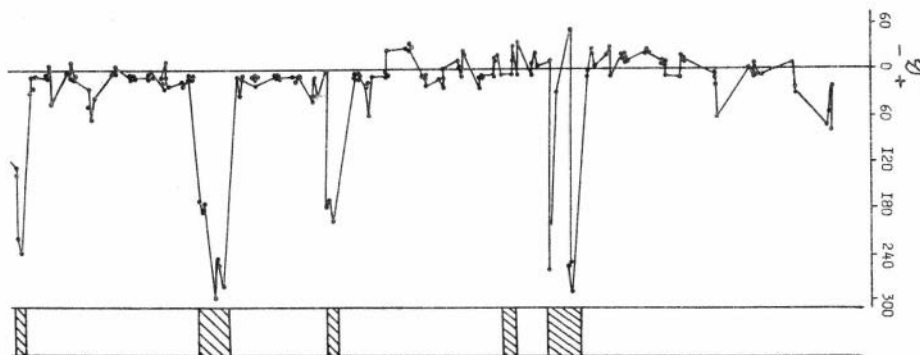
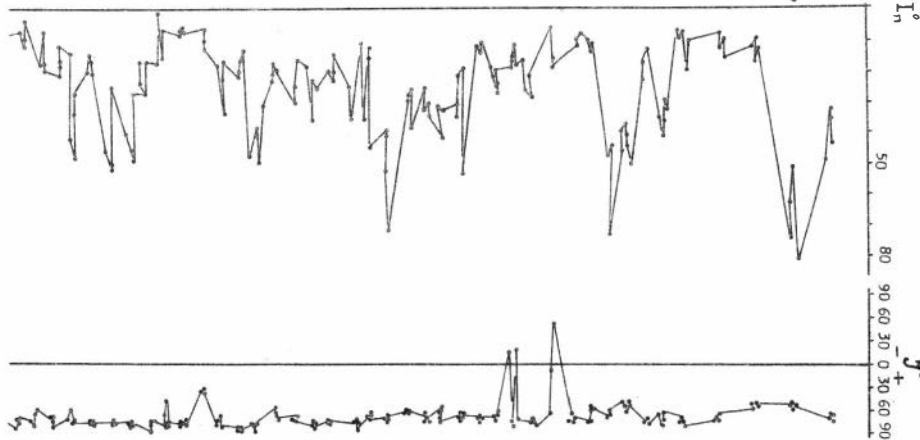
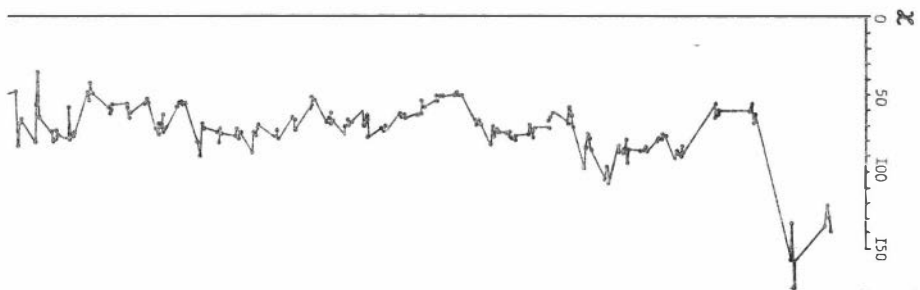
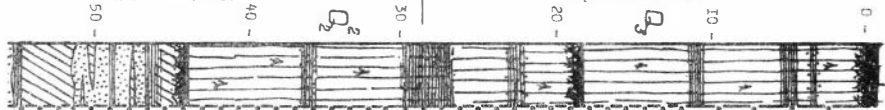


Рис. 1. Литологическая колонка, магнитные характеристические кривые и палеомагнитный разрез у с. Лукино

КАЛМАНСКАЯ СВИТА

нижняя подсвита

верхняя подсвита



ЭПОХА БРЕНЕСА

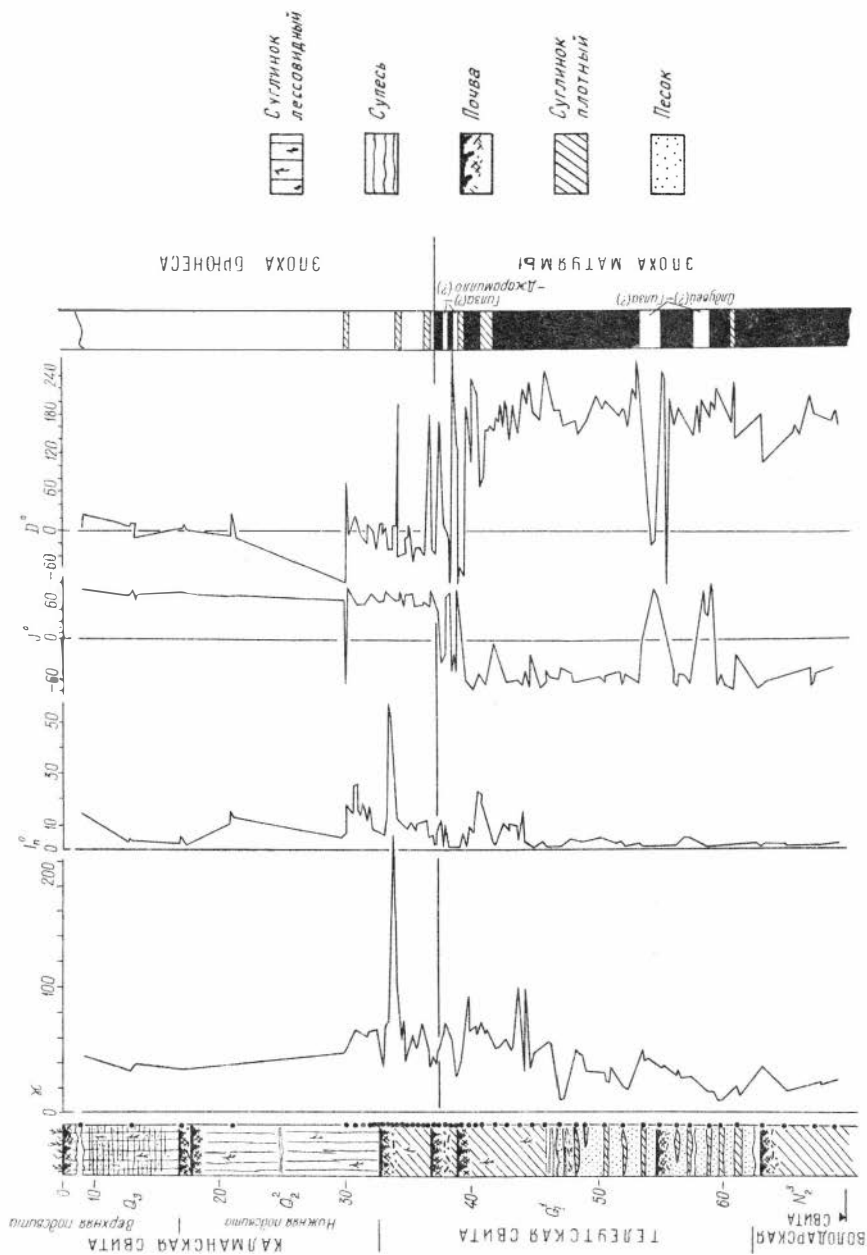


Рис. 2 Литологическая колонка, магнитные характеристики пород и палеомагнитный разрез у с. Гоньба

лую окраску. Пески местами сильно ожелезнены, омарганцованы и карбонатизированы по слоистости. Слоистость горизонтальная, крупная косая и клиновидная. Пески повсеместно содержат различной мощности линзы и прослои зеленоватого легкого суглинка с многочисленными раковинами моллюсков, редким растительным детритом. Суглинки образуют крупные пачки, расположенные у с. Гоньба в кровле, а у с. Елунино в нижней части свиты. Суглинки средние и тяжелые буровато- и зеленовато-темно-серые, плотные, неслоистые, карбонатные, обохренные. Довольно часты погребенные почвы, которые интенсивно гумусированы и четко дифференцированы на генетические горизонты. В составе свиты различимы визуально несколько типов почв. 1) Почвы с гумусовым слоем, мощностью до 1,0 м. Почву и подстилающую материнскую породу (суглинок) пронизывают многочисленные кротовины различных диаметров и форм. Эти почвы условно классифицируют как черноземные. 2) Почвы сильно гумусированные с однородным иллювиальным карбонатным горизонтом с четкой ровной нижней границей гумусового слоя. Почвы развиты на суглинках и песках. Они относятся к луговым пойменным почвам. 3) Почвы со слоистым аллахтонным гумусовым слоем с охристо-карбонатным иллювием развиты на песках и условно классифицированы аллювиально-дерновыми. Мощность свиты у с. Гоньба - 30 м., у с. Елунино - 46,0 м.

в) Наиболее древняя - володарская свита представлена тяжелыми суглинками с частыми погребенными почвами, главным образом, черноземного типа. Суглинки плотные темно-буровато и сизовато-серые, в основном неслоистые, содержат следы мелкой растительности, остатки грызунов, наземных моллюсков, остатки крупных млекопитающих. У с. Елунино к володарской свите условно отнесены плотные глинистые пески с погребенными почвами черноземного типа. Мощность свиты у с. Гоньба - 7 м, у с. Елунино - 9 м.

Число, порядок и мощность отдельных слоев вышеописанных свит наглядно видны на литологических колонках (см. рис. 1 и 2).

Палеонтологический материал из обнажений у сел Гоньба и Елунино скуден. В целом на Приобском плато анализ распределения ископаемых остатков млекопитающих по систематической принадлежности и возрасту на основании заключений В.И. Громова, Э.А. Вангенгейм, В.С. Жажигина, И.Г. Пидопличко и др. привел к выводу, что володарской свите соответствует зона таманско-хапровских

(?), телеутской - тираспольских, а калманской - хазарских и верхнепалеолитических млекопитающих / 2I, I3, I7, 24 /. Остатки млекопитающих таманского, тираспольского и хазарского комплексов фауны последовательно сменяются в разрезах, что указывает на отсутствие перерывов в осадкообразовании объемом какого-либо из этапов развития млекопитающих фауны позднего плицена и четвертичного периода.

2. Полевые палеомагнитные работы

Для палеомагнитных исследований из разрезов у сел Гоньба и Елунино была собрана большая коллекция ориентированных образцов - 54I образец. В разрезе у с. Гоньба ориентированные штуфы отобраны из 50 точек, изготовлено 210 образцов, в разрезе с. Елунино - из 75 точек, 33I образец (см. рис. I и 2).

В коллекции представлены все литологические разности обнаженных в разрезах толщ: лессовидные суглинки и супеси, суглинки тяжелые плотные неслоистые, глинистые прослои в песчаных пачках, погребенные почвы, глинистые пески. Большая часть коллекции представлена образцами из суглинистых разностей и погребенных почв. При выборе места отбора образцов обращалось внимание на доступность, наименьшую выветрелость пород, на сохранность первичного залегания пластов, отсутствие оползней и смещения блоков. Опробование было выполнено по расчисткам средней глубиной до 1,5 м. С учетом снегового покрова и весенних обвалов расчистки вскрывали породы, не подвергавшиеся сезонному промерзанию. Из этих же расчисток проводился отбор образцов для спорово-пыльцевого анализа, для анализов по изучению состава ферро-магнитной фракции пород и природы I_n . Внешне породы не несли существенных следов постседиментационных окислительно-восстановительных процессов. Из каждой точки отбора брался один большой монолит с горизонтальной (по уровню) верхней площадкой (первичная плоскость напластования всех изученных слоев в разрезах горизонтальная). Монолиты ориентировались компасом по магнитному меридиану. В полевых условиях на месте отбора из свежего монолита ножом вырезались образцы - кубики с гранью 24 мм и проклеивались клеем БФ-2. Из монолита изготовлялось от 4 до 10 образцов в основном по вертикали штуфа, так что каждый образец ха-

рактизовал различные точки во времени. Для сопоставления изготовлялись дублирующие образцы по простиранию, в плоскости штуфа.

Разрез у с. Елунино, один из наиболее мощных для Приобско-го плато, опробован равномерно сверху вниз, в основном с шагом между штуфами в 0,5-1,0 м. Разрез у с. Гоньба в интервале, где по предварительным данным имеет место последняя прямая палеомагнитная зона, опробован единичными штуфами, подробное равномерное опробование выполнено в нижележащей обратной палеомагнитной зоне, практически сплошное опробование применено для интервала пограничного между зонами.

3. Магнитные свойства пород

Измерения естественной остаточной намагниченности (I_n) пород проводились на приборе ИОН-1, магнитной восприимчивости (χ) - на ИМВ-2. Так как изучаемые образцы имели размеры 24x24x24 мм, а не 40x60 мм, как требует инструкция прибора ИМВ-2, в измеренные значения восприимчивости ($\chi_{изм.}$) вносилась поправка за объем. Поправка определялась из графика пересчета величины $\chi_{изм.}$ к истинным значениям $\chi_{ист.}$ эталонных образцов -кубиков с ребром 24 мм.

Породы изученных разрезов в целом характеризуются относительно слабыми магнитными свойствами и чрезвычайной неоднородностью по разрезу. Магнитная восприимчивость (χ) пород меняется в довольно широких пределах от 15 до 176×10^{-6} СГС (Елунино) и от 9,0 до 208×10^{-6} СГС (Гоньба); величина естественной остаточной намагниченности (I_n) - от 0,4 до 120×10^{-6} СГС (Елунино), от 0,2 до 118×10^{-6} СГС (Гоньба), фактор $Q = \frac{I_n}{\chi H}$, где I_n - первичные измерения естественной остаточной намагниченности, а H - принято за 0,5 эрстед, изменяется от 0,04 до 3,05 (Елунино), от 0,02 до 2,1 (Гоньба). Магнитные свойства обоих разрезов в общем одинаковы, несколько выше пределы изменения параметров (χ , Q) в разрезе у с. Елунино. Наибольшие значения магнитных параметров имеет калманская свита, наименьшие - володарская.

Анализ изменения величин $|I_n|$ и χ по разрезам (рис. 1 и 2) показывает, что флуктуации этих величин не связаны с литологией. Достаточно заметить, что колебания $|I_n|$ и

α в визуально однородных интервалах разрезов нередко превышают амплитуду колебаний $|I_n|$ и α на границах этих интервалов.

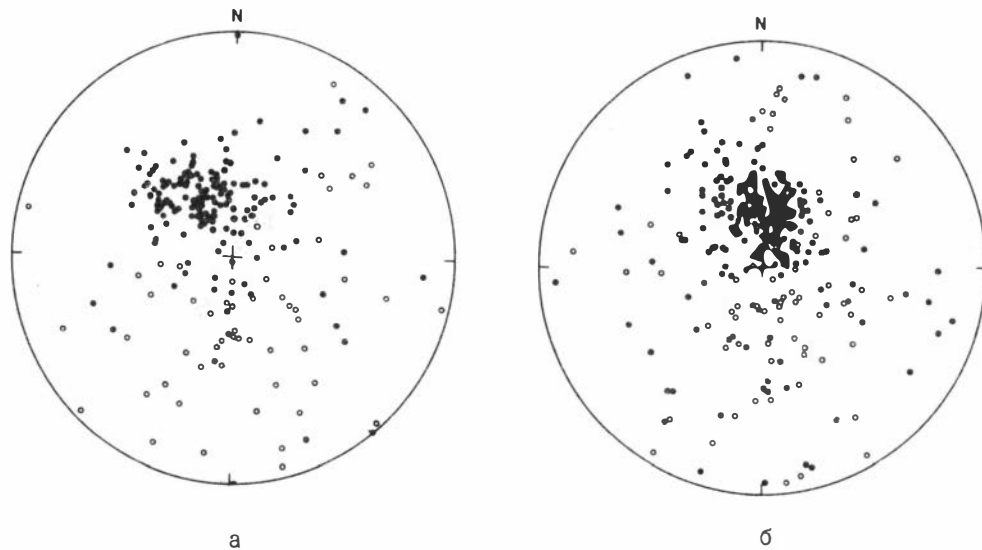
В целом для обоих разрезов характерно нарастание магнитных параметров и, в первую очередь $|I_n|$, снизу вверх по разрезу. Характер изменений скалярных магнитных параметров дает возможность расчленить оба разреза четко и однотипно на два участка (сверху вниз): область относительно высоких значений $|I_n|$ и α с резкими амплитудами их колебаний и с закономерным спадом этих величин по разрезу; область низких значений $|I_n|$ и α с небольшими амплитудами их колебаний. Граница этих участков несколько ниже границы между калманской и телеутской свитами — толщ различных по генезису.

Направления I_n по результатам первичных измерений дают большой разброс (рис. 3а,б). Но уже из стереограмм первичных измерений видно, что породы по I_n делятся на три группы: прямо намагниченные, кучно группирующиеся в 4-ой четверти (Гоньба) и в 1-ой и 4-ой четвертях (Елунино), обратно намагниченные, дающие разброс как по наклонению, так и по склонению во 2-ой и 3-ей четвертях, и промежуточные между первыми и вторыми. При этом очевидно, что разброс I_n по разрезам в целом в значительной мере обусловлен разбросом направлений I_n для нижней части разрезов с низкими величинами I_n и α . При рассмотрении распределений векторов I_n сверху вниз по разрезам, каждый разрез можно также расчленить на две зоны: с прямым направлением I_n и преимущественно обратным. Границы этих зон, хотя и близки к границам участков, выделенным по скалярным магнитным параметрам ($|I_n|$, α , Q), но с ними не совпадают.

Распределение направлений I_n , особенно в нижней части разрезов, где наряду с обратно намагниченными образцами значительная часть образцов обладает заниженными J и D , а часть и прямыми I_n , показывает, что исследованные породы метастабильны. О метастабильности пород говорит уже факт уменьшения величины I_n и Q с ростом возраста пород.

4. Оценка палеомагнитной стабильности изученных пород и выделение первичной остаточной намагниченности (I_n^0)

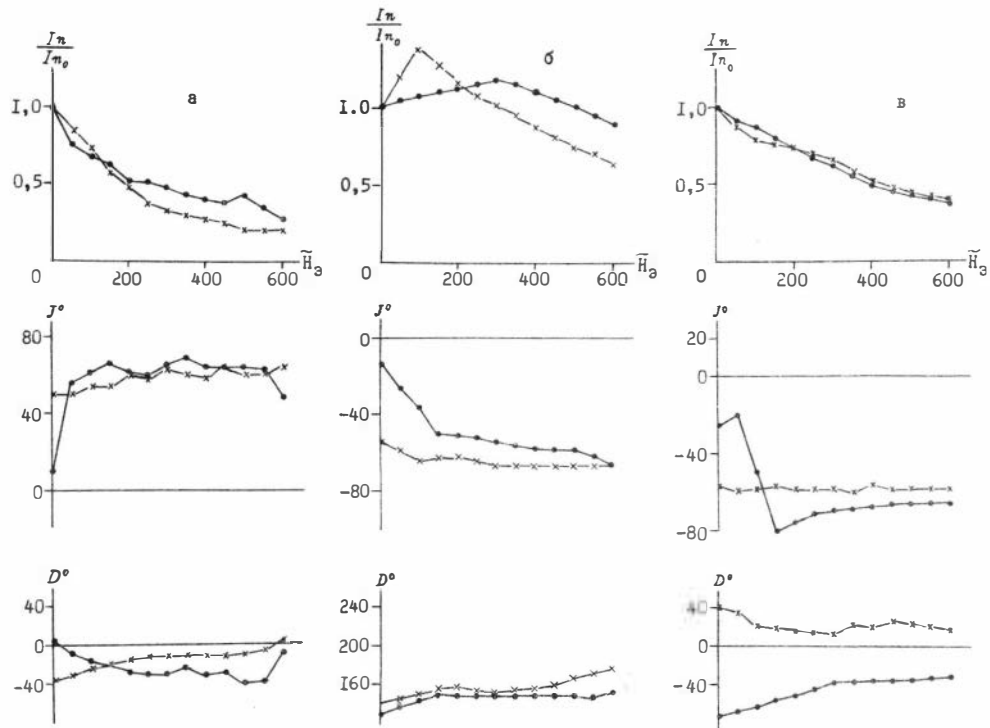
Оценка палеомагнитной стабильности пород с целью отбраков-



Р и с. 3. Общая картина распределения векторов I_n по первичным измерениям. а - I_n пород обнажения у с. Гоньба, б - то же у с. Елунино, • - проекция направлений I_n на нижнюю полусферу, о - проекция направлений I_n на верхнюю полусферу.

ки образцов, не сохранивших первичную намагниченность, была проведена лабораторно по отношению к постоянному и переменному магнитным полям и ко времени в геомагнитном поле. Эксперименты показали, что полностью палеомагнитно нестабильных пород среди изученных нет. Образцы, находящиеся в течение 200 суток *in situ* против лабораторного поля, изменяют направление вектора I_n , но не перемагничиваются по направлению поля. Величина вязкой намагниченности (I_v) составляет максимум треть I_n ($\max I_v = 0,38 I_n$). Величина разрушающего поля (H'_c), измеренная для образцов из различных интервалов разрезов, колеблется в пределах от 8 до 38 эрстед. Кривые размагничивания I_n в переменных магнитных полях у различных образцов имеют разный ход, однако, ясно видно, что образцы содержат минимум два компонента намагниченности: компонент I_n , быстро размагничивающийся в небольших полях, и стабильный компонент намагниченности I_n^o , сохраняющийся в породе до 700–1200 эрстед (рис. 4). Сравнение кривых $I_n(\tilde{H})$ и $I_{ri}(\tilde{H})$ показало, что кривые $I_n(\tilde{H})$ образцов из разных интервалов обоих разрезов идут выше кривых $I_{ri}(\tilde{H})$, начиная с полей 150–200 эрстед (рис. 5). В малых полях, где у естественной остаточной намагниченности снимается вязкий компонент намагниченности, кривая $I_n(\tilde{H})$ идет несколько ниже кривой $I_{ri}(\tilde{H})$. Обратно намагниченные образцы, размагниченные в 700 эрстед и получившие прямую идеальную намагниченность, после размагничивания в 600–650 эрстед, становятся вновь отрицательными. Лабораторные исследования подтвердили справедливость предположения о метастабильности изученных пород.

Для выделения из естественной остаточной намагниченности наиболее стабильного компонента намагниченности, были применены лабораторные методы магнитной чистки I_n пород: временная, температурная чистки и чистка переменными магнитными полями. У всех образцов коллекции из I_n пород был выделен вектор первичной остаточной намагниченности (I_n^o). В первую очередь, все образцы были подвергнуты временной магнитной чистке по методу А.Н. Храмова [28]. Образцы выдерживались две или более недели *in situ* по полю и до 200 суток против поля. Проведенные эксперименты дали частичную чистку I_n пород. После временной чистки распределение некоторых групп векторов I_n на стереограмме



Р и с. 4. Кривые размагничивания I_n в переменном магнитном поле.

а - прямо намагниченные образцы; б - обратно намагниченные образцы;

в - anomalно намагниченные образцы.

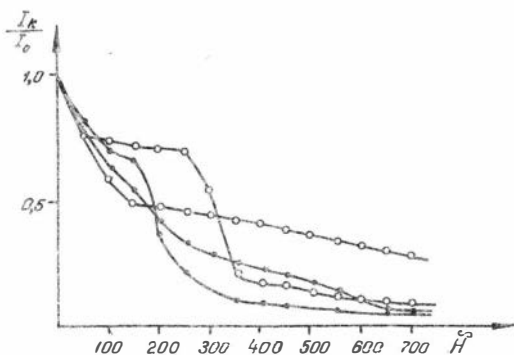


Рис. 5. Сравнение кривых намагничивания $I_r(H)$ и $I_{ri}(H)$.
 $\circ - I_r$ $\square - I_{ri}$

стало ближе к распределению Фишера. В основном, на нижних участках разрезов возросла кучность I_r , уменьшился угол доверия α_{95} , произошло перераспределение средних значений I_r в некоторых интервалах разрезов. Однако, полностью восстановить направление первичной намагниченности временной чисткой не удалось. Изучавшиеся породы — молодые, залегают горизонтально, вследствие чего направление перемагничивания параллельно или антипараллельно I_r^0 , поэтому неполная временная чистка не сказывается на направлении I_r .

Температурные исследования I_r образцов были проведены в немагнитной печи в скомпенсированном поле ($\pm 25 \gamma$). Образцы прогревались в течение одного часа при температуре 150–200°C. Выбор температурного предела был обусловлен имевшимися в нашем распоряжении сведениями об условиях формирования изучаемых пород. Наилучший эффект термочистка давала на образцах с небольшими значениями $|I_r|$ (от 0.7 до 7.0 $\times 10^{-6}$ ГСГ). В процессе термочистки $|I_r|$ образцов, намагниченных прямо, в основном уменьшалась, $|I_r|$ образцов, намагниченных косвенно — чаще возрастала. Контрольные измерения магнитной восприимчивости до и после нагревов показали, что состав пород после термочистки не изменялся. Эффект термочистки для многих образцов оказался сравнимым с эффектом временной чистки или с воздействием переменных полей в 50–75 эрстед.

Термочистка применялась также в комбинации с размагничиванием переменными полями. Существенно не отражаясь на направлении I_n до размагничивания, термочистка, примененная после переменных магнитных полей, нередко способствовала завершению тенденции к изменению направления намагниченности, намечавшейся при размагничивании I_n переменным магнитным полем. Ряд значений намагниченности, принятых за первичную, получен после такой комбинированной чистки, обеспечившей наилучшую кучность в некоторых интервалах разрезов.

Наиболее эффективным методом чистки для данной коллекции пород оказался метод переменных магнитных полей. Размагничивание было осуществлено на установке типа "ИГиГ". Образцы вращались в скомпенсированном ($\pm 25\gamma$) поле вокруг двух взаимно перпендикулярных осей со скоростью 56 об/мин. Переменные поля от 12 до 1200 эрстед создавались соленоидом, последовательно соединенным с конденсаторами, образующими настроенный в резонанс контур. Плавное наведение и снятие переменного поля обеспечивалось движением соленоида относительно образца (максимальное удаление 180 см), постепенным введением и выводением трансформатором переменного тока нужной величины в цепь соленоида. Длительность воздействия переменного магнитного поля на образец (обычно 30 сек., иногда 60–90 сек.) и последовательность операций при размагничивании обеспечивалась автоматически регулирующим устройством.

Чистке \tilde{H} были подвергнуты все образцы коллекции. Для большей части обратно намагниченных образцов и образцов с промежуточным направлением I_n , а также для образцов с характерным прямым направлением I_n для определенного интервала разреза были сняты полные кривые размагничивания $I_n(\tilde{H})$ через 50 эрстед до 700, а иногда до 1200 эрстед. Результаты размагничивания I_n переменными магнитными полями для каждого образца сводились в три графика $|I_n| = f(\tilde{H})$, $J = f(\tilde{H})$, $D = f(\tilde{H})$, которые рассматривались в совокупности (см. рис. 4) для определения поля чистки. Поле, при котором изменение направления I_n прекращалось, принималось за \tilde{H} чистки. Остальные образцы коллекции размагничивались установленным из графиков \tilde{H} чистки.

По характеру кривых размагничивания исследованные образцы можно подразделить на несколько групп. Образцы этих групп бес-

порядочно перемежаются в изученных разрезах. Образцов, не меняющих направление намагниченности в процессе всего цикла размагничивания, то-есть имеющих только первичную остаточную намагниченность, очень мало. Подавляющее большинство изученных образцов обладает вторичными компонентами намагниченности. Характерной особенностью большинства кривых $|I_n| = f(\vec{H})$ является резкий, часто глубокий спад или подъем, отмечающий быстрое размагничивание или подмагничивание в слабых полях (от 25 до 150э) наименее стабильной (вязкой) составляющей I_n . У образцов из низов разрезов отношение $\frac{I_n}{I_{n150э}}$ достигает 0,25. Этот начальный этап процесса размагничивания сопровождается максимальными изменениями направления I_n , которые иногда здесь и заканчиваются. Резкий спад кривых $|I_n| = f(\vec{H})$ фиксируется не только в образцах с прямым I_n , он отмечен не реже, чем подъем кривой $|I_n| = f(\vec{H})$ и у образцов с обратным I_n . У данной группы образцов изменения направления I_n в малых полях незначительны, они завершаются лишь на последующем этапе размагничивания, когда за спадом неизбежно следует подъем кривой $|I_n| = f(\vec{H})$. Поведение I_n на описываемом этапе размагничивания интерпретируется как снятие вязкого компонента намагниченности, возникшего после последней инверсии геомагнитного поля, у обратно намагниченных образцов со спадающей сначала кривой $|I_n| = f(\vec{H})$ - снятие двух антипараллельных вязких составляющих, возникших соответственно в процессе временной магнитной чистки или за счет геомагнитного поля до последней инверсии и после неё.

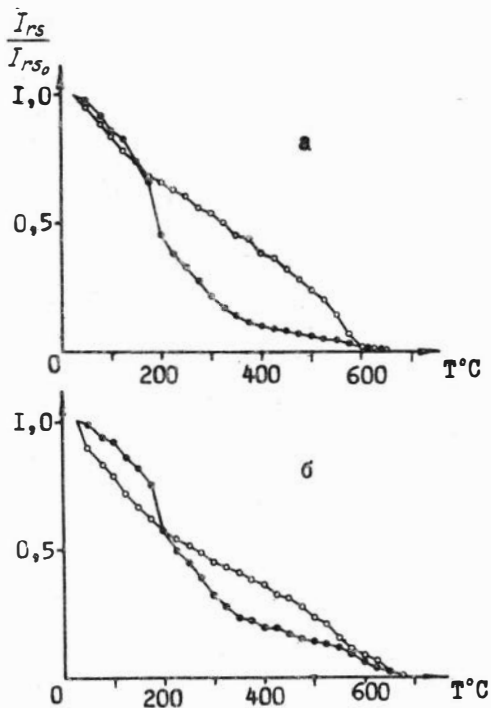
У большей части пород процесс чистки от вязкой намагниченности заканчивается в полях 200-300 эрстед. Небольшая группа образцов из низов разрезов, теряя более половины I_n в полях до 150, при 500-700 э. остается ещё "неочищенной" от I_v . Для образцов данной группы часто оказывалась эффективной термочистка в комбинации с размагничиванием переменным полем.

После лабораторных исследований для всей коллекции образцов были получены вектора I_n^o , которые приняты за первичную остаточную намагниченность, возникшую в породе во время её образования.

С целью изучения природы I_n исследованных пород применен комплекс существующих методов / 8 /. Анализ литологических, палеонтологических и петрографических данных / 24, 10 / приводит

к выводу, что калманская свита, сложенная мелкозернистым материалом, отлагалась в субаэральных и субаквальных условиях огромного пролювиально-делювиального шлейфа, спадавшего в Кулунду с Алтая и Салаира. Это была эпоха относительно суровых климатических и ландшафтных условий, где обитали животные холодостойкого (мамонтового) комплекса. Телеутская свита — толща аллювиального генезиса, в её составе русловые, старичные, пойменные и озерно-болотные фации, сформировавшиеся в пределах хорошо разработанной речной долины, в условиях (судя по остаткам животных и растительности) относительно теплого мягкого климата. Володарская свита сложена мелкоземом субаэрального и субаквального генезиса, образовавшимися в условиях южной, местами заболоченной степи. Исходя из генезиса толщ, можно сделать вывод /8/, что первичная остаточная намагничённость изученных пород имеет детритовую природу и обусловлена статистическим выравниванием ферромагнитных частиц по направлению воздействовавшего магнитного поля в процессе их осаждения.

Лабораторные исследования природы I_n и изучение состава ферромагнитной фракции пород, проведенные совместно с Э.Н. Гнибиденко, подтверждают этот вывод. Минералогические, рентгеноструктурные, химические, термические и магнитные исследования показали, что преобладающим ферромагнитным минералом в породах рассматриваемых разрезов является магнетит с различной степенью мартитизации, другими ферромагнитными минералами — титаномagnetит, гематит, ильменит, гемоильменит и единичные образования гидроокислов железа. Состав ферромагнитной фракции, определенный термомагнитным методом на естественных образцах, намагниченных до насыщения, оказался аналогичным (рис. 6). Наличие жесткого компонента намагничённости подтверждают кривые нормального намагничивания насыщения. В полях 5000 э. насыщение намагничённости не наступает. Различия состава ферромагнитных минералов у прямо и обратно намагниченных образцов не обнаружено. Терригенная природа ферромагнитных минералов, за исключением гематита, не вызывает сомнений. Об этом свидетельствует форма зерен, их состав, строение. Полученный в результате опытов по искусственному переосаждению коэффициент переосаждения меньше единицы ($P < 1$), что характерно для первичной ориентационной намагничённости. Э.Н. Гнибиденко показано, что в изученных обратно намаг-



Р и с. 6. Кривые терморазмагничивания I_{rs} ,
 а - прямо намагниченного образца, б - обратно намагни-
 ченного образца, • - первичная кривая $I_{rs} = f(T)$,
 ◦ - повторная кривая $I_{rs} = f(T)$.

ниченных образцах процессы самообращения невозможны. Подробно вопросы о происхождении естественной остаточной намагниченности рассмотрены в специальной работе [23].

Проведенные исследования установили, что I_n^o пород обусловлена геомагнитным полем времени образования пород. Полученный палеомагнитный разрез можно с полным основанием считать "запись" истории геомагнитного поля за соответствующий отрезок времени.

5. Результаты палеомагнитных исследований

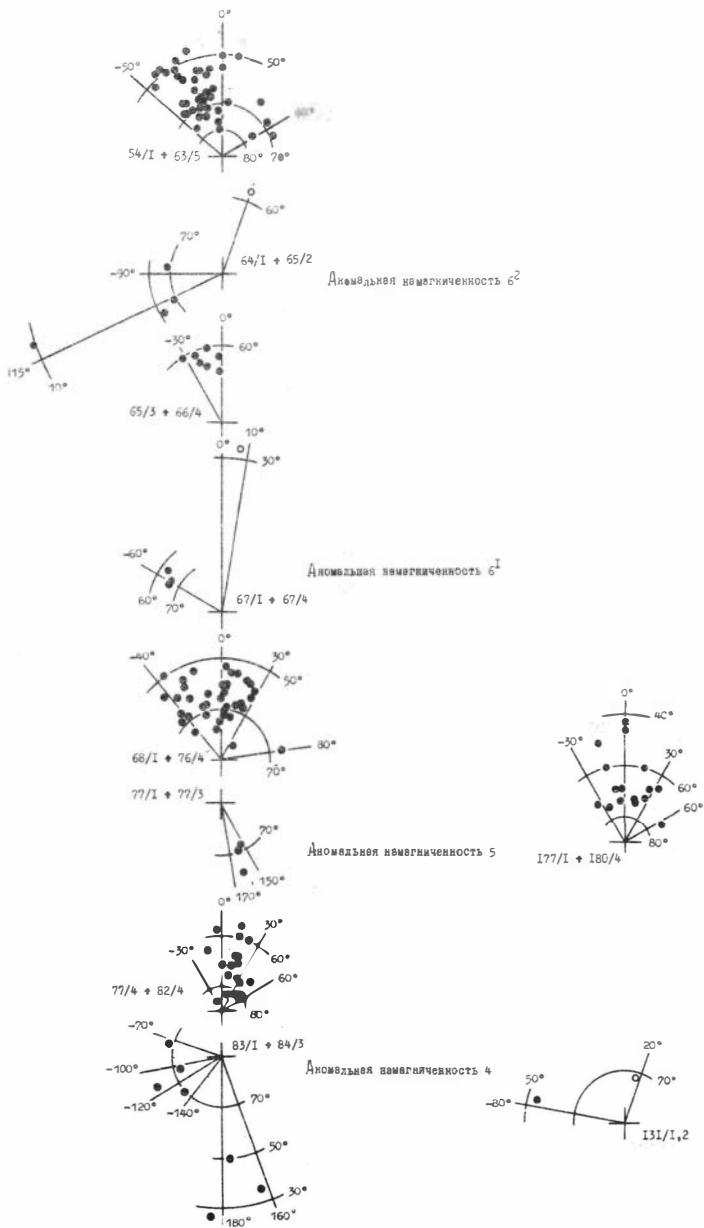
В результате комплекса лабораторных палеомагнитных исследований расчленение разрезов по скалярным магнитным параметрам и направлению естественной остаточной намагниченности существенно уточнено и детализировано (рис. 1, 2, 7, 8).

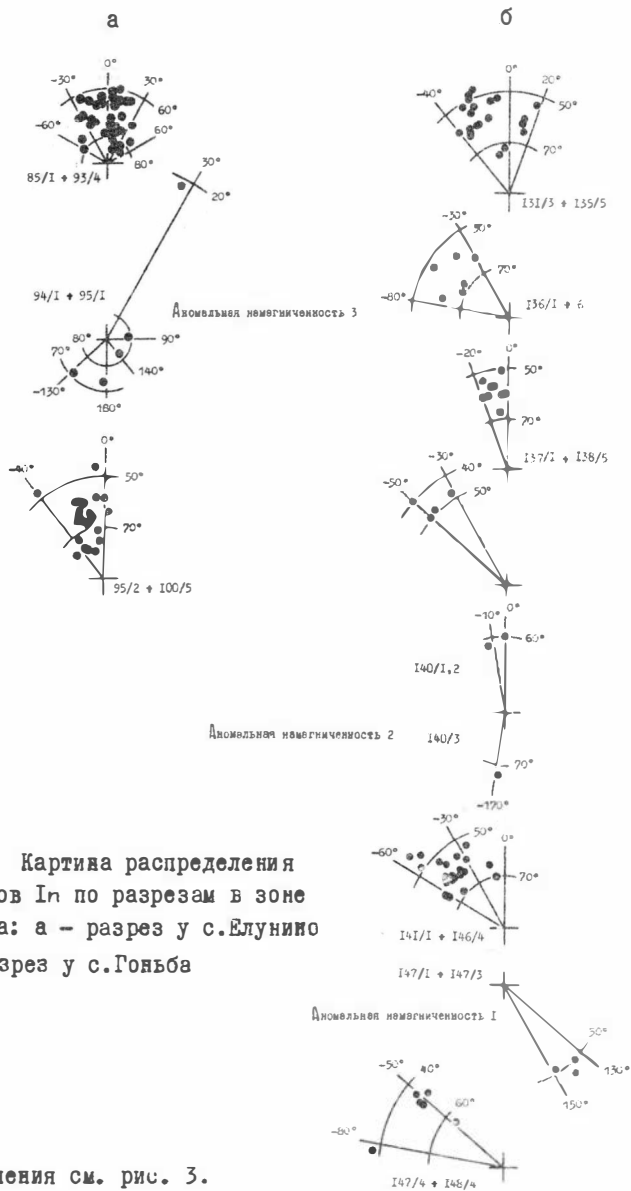
По направлению I_n^o породы четко подразделены на три класса: 1) с прямым I_n^o (близким к направлению современного геомагнитного поля); 2) с обратным I_n^o (практически протизополжным направлением современного геомагнитного поля); 3) с аномальным направлением I_n^o (существенно отличающимся по склонению или по накоплению от первых двух). Эти три типа пород образуют слои, занимающие вполне определенное идентичное положение в обоих изученных разрезах, закономерно чередуясь друг с другом. Идентичность сочетаний этих трех типов пород, мощностей и последовательность расположения в разрезах, характера "аномальности" отдельных интервалов очевидны из рассмотрения стереограмм (рис. 7, 8)^{xx)} и палеомагнитных разрезов (рис. 1, 2)^{x)}.

Породы с преимущественно прямым I_n^o образуют в верхней половине изученных разрезов прямую палеомагнитную зону. В том и другом разрезах прямая зона охватывает калманскую свиту и самые верхи телеутской свиты. Граница прямо намагниченных пород с их подстилающими обратно намагниченными породами проходит в разрезе у с. Гоньба в интервале однородного неслоистого суглинка. На границе между прямо и обратно намагниченными породами в одном образце фиксируется промежуточное направление I_n^o . В разрезе у с. Едунино эта граница менее четкая. Она проходит в слое песка, где опробование было менее детально, чем в разрезе у с. Гоньба.

Прямая палеомагнитная зона расчленяется на ряд интервалов узкими горизонтами с "аномальным" направлением I_n^o . Отклонения направления I_n^o от современного поля значительны или по скло-

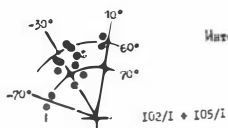
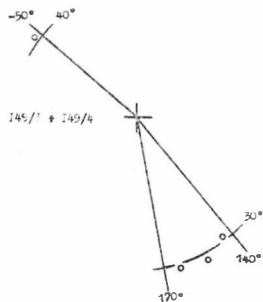
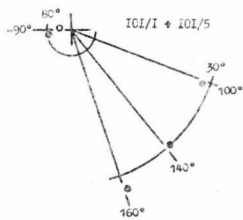
xx) На стереограммах рис. 7, 8 по аномальным участкам и "событиям" (*event*) приведены распределения векторов I_n^o , в других интервалах разрезов I_n^o - "вычищены" не полностью. На рис. 1 и 2 все значения D^o и J^o соответствуют направлениям I_n^o .



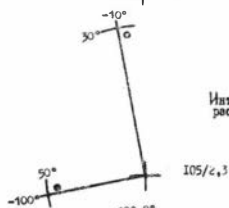
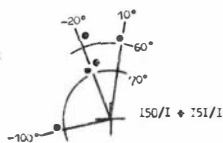


Фиг.7. Картина распределения векторов I_n по разрезам в зоне Брønнеса: а – разрез у с.Елуннио б – разрез у с.Гояльба

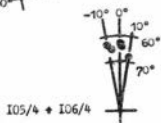
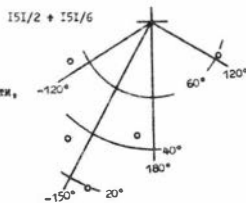
Обозначения см. рис. 3.



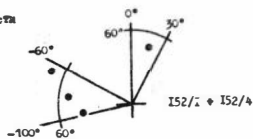
Интервал прямой взаимности

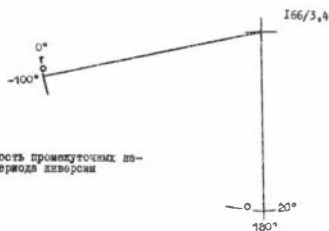
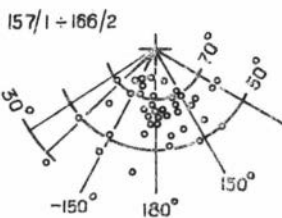
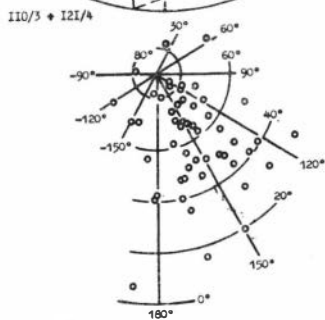
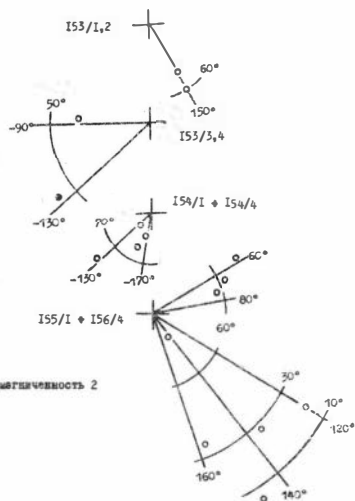


Интервал обратной взаимности, раздвоенный интервал



Интервал прямой взаимности





Нелинейность промежуточных направлений периода изворса

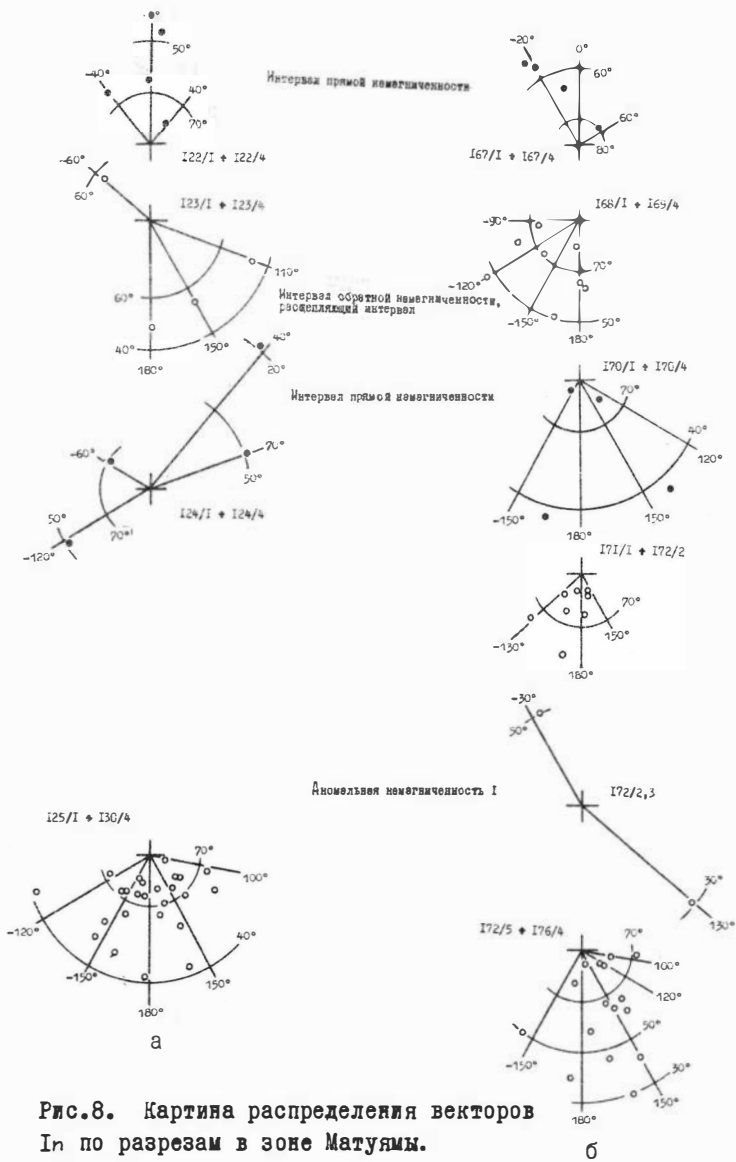


Рис.8. Картина распределения векторов I_n по разрезам в зоне Матуйамы. обозначения см. рис. 6 и 3.

нению при близком к современному наклонению, или по наклонению. Изменения вектора I_n^0 происходят не постепенно, а скачкообразно. Некоторое среднее направление I_n^0 выдерживается в интервале мощностью порядка 10 м, резко сменяясь узким "аномальным" интервалом, за которым следует интервал со значениями в среднем отличными от предыдущих (см. рис. 7, 8). В разрезе у с. Елудино таких интервалов шесть, у с. Гоньба не менее четырех. Средние направления I_n^0 соответствующих интервалов в обоих разрезах сопоставимы. Из рис. 1, 2 видно, что границы интервалов и "аномалий", их разделяющих, приходится, как правило, на литологически однородные участки разрезов, не выделяясь по величине магнитной восприимчивости. Величина первичной остаточной намагниченности после каждого аномального участка в разрезе у с. Елудино повышена. Спад I_n^0 наблюдается в самом аномальном интервале и далее в участках с обычным направлением I_n^0 .

Исходя из имеющихся палеомагнитных и радиометрических данных /31/ - рис. 9, нижнюю границу прямо намагниченной зоны в

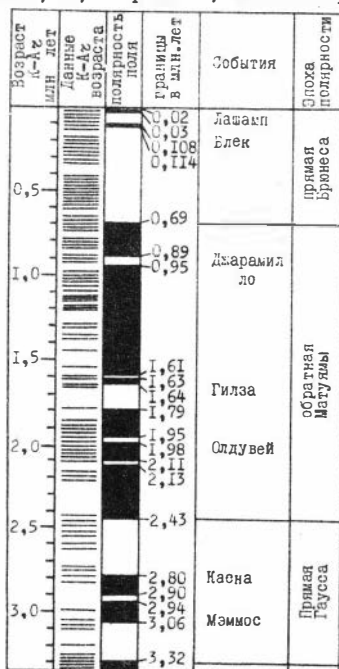


Рис. 9. Палеомагнитная шкала.

(по А. Коксу [31] с дополнением [39]).

изученных разрезах следует интерпретировать как рубеж инверсии геомагнитного поля Брунеса-Матуямы, датированной в 0,69 млн. лет, а прямую палеомагнитную зону сопоставить во времени с эпохой Брунеса. Наблюдаемые же аномальные особенности поведения направления I_n^0 по разрезу в зоне Брунеса, вероятно, следует считать отпечатком поведения геомагнитного поля в прошлом.

В начальный период эпохи Брунеса направление земного магнитного поля в изучаемом районе характеризовалось заниженным наклонением ($J^0 = 45-58^0$) и повышенным западным склонением ($D^0 = -35-53^0$). Направление магнитного поля, близкое к современному, появ-

ляется сначала в отдельные краткие моменты времени, а затем в определенные интервалы с середины эпохи Брунеса устанавливается и сохраняется в дальнейшем. Через определенные промежутки времени геомагнитное поле претерпевало резкие изменения направления, подобные прединверсионному состоянию. Однако, процесс инверсии не происходил и геомагнитное поле возвращалось в стационарное состояние. Каждый аномальный интервал своеобразен, что может быть обусловлено различным характером каждого возмущения или неполным опробованием участков однозначных моментов (рис. 7, 8). Такая характеристика поведения геомагнитного поля в эпоху Брунеса дана впервые. Полученный результат можно сопоставить лишь с указаниями на наличие аномальных направлений I_n в разрезах четвертичных лав Гавай /33/, Исландии /32/, Франции, в разрезах донных илов мирового океана /35/. Подобные фиксируемые в изученных разрезах постепенные смещения направления земного магнитного поля, но без аномальных кратковременных интервалов, установлены на четвертичных лавах Гавайских островов. По этим данным на основании определений абсолютного возраста намечается периодичность в изменении направления геомагнитного диполя порядка $10^4 - 10^5$ лет. Так как нет уверенности в том, что по изученным разрезам Приобского плато получены непрерывные данные поведения геомагнитного поля в прошлом, нельзя использовать их для датирования отдельных горизонтов в пределах зоны Брунеса.

Ниже прямой палеомагнитной зоны в обоих обнажениях залегают породы с обратным направлением I_n^o , образуя обратную палеомагнитную зону, которая охватывает большую часть телеутской свиты и володарскую свиту. Нижняя граница этой зоны пока не выявлена. Для установления её предприняты исследования ориентированного верх-низ керна, отобранного из скважины ручного бурения вниз от уреза воды в разрезе у с. Гоньба. Был выбран разрез у с. Гоньба, так как образцы из нижней части обратной палеомагнитной зоны обладают заниженными значениями наклонений ($50-42^0$), что характерно для переходных периодов. Возможно, что в разрезе у с. Гоньба близок переходный интервал тем более, что суглинки данного стратиграфического урвья в разрезах в г. Барнауле намагничены прямо. В пределах обратной зоны установлены узкие интервалы с прямой намагниченностью и ряд "аномалий" уже описанного выше типа. На основании палеонтологических материалов в изученных разрезах нет перерывов объемом в какой-либо из этапов разви-

тия млекопитающих фауны позднего плиоцена и четвертичного периода, перерывов длительностью $4-10^5$ лет, поэтому обратная палеомагнитная зона во времени сопоставляется с эпохой Матуямы. Отсутствие в разрезах нижней границы обратной зоны не дает возможность точно сопоставить интервалы прямой намагниченности по занимаемому в разрезе положению с известными событиями, исходя из истории геомагнитного поля, достаточно детально восстановленной для этого этапа времени. Можно предположить, что установленный в обоих разрезах двойной интервал с прямой намагниченностью в верхах зоны Матуямы сопоставляется с событием Джарамилло (0,89 - 0,95 млн. лет назад) или событием Гилза (1,16 - 1,79 млн. лет назад). Сопоставление этого интервала с событием Гилза слишком бы удревнило возраст отложений. Некоторое сомнение в сопоставлении с событием Джарамилло обусловлено тем, что несмотря на большую детальность изученности данного интервала в других районах, его расщепленность нигде не фиксировалась, интервал же Гилза двойной. Ранее выделенный /13/ в средней части зоны Матуямы в разрезе у с. Гоньба, охарактеризованный всего одним образцом узкий прямой интервал, который сопоставлялся с событием Гилза (?), оказался недостоверным. Образец обладал большим вязким компонентом намагниченности, который удалось снять только переменным магнитным полем в 600 эрстед в комплексе с термочисткой. Установлено, что I_n^o этого образца имеет обратную полярность ($D^o = -176^o$, $J^o = -66^o$). Двойной интервал прямо намагниченных пород в нижней части обратной палеомагнитной зоны может соответствовать или событию Гилза или событию Олдувей (1,95 - 2,13 млн. лет назад). Характерно, что в обоих изученных нами разрезах нижняя часть этого интервала по существу является аномальной (наклонение прямое, склонение обратное современному), такое поведение векторов I_n наблюдается для интервала Олдувей по другим районам. Это говорит в пользу сопоставления данного интервала с событием Олдувей. Олдувейский (?) интервал в данных разрезах близок к подошве телеутской свиты.

Анализируя в данных разрезах направления векторов в образцах, отобранных на границе прямо и обратно намагниченных пород, приходим к выводу о наличии переходных интервалов. В разрезе у с. Елунино достаточно детально оказался опробованным интервал перед событием Джарамилло (?). Направление намагниченности в

этом интервале постепенно меняется от прямых к обратным с некоторыми колебаниями в ту или другую сторону. Поведение векторов на этом участке показано на стереограмме (рис. 7а), стрелкой дан ход векторов сверху вниз по разрезу. Наглядно видно, что смена полярности геомагнитного поля происходит в процессе блужданий - "раскачки" геомагнитного поля с нарастающей и затухающей амплитудой колебания. Характер блужданий подобен поведению геомагнитного поля в "аномальные" моменты.

На основании детальных палеомагнитных исследований вышеописанных отложений составлен опорный палеомагнитный разрез для плиоцен-плейстоценовых отложений Приобского плато (рис. 10).

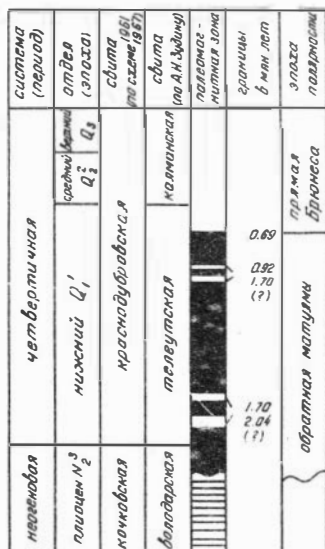


Рис. 10. Опорный палеомагнитный разрез плиоцен-четвертичных отложений Приобского плато.

□ не изучено

Уверенно выделяется только граница последней инверсии геомагнитного поля (Брюнеса-матуямы). Сдвоенные события в зоне матуямы, до тех пор пока не будет установлена её нижняя граница, не являются однозначными. Из рис. 10 видно, что возраст краснодубровской свиты, исходя из сопоставления палеомагнитных данных с радиометрическими, существенно удревняется приблизительно до 2 млн. лет.

На материале изученных разрезов Приобского плато можно отметить некоторое соотношение биозон (по остаткам млекопитающих) с выделенными палеомагнитными зонами. Зона Брюнеса, охватывающая всю калманскую и верхи телеутской свиты, характеризуется сверху остатками

верхнепалеолитического фаунистического комплекса, ниже хазарского, а затем частично тираспольского. С большей частью зоны Матуямы, выше интервала Олдувей (?) совпадает основная зона распространения разрезов остатков млекопитающих тираспольского типа.

нижняя часть зоны Матуямы, начиная с интервала Олдувей(?), связана с фауной млекопитающих таманского комплекса, заходящего, возможно, (?) в зону Гаусса. Из такого сопоставления вытекает, что время существования млекопитающих тираспольского типа на Приобском плато оценивается от I,95 или I,6I (?) до приблизительно 0,6-0,5 млн. лет назад и значительно превосходит оценку от 645 до 320 млн. лет назад по радиометрическим данным для Западной Европы и Европейской части СССР / 9 /.

Совпадение переломных моментов в эволюции плиоцен-четвертичных млекопитающих с периодом сближенных во времени инверсий геомагнитного поля говорит в пользу гипотезы "биологического эффекта инверсий", что "позволяет использовать инверсии геомагнитного поля как объективный критерий для установления границ в геохронологической шкале" /12/. Предлагаемая стратиграфическая схема заставляет по-новому подойти к стратиграфии толщ Приобского плато.

6. Стратиграфическая корреляция изученных разрезов

Единовременность инверсий геомагнитного поля в планетарном масштабе для плиоцен-плейстоценового времени доказана многочисленными детальными палеомагнитными исследованиями и определениями абсолютного возраста пород. Инверсии геомагнитного поля приняты в геохронологии в качестве репера, независимого от каких-либо других факторов. Составленная на основании палеомагнитных данных и абсолютных датировок калий-аргоновым методом палеомагнитная шкала/ $3I$ /дает возможность проводить не только региональную, но и межрегиональную корреляцию пород, а также датировать отложения в абсолютном летоисчислении (см. рис. 9). Основной задачей палеомагнитной стратиграфии является установление стратиграфических соотношений между вулканогенными породами, датированными радиометрически, и осадочными породами, содержащими палеонтологические остатки, те и другие должны быть пригодны для палеомагнитных исследований.

Попытаемся провести стратиграфические сопоставления изученных отложений, обратившись, в первую очередь, к стратотипам Западной Европы, территории, где впервые выработана стратиграфи-

ческая схема для плиоцена и четвертичной системы, где эта схема достаточно опробована и детальнее других изучены основные местонахождения плиоцен-плейстоценовой фауны. Палеомагнитные исследования лав Франции, Италии, Израиля, коррелируемых с континентальными толщами, содержащими остатки млекопитающих /37, 38, 34/, показали, что нижняя граница зоны Матуямы соответствует рубежу виллафранк-астий, а верхняя - гюнц-минделю. Наиболее обоснована оценка возраста верхней границы. Лавовые потоки в Оверни и Веле, заключающие отложения с фауной поздневиллафранкского времени, имеют обратную намагниченность и относятся к эпохе Матуямы. Выводы о границах зоны Матуямы неоднозначны. В последних работах /36/ имеется несколько точек зрения на возрастные интервалы виллафранка.

Исследованиями донных илов в Атлантике показано, что подошва калабрия приурочена к олдувейскому интервалу зоны Матуямы ($1,95 \pm 0,15$). В трех разрезах с микрофауной, включающей элементы, типичные для калабрия юга Италии, в олдувейском интервале прослежен эволюционный переход *Globorotalia tosaensis* в *G. truncatulinoides* и *G. crassaformis*. Ступень в первой ветви характерна подошве калабрия в голостратотипе его у п. Санта-Мария-де-Катанзаро. На данном уровне в скважинах отмечается внезапное появление *Globorotalia inflata*, формы обильной в планктоне средних широт, что хорошо увязывается со следами слабого похолодания в низах калабрия Ле-Кантеле /29/. В соответствии с изложенным, телеутскую свиту можно сопоставить с калабрием (поздним, "холодным", виллафранком) данных территорий.

Недавно выполнены палеомагнитные исследования на разрезах континентальных плиоцен-плейстоценовых толщ юга Украины и Молдавии. Изучен ряд разрезов, опорных для Европейской части СССР. Последняя инверсия геомагнитного поля (Брюнеса-Матуямы) в южном Приднестровье проходит в низах минделя, между отложениями аллювия У (колкотовской) надпойменной террасы Днестра, содержащей фауну млекопитающих и моллюсков тираспольского комплекса, и VI (михайловской) террасы с фауной тираспольских млекопитающих и моллюсков таманского фаунистического комплекса /18, 22/. На Приобском плато нижняя граница эпохи прямой полярности Брюнеса фиксируется в верхах телеутской свиты, которая характеризуется остатками тираспольских млекопитающих, т.е. результаты по При-

днестровью и Приобью тождественны. Аллювиальные отложения УІ-ІХ террас и соответствующие им по возрасту покровные отложения, с фауной хапровского, таманского и частично тираспольского комплексов, соответствуют по времени эпохе Матуямы. Этому времени в Приобье отвечают отложения большей части телеутской свиты и володарская свита также с тираспольской, таманской и хапровской (?) фауной.

В более раннем исследовании на разрезах побережья Черного и Азовского морей был получен на первый взгляд иной результат /25/. Последняя инверсия геомагнитного поля установлена над раннекуяльницкими слоями (над береговым горизонтом, который М.Ф. Веклич сопоставляет с ІХ террасой Днестра /7/), с остатками хапровских крупных и куюльницких мелких млекопитающих, с раковинами позднеакчагыльских моллюсков /І4/. Четвертичные отложения и верхняя пачка пород куюльницкого возраста намагничены прямо (пос. Крыжановка). В разрезе у пос. Крыжановка - страто - тип куюльника - восемь горизонтов, соответствующих по возрасту ІУ, У, УІ и УП террасам Днестра, выпадают /7/. Естественно, что в обнажении верхняя часть обратной зоны Матуямы выпущена. Позднекуяльницкие слои с фауной таманских крупных млекопитающих в разрезе у пос. Крыжановка оказались намагниченными прямо, возможно, из-за "значительной нестабильности намагниченности" этих отложений /25/ или совпадением с одним из событий прямой полярности (например, Олдувей). В разрезе у с. С.Кайдаков обнажены слои, соответствующие горизонтам снизу вверх: приазовский, мартоношский, сульский и др. /7, стр. 70/, сопоставляемые с УП, УІ и др. террасами Днестра. По А.Н. Третьяку низы этого разреза намагничены обратно, т.е. результаты палеомагнитных исследований аналогичны Приднепровским и Приобским.

Палеомагнитными исследованиями лав Армении установлен поздне-миндельский возраст последней инверсии. Лавы Акунгского потока, запечатлевшие эту инверсию / 3, 6, І9 /, детальным бурением скоррелированы с озерной толщей, содержащей у с. Аван кости нескольких экземпляров *Mammonteus tregontherii* / 4 /. Обратно намагниченные (гюнц-миндельские) лавы коррелируются с низами озерной толщи, содержащей в Ленинанканской котловине остатки миндельской фауны. Абсолютная датировка (пока ещё недостаточно уверенная) туфа, перекрывающего эту озерную толщу порядка 0,8 млн. лет /І5/. Данный результат близок нашему.

Палеомагнитными исследованиями лав южной Грузии обнаружена обратная намагниченность лав более низкого стратиграфического уровня, чем озерно-пирокластическая толща с остатками кромерских (гюнц-миндель) млекопитающих в районе г. Ахалкалаки (*Ar-chidiskodon* sp., *Mammontheus* aff. *tregontherii*, *Equus hipparionoides*, *Eq. süssenbornensis* и др.). Однако, авторы подчеркивают спорность корреляции палеомагнитного разреза с местом захоронения фауны / 2 /. Предгюнцминдельский возраст последней инверсии в этих исследованиях противоречил бы данным по территории Армении.

Палеомагнитным разрезам плиоцен-четвертичных морских толщ Прикаспийского района А.И. Храмов дает два варианта интерпретации /26, 27/. Согласно наиболее раннему варианту возраст последней инверсии определен как поздне-апшеронский, а возраст нижней границы зоны Матуямы (?) - акчагыл-апшеронский. Позднее возраст последней инверсии определяется как среднеапшеронский, а нижней границы зоны Матуямы (?) - преакчагыльский. В свете данных по Армении, югу Молдавии и Приобскому плато более приемлем первый вариант. Кроме того, этот вариант подтверждают определения абсолютного возраста. Вулканические аппараты, продукты деятельности которых перекрывают апшеронские отложения на Северном Кавказе, оказывается функционировали до $1,5 \pm 0,3$ млн. лет назад / 5 /. В то время, как согласно второму варианту интерпретации палеомагнитных разрезов Прикаспия, на рубеже 1,5 млн. лет назад (середина зоны Матуямы) располагается подошва апшерона. В соответствии с изложенным подошва калманской свиты, вероятно, коррелируется с подошвой бакинского яруса Прикаспия, а телеутская свита - с апшероном.

Палеомагнитными и радиометрическими исследованиями в Северной Америке установлено соответствие во времени ирвингтонской фауны эпохе Матуямы, начиная с Слдувейского века/30/. Дата 2,3 млн. лет получена для базальта, нереслаивающегося с осадками свиты косо (Калифорния), из которой происходит бланканская фауна. Дата 1,36 млн. лет относится к базальту, внедрившемуся в осадки свиты бруно (Айдахо), из которой известны остатки позднеирвингтонских млекопитающих (*Mammontheus* sp., *Gigantiramelus* sp., *Parahylodor* sp., *Sangamon* sp., *Odocoileus* sp., *Equus giganteus* *Gidley*). Намагниченность этого базальта обратная. Дата 0,6 млн.

лет получена для пепла, перекрывающего глины свиты туларе (Калифорния), из которых известны кости лошади, верблюда и мамонта (!) ирвингтонских или ранчоляблейских. На основании этих данных зона тираспольских млекопитающих Приобского плато (телеутская свита) сопоставляется (?) с ирвингтонской зоной Северной Америки.

Министерством геологии СССР и Межведомственным стратиграфическим комитетом принят объем четвертичного периода порядка 600 тыс. лет, с нижней границей под бакинскими слоями Прикаспия. Этому рубежу в разрезе Приобского плато ориентировочно соответствует подошва калманской свиты. Международным геологическим конгрессом на XVIII сессии и VI конгрессом Международной четвертичной ассоциации рекомендована в качестве нижней границы четвертичной системы подошва калабрия южной Италии. К этому рубежу в разрезе Приобского плато близка подошва телеутской свиты, которая геологами-съемщиками по литологическим признакам включается в состав красnodубровской свиты ранне- и среднечетвертичного возраста. Зона млекопитающих тираспольского типа, датированная в описанных разрезах от 2,0 до 0,6 млн. лет, на юге Западной Сибири, по аналогии с Европейскими регионами, официально помещается в нижне-четвертичный отдел (0,6-0,4 млн. лет). Вместе с тем и палеомагнитные исследования террас Днестра также показывают, что тираспольская фауна выходит за пределы четвертичной системы (объема 0,6 млн. лет).

В написании настоящей статьи принимал участие геолог А.Н. Зудин. Изучение природы I_n и состава ферромагнитной фракции пород выполнено совместно с Э.Н. Гнибиденко. Лабораторная обработка материала проведена при участии Э.А. Шмыревой, А.Н. Зудина, Г.Я. Марионовой, В.А. Карзанова и других сотрудников. В работе автора в поле по отбору и изготовлению ориентированных образцов участвовали А.Н. Зудин, Э.А. Шмырева, А.Г. Замирайдова, другие сотрудники лаборатории и студенты НГУ. Автор считает своим приятным долгом выразить искреннюю благодарность всем вышеупомянутым лицам.

ЛИТЕРАТУРА

Г. Адаменко О.М. Основные закономерности геологического развития Кулундинской впадины.- Автореф. кандидат. диссерт., Новокузнецк, 1967.

2. Адамия Ш.А., Храмов А.Н. Некоторые результаты палеомагнитных исследований в южной части Грузии.— В кн. "Магнетизм и палеомагнетизм горных пород". Изд. Сибирского отделения АН СССР, Красноярск, 1963.

3. Акопян Ц.Г. Магнитное поле и палеомагнетизм кайнозойских эффузивных пород Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1963.

4. Асланиян А.Т. Региональная геология Армении, Айпетрат, 1958.

5. Афанасьева Г.Д., Иванов И.Б., Шанин Л.Л. К — Ар — данные о новейшем гранитном магматизме.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 6.

6. Большаков А.С., Солодовников Г.М., Сиверодкин Ю.П. Причины возникновения обратной намагниченности нижнечетвертичных лав Армении.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1964, № 4 и № 6.

7. Веклич М.Ф. Стратиграфия лессовых формаций Украины и соседних стран. Изд. "Наукова думка", Киев, 1968.

8. Гнибиденко Э.Н. О природе естественной остаточной намагниченности осадочных пород. В настоящем сборнике.

9. Зубаков В.А. Планетарная последовательность климатических событий и геохронологическая шкала плейстоцена.— Чтения памяти Л.С. Берга (УШ—XIV), Изд. Наука. Ленинград, 1968.

10. Зудин А.Н. Неоген—четвертичная палеогеография Приобского плато по результатам гранулометрического анализа.— В сб. "Четвертичная геология и геоморфология Сибири", ч. II, Новосибирск, 1969.

11. Зудин А.Н. Статус краснодубровской и кочковской свит. В сб. "Проблемы региональной геологии и петрографии и методы геохимических и геофизических исследований".— Изд. Сиб. отд. АН СССР, Новосибирск, 1969.

12. Зудин А.Н., Поспелова Г.А., Сакс В.Н. Проблемы границы неогенового и четвертичного периодов в свете палеомагнитных данных.— Геол. и геофиз., 1969, № 8.

13. Зудин А.Н., Поспелова Г.А. О возрастном положении плиоцен—четвертичных толщ Приобского плато по палеомагнитным данным. Докл. АН СССР, 1970, —195, №6

14. Константинова Н.А. Геологические условия местонахождения мелких млекопитающих в эоплейстоцене южной Молдавии и юго-западной Украины.— В кн. "Стратиграфическое значение антропогенной фауны мелких млекопитающих". Изд. Наука. М., 1965.

15. Марков К.К. и др. Плейстоцен. М., 1968.
16. Мартынов В.А. и др. Путеводитель геологической экспедиции по Оби и Иртышу (к Всесоюзному совещанию по изучению четвертичного периода). Новосибирск, 1964.
17. Нагорский М.П. Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений кайнозоя Обь-Чулымской впадины. - В кн. "Материалы по геологии Западной Сибири", 13 (55), 1941.
18. Певзнер М.А. Палеомагнитные исследования плиоцен-четвертичных сложенных Приднестровья. Тезисы докладов Международного коллоквиума по геологии и фауне нижнего и среднего плейстоцена Европы. М., 1969.
19. Поспелова Г.А. Остаточная намагниченность третичных и четвертичных изверженных пород. - Изв. АН СССР, сер. геофиз. 1959, № 11.
20. Поспелова Г.А., Сакс В.Н. Некоторые результаты палеомагнитных исследований мезозоя и кайнозоя Сибири. - Геол. и геофиз., 1968, № 2.
21. Поспелова Г.А., Зудин А.Н. О расчленении плиоцен-четвертичных отложений Приобского степного плато. - Геол. и геофиз., 1967, № 6.
22. Поспелова Г.А., Гнибиденко Э.Н. Палеомагнитная корреляция плиоцен-четвертичных отложений южного Приднестровья и Приобского плато. Материалы УШ Всесоюзной конференции по пост.геом. полю и палеомагнетизму. Киев, 1970.
23. Поспелова Г.А., Гнибиденко Э.Н. Происхождение естественной остаточной намагниченности плиоцен-четвертичных отложений Приобского плато. - Геол. и геофиз., 1971, № 4.
24. Рясина В.Е. О генезисе и стратиграфии четвертичных толщ степного плато Верхнего Приобья. Бюлл. комиссии по изуч. четв. периода, № 27, 1962.
25. Третьяк А.Н. Палеомагнетизм поздне третичных и четвертичных отложений СССР. Геофиз. сб. АН Укр. ССР, вып. 21, 1967.
26. Храмов А.Н. О палеомагнетизме как основе метода корреляции и расчленения осадочных толщ. Докл. АН СССР, 1957, т.112, №5.
27. Храмов А.Н. Палеомагнитные разрезы плиоцена и постплиоцена Апшероно-Закаспийской области и их корреляция. - В кн. "Палеомагнитные стратиграфические исследования". Тр. ВНИГРИ, вып. 204, Л., 1963.

28. Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм. Труды ВНИГРИ, вып. 256, Л., 1967.

29. Berggren W.A., Phillips J.D., Bertels A., Wall D. Late Pliocene-Pleistocene Stratigraphy in Deep Sea Cores from the South-central North Atlantic.-Nature, 1967, v. 216, N 5112.

30. Cox A., Doell R., Dalrymple G. Quaternary paleomagnetism stratigraphy.- The Quaternary of the United States. Princeton University Press, 1965.

31. Cox A. Geomagnetic reversals.- Science, 1969, v. 163.

32. Dagley P. et al. Geomagnetic polarity zones for Icelandic Lavas.- Nature, 1967, v. 216, 7.

33. Doell R. and Cox A. Paleomagnetism of Hawaiian Lava Flows.- J. Geophys. Res., 1965, v. 70, N 14.

34. Freund R., Oppenheim M., Schulman N. Direction of magnetisation of some basalts in the Jordan Valley and Lower Galilee (Israel).- Israel J. Earth. Sci., 1965, v. 14, N 2.

35. Glass B. et al. Geomagnetic Reversals and Pleistocene Chronology.-Nature, 1967, v. 216, N 4.

36. Livret-guide de l'excursion. A 9. Massif central et bordure méditerranéenne. C 13 Auvergne-Velay. VIII Congrès INQUA. Paris, 1969.

37. Roch A. Sur les variations de directions du champ magnétique terrestre au cours du Quaternaire.- Comptes. Rendus Acad. Sci., 1958, v. 246, N 24.

38. Rutten M.G. Palaeomagnetic reconnaissance of mid-Italian volcanoes.- Geologie Mijnbouw (New. Ser.), 1959, N 10.

39. Smith J.D., Foster J.H. Geomagnetic reversal in Brunhes normal polarity epoch.- Science., 1969, v.163, N 3867.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД
ИЛЕКСКОЙ СВИТЫ ЧУЛЫМО-ЕНИСЕЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Для сопоставления палеомагнитных данных континентальных нижнемеловых отложений Чулымо-Енисейской впадины с результатами палеомагнитных исследований биостратиграфически датированных морских отложений Севера Сибири [7] были проведены палеомагнитные работы в пределах территории, ограниченной координатами $\lambda = 88 - 91^{\circ}$ в.д., $\varphi = 56 - 57^{\circ}$ с.ш. на трех обнажениях: на г. Илек (р. Чулым) - на классическом разрезе илекской свиты, у с. Шестаково (р. Кия) и у с. Курско-Смоленское (р. Серта; рис. I).

Илекская свита, названная по наименованию г. Илек, находящейся на правом берегу р. Чулым, представлена однообразной толщей фиштакково-зеленых или красновато-коричневых, аргиллитоподобных известковистых, монтмориллонитовых глин, переслаивающихся с зеленоватыми алевролитами и мелкозернистыми глинистыми или известковистыми песчаниками. Отложения однообразны по минералогическому составу. Среди тяжелой фракции преобладают минералы группы эпидота (27-73%), ильменита (15-42%), сфен (2-21%), циркон (3-25%).

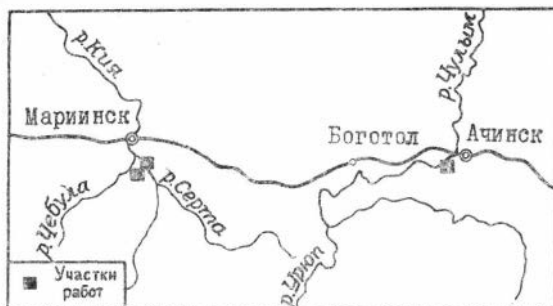


Рис. I. Обзорная карта района работ.

Суммарная мощность всех горизонтов илекской свиты в изученном районе оценивается в 150–130 м. Разрез г. Илек, состоящий из 18 горизонтов различных чередующихся пород, имеет мощность 70 м, у с.с. Шестаково и Курско-Смоленское – 35 м и 28 м соответственно.

Отложения свиты залегают в основном, спокойно. В обнажении г. Илек слои падают на север под углом $1-2^{\circ}$ /4/. Нами здесь замерено падение пластов на ЮВ 154° /4 $^{\circ}$.

По данным А.Р. Ананьева /2/ и нашим, обнажающиеся пласты у сел Шестаково и Курско-Смоленское, также имеют наклонное залегание. Слои наклонены на юго-восток под углом 10–15 $^{\circ}$ у с. Шестаково и 7–8 $^{\circ}$ у с. Курско-Смоленское.

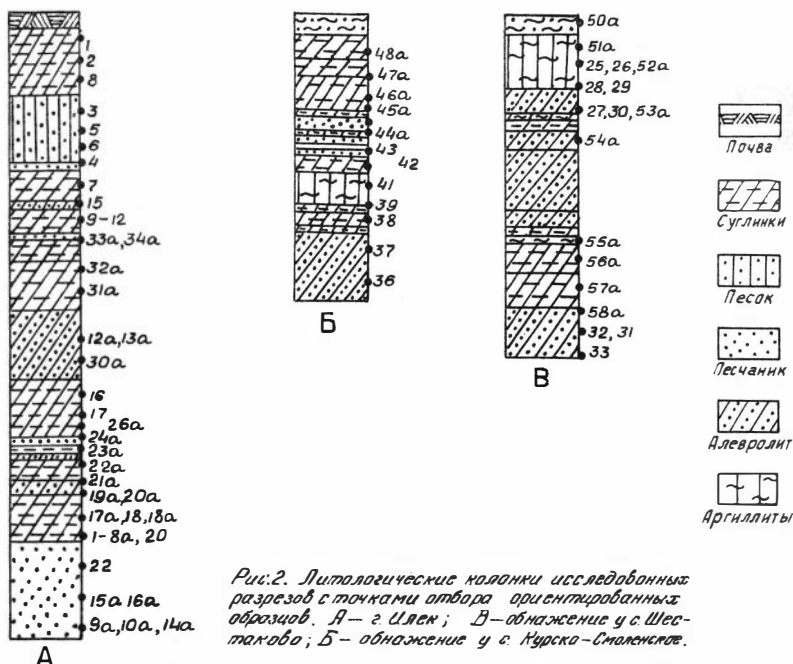


Рис.2. Литологические колонки исследованных разрезов с точками отбора ориентированных образцов. А – г. Илек; В – обнажение у с. Шестаково; Б – обнажение у с. Курско-Смоленское.

Илекская свита у г. Илек, где обнажена большая её часть, несогласно перекрывает угленосную толщу среднеюрского возраста. Отложения средней юры, являющиеся нижней возрастной границей

илекской свиты, охарактеризованы палеонтологическими находками. Верхняя граница отложения верхнего мела также, как и юрские охарактеризованы палеонтологически. В отложениях же илекской свиты фауна и флора встречается чрезвычайно редко. Несмотря на довольно тщательные поиски первичных палеонтологических остатков в обнажении г. Илек, кроме пелеципод, фауны не найдено. В обнажении "Шестакова Яра" по р. Кие А.А. Моссаковским в 1955 г. найден скелет динозавра, отнесенный А.К. Рождественским к подотряду *Ozrithopoda* семейства *Pittacosauridae*, известному из самых нижних, переходных к юре горизонтов нижнего мела Монголии и Китая /9/. В верхних горизонтах свиты обнаружены остракоды. Спорово-пыльцевые комплексы из осадков илекской свиты (Касская опорная скважина) по определению Е.А. Портновой, характеризуются бедным составом споровой растительности. Преобладают споры *Melicia* реже *Lycopodium* в верхних частях свиты найдены мхи, плауны, папоротники /6/. На основании всех геологических исследований и сопоставлений делается вывод о нижнемеловом возрасте илекской свиты от валанжина до баррема включительно /1/.

Отбор образцов проводился по возможности из каждого слоя обнажений. Образцы ориентировались в основном на искусственно созданной горизонтальной поверхности или с произвольной плоскостью маркировки. Образцы, отобранные в разрезе г. Илек, представлены сероцветными породами. Ориентированные образцы, собранные в обнажении у сел Курско-Смоленское и Шестаково из красно-цветных пород полностью дополняют вертикальный разрез илекской свиты. Литологические колонки исследованных разрезов с точками отбора ориентированных образцов приведены на рис. 2.

Основная коллекция ориентированных образцов, отобранных в 1962 г., состояла из 107 образцов. Для проверки и подтверждения полученных данных в 1964 г. была собрана дополнительная серия образцов в количестве 40 штук. Работы по изучению разрезов и отбору ориентированных образцов проводились совместно с палеонтологом Е.Ф. Ивановой.

Исследование магнитных свойств коллекций проводилось на образцах кубической формы с ребром 24 мм и 50 мм на магнитометре МГ-2 (I_n), астатическом магнитометре (I_n, α), ИОН-1 (I_n), ИМБ-2 (α), каппаметре системы К.С. Буракова (α).

Величина I_n пород колеблется в больших пределах от 1×10^{-6} СГС у светлых песков до 10×10^{-4} СГС у образцов из красно-бурых

аргиллитов. На гистограммах (рис. 3) приведены величины естественной остаточной намагниченности образцов из каждого обнажения в процентном отношении от общего количества образцов. Более 50% коллекции г. Илек составляют слабомагнитные породы с I_n меньше 6×10^{-6} СГС. Коллекции обнажений у сел шестаково и Курско-Смоленское содержат породы с различными значениями величины I_n . Наиболее сильными в магнитном отношении породами, представленными в основном красноцветами, характеризуется обнажение у с. Курско-Смоленское.

Величина магнитной восприимчивости (χ) пород полностью повторяет ход естественной остаточной намагниченности и меняется в пределах от 6 до 150×10^{-6} СГС. У образцов обнажения Курско-Смоленское величина Q порядка 1 и больше (1,5-2). Исключе-

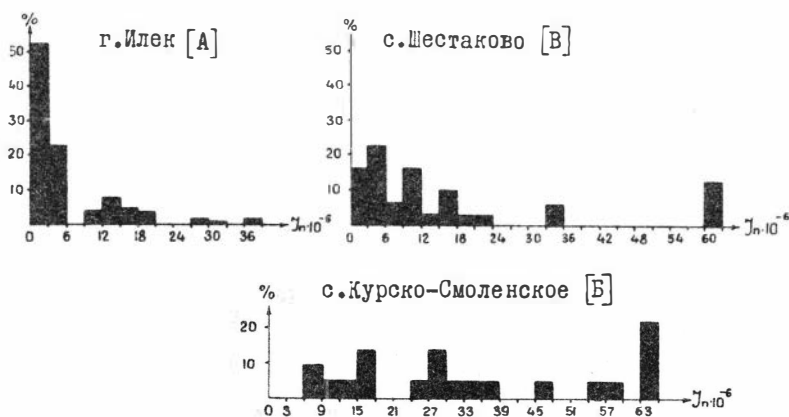


Рис.3. Величины естественной остаточной намагниченности обнажений А,Б,В.

чение представляет образец с $I_n \leq 8 \times 10^{-6}$ СГС, для которого $Q \leq 0,5$. Большая часть пород коллекции из обнажения у с. Шестаково имеет величину Q также более 1, у другой части пород, в основном с малыми значениями I_n , Q равно 0,3-0,6. Величина Q у коллекции г. Илек, представленной сероцветными породами, значительно меньше от 0,1 до 0,8. Осредненные данные магнитных характеристик пород по изученным слоям приведены в таблице 1.

Т а б л и ц а I

Место отбора образцов	Литологическая характеристика пород	К-во образцов	$I_{n,cp} \times 10^6$	$\alpha_{cp} \times 10^6$	Q_{cp}	$H'_{c,cp}$
г. Илек	Известковистый песчаник желтовато-серый, м/з	11	2,5	13,4	0,38	16,0
	Алевролит серый	19	7,3	29,0	0,5	15,5
	Алевролит серый с включениями розового оттенка	2	18,0	24,8	0,69	
	Песчаник м/з, зеленовато-желтый	6	1,4	12,8	0,22	18,6
	Алевролит серый с зеленоватым оттенком	8	16,4	64,0	0,52	24,0
	Песчаник зеленовато-желтый	17	2,5	16,6	0,3	17,0
	Алевролит зеленовато-серый с бурыми пятнами	4	31,4	123,0	0,51	21,0
	Песчаник светло-желтый	11	3,05	20,6	0,3	10,0
	Алевролит пестроцветной	3	29,0	74,0	0,76	24,0
с. Шестаково	Песчаник алевролитовый серовато-зеленый	4	12,5	23,0	0,53	32
	Аргиллит красно-бурый	2	141,0	123,5	2,25	
	Алевролит зеленовато-серый	8	14,8	20,0	1,49	39,0
	Песчаник серовато-зеленый ср/з.	16	5,5	18,5	0,6	22,0
	Алевролит красно-бурый	8	83,0	113,0	1,45	23,0
с. Турко-Смоленское	Алевролит серовато-зеленый с прослоями пестроцветных разностей	5	31,2	65,4	0,95	31,0
	Алевролит зеленовато-серый с бурыми пятнами	6	51,2	67,3	1,5	33,5
	Аргиллит красно-бурый	5	137,0	117,0	2,3	32,0
	Алевролит глинистый темно-серый с бурыми пятнами	3	33,3	101,1	0,66	27,0
	Алевролит-желтовато-зеленый	6	15,0	32,0	0,94	

Из рассмотрения магнитных характеристик видно, что в зависимости от литологического состава пород значения I_n , α , Q сильно меняются. Наибольшие различия в магнитных свойствах характерны для пород коллекции у с. Шестаково. Песчаники и серо-

цветные алевролиты всех трех обнажений по магнитным свойствам подобны морским отложениям севера Сибири. Резко отличаются пестроцветные и красноцветные аргиллиты и алевролиты.

Измерения естественной остаточной намагниченности пород проводились непосредственно после отбора и изготовления образцов и для большей части коллекции после временной чистки в течение года и более. На стереограммах (рис. 4) приведены направления I_n первичных измерений (а, б, в) всех отобранных образцов коллекции 1962 года и результаты повторных измерений (a_1, b_1, v_1). Первичные измерения I_n контрольной серии образцов г. Илек и обнажения у с. Шестаково нанесены на стереограммы (рис. 4 г, д соответственно). Все направления I_n пород представлены на стереограммах в современной системе координат, поправка за первоначальное залегание слоев не внесена. Такое распределение направлений I_n пород дало возможность наглядно сопоставить направления естественной остаточной намагниченности пород с направлением современного геомагнитного поля (H).

Векторы естественной остаточной намагниченности пород г. Илек дают большой разброс направлений I_n вокруг направления современного магнитного поля, но кучность векторов в четвертой четверти стереограммы значительно больше, чем в первой и третьей четвертях, как по первичным измерениям, так и после временной чистки. Первичные и повторные измерения отличаются друг от друга незначительно, картина распределений I_n подобна. Контрольная коллекция г. Илек дала более равномерное распределение I_n вокруг современного геомагнитного поля (рис. 4, г). Основная часть векторов I_n обнажения у с. Курско-Смоленское группируется близко около H . Три образца резко отличаются от общей группы пород, имея заниженные значения наклона. Направления I_n образцов обнажения у с. Шестаково (рис. 4 б, b_1), где углы падения слоев большие ($\sim 15^\circ$), отличаются от направления современного геомагнитного поля и группируются в четвертой четверти стереограммы. Следует отметить, что контрольная серия образцов с. Шестаково имеет аналогичное распределение векторов I_n (рис. 4 д). Повторные измерения I_n пород дали направления I_n в основном близкие к первичным. Различия I_n установленные у слабомагнитных пород, обусловлены, вероятно, ошибкой измерения и наличием вязкой компоненты намагниченности.

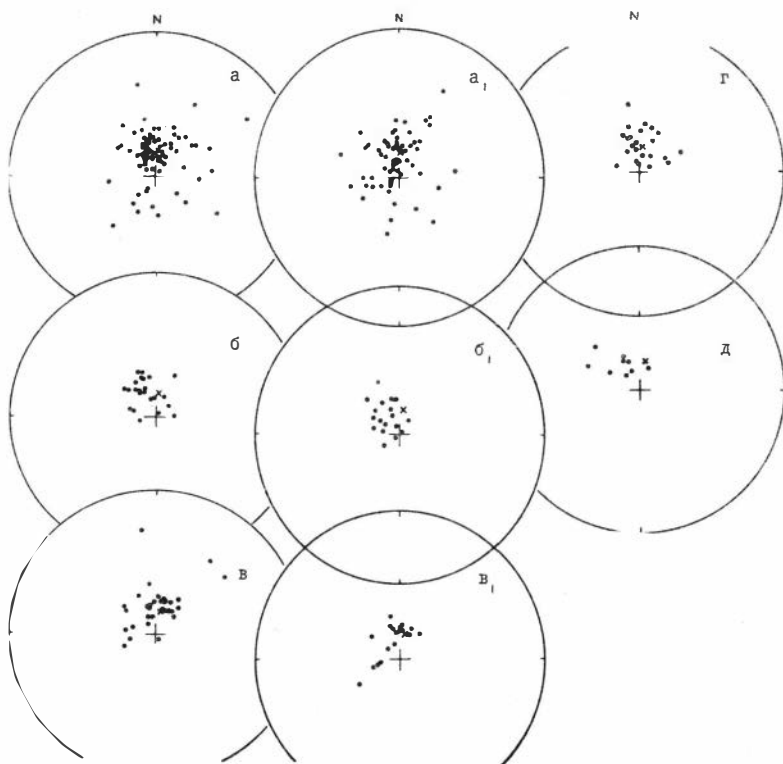


Рис.4. Распределение направлений I_n

- а, а₁ - первичные измерения I_n и после временной чистки пород г.Илек,
- б, б₁ - то же, обнажения у с.Шестаково,
- в, в₁ - то же, обнажения у с.Курско-Смоленское,
- г - первичные измерения I_n контрольной коллекции пород г.Илек,
- д - то же, обнажения у с.Шестаково,
- - проекция вектора I_n на нижнюю полусферу,
- × - направление современного геомагнитного поля

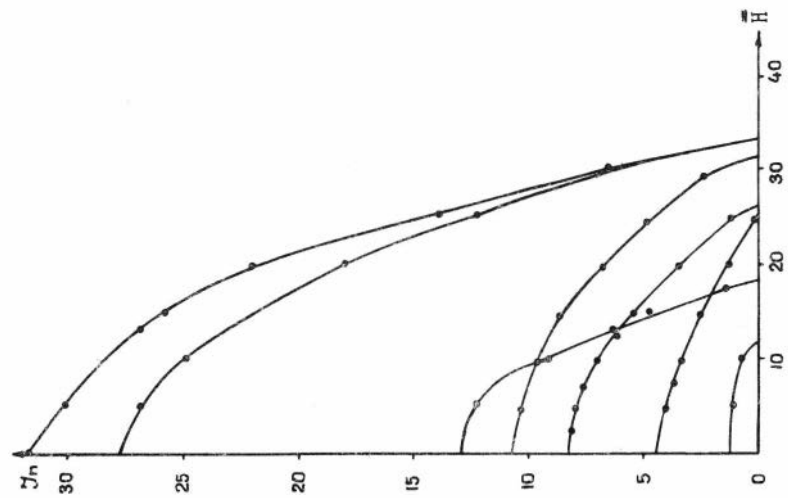


Рис. 5. Кривые размагничивания пород в постоянном поле.

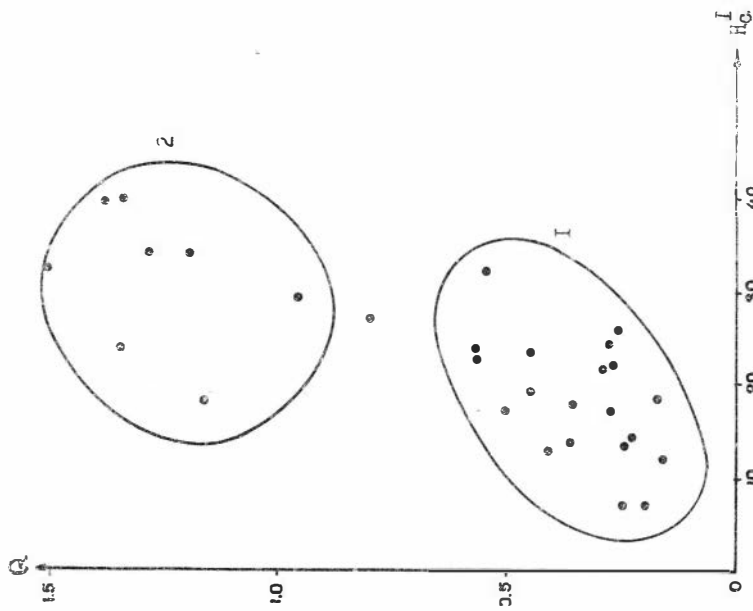
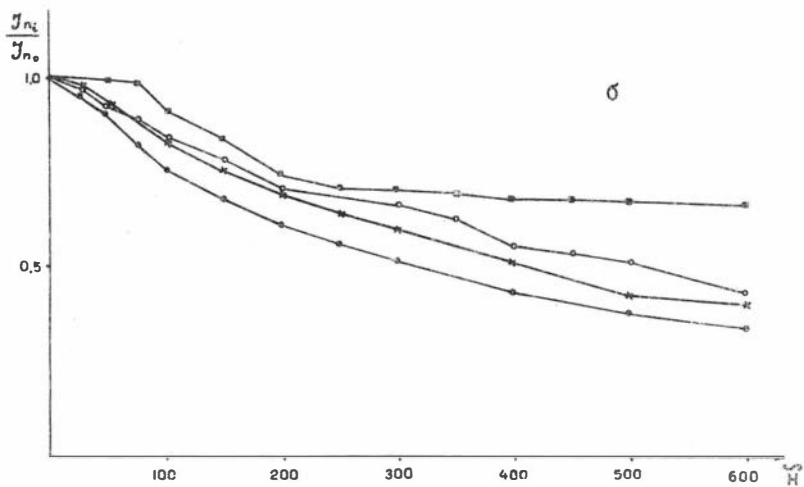
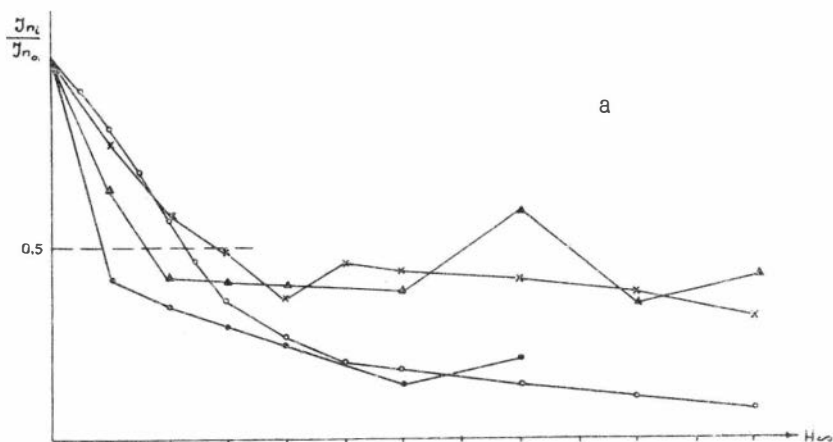


Рис. 6. Зависимость H_c' от Q .

1 — сероцветные породы,
2 — красноцветные породы.



Р и с. 7. Кривые размагничивания I_n в \vec{H} .
 а - $I_n(\vec{H})$ песков и песчаников,
 б - $I_n(\vec{H})$ алевролитов и аргиллитов.

Исследования распределений направлений I_n показали, что все породы трех обнажений илекской свиты представлены только прямо намагниченными породами, имеющими направление I_n близкое к направлению современного геомагнитного поля. Зон с обратной намагниченностью в разрезах обнаружено не было. Ближе к H направления I_n пород г. Илек. Такое поведение векторов I_n может быть объяснено одной из следующих причин: 1) направление геомагнитного поля в период осадкообразования было аналогичным современному или отличалось незначительно от него; 2) породы в магнитном отношении являются нестабильными, очень вязкими, за счет длительного действия современного геомагнитного поля они полностью или частично перемагничены; 3) естественная остаточная намагниченность пород не является первичной, возникшей в породе в период её образования, а обусловлена химическим намагничиванием в четвертичный период.

Третий вариант мало вероятен, так как одинаковые направления I_n имеют различные породы, как сероцветные (серые пески, зеленовато-желтые песчаники, серые, желтые, зеленоватые алевролиты), так и красноцветные породы (пестроцветные и красно-бурые алевролиты и аргиллиты), окраска которых может быть обусловлена вторичными процессами окисления.

Для выяснения возможности второго предположения породы исследовались в постоянных и переменных магнитных полях и подвергались действию геомагнитного поля во времени.

Величина разрушающих полей H'_c у всех исследованных пород изменяется от 7 до 39э. У образцов из обнажения г. Илек, представленных в основном сероцветными породами, значения H'_c колеблются от 7 до 24э, при среднем значении H'_c около 19э. H'_c образцов из обнажения с. Шестаково от 18 до 39э. В обнажении с. Курско-Смоленское - H'_c меняется от 26,5 до 33,5 э. В среднем H'_c пород обнажений у сел Шестаково и Курско-Смоленское $H'_c = 29э$ и $H'_c = 31э$ соответственно, т.е. выше, чем у пород обнажения г. Илек, (см. табл. I). Отчетливой зависимости значений H'_c от величины I_n не наблюдается (рис. 5). Разрушающее поле, равное 30э, имеют образцы с $|I_n|$ равным 32×10^{-6} СГС и $4,5 \times 10^{-6}$ СГС. H'_c не зависит также от величины Q . Одинаковые значения H'_c имеют образцы с $Q = 1,5$ и $0,2$ (рис. 6). При рассмотрении зависимости H'_c от Q можно выделить две группы: первая (I) - для по-

род сероцветных и вторая (2), имеющая те же значения H'_c , но большие величины Q для красноцветных пород. Существенно отметить, что по направлению естественной остаточной намагниченности образцы с $H'_c = 7э$ и $H'_c = 39э$, а также с малыми и большими Q (0, I-2, 5) отличаются незначительно. Однако, уже из стереограмм видно, что пески и песчаники обнажения г. Илек дают больший разброс направлений I_n , чем пестроцветные алевролиты и аргиллиты обнажений у сел Шестаково и Курско-Смоленское. Наибольшая кучность векторов I_n у пород обнажения Курско-Смоленское.

Исследование влияния геомагнитного поля на I_n пород показало, что у большей части образцов коллекции за время до 3-х лет изменения направления и величины I_n находятся в пределах ошибки измерения. Величина вязкой намагниченности пород (I_v) за время, равное $\tau = 10^6$ сек. составляет в среднем 1,5% от I_n , красноцветные и сероцветные алевролиты почти не изменяют величины I_n , у некоторых слабромагнитных песков и песчаников изменения I_n составляют 18-20%.

Часть образцов илекской свиты была исследована в переменных магнитных полях. Большинство сероцветных песчаников и песков размагничиваются очень быстро, достигая $0,5 I_n$ при 100-200э (рис. 7а), направление намагниченности меняется с 200э не плавно, а скачками. Величина I_n алевролитов и аргиллитов более стабильна к переменным полям (рис. 7б). Направления I_n этих пород почти не изменяются в полях $\tilde{H} = 600-700э$, особенно стабильно поведение наклонения. Как песчаные так и алевритовые породы после временной чистки и чистки \tilde{H} остались прямонамагнитными.

После проведения лабораторных исследований большой разброс векторов I_n пород горы Илек, коллекция которых представлена, в основном, песчаниками, можно уверенно объяснить пониженной стабильностью естественной остаточной намагниченности этих пород. Чистка I_n переменными магнитными полями не дала существенного эффекта. В полях 400-500э наблюдалось некоторое понижение наклонений, которое в больших полях не сохранялось, наклонение возвращалось скачком к первоначальному. Вероятно, эти породы полностью непригодны для палеомагнитных исследований, или необходимы новые методы по выделению первичной намагниченности. Направлению естественной остаточной намагниченности алевролитов и ар-

гиллитов по сравнению с другими породами на стереограммах дали большую кучность: $K=20$; 32; 39 для обнажений г. Илек, у сел Шестаково и Курско-Смоленское соответственно. Временная чистка и чистка \tilde{H} переменным почти не изменили направления I_n образцов. Эти породы оказались стабильными в палеомагнитном отношении и были использованы для определения положений палеомагнитных полюсов.

Средние значения I_n до внесения поправки на наклон слоев близки к направлению современного геомагнитного поля в месте отбора образцов. Наклонения $I_{n,sp}$ в обнажениях г. Илек и у с. Курско-Смоленское совпадают с современным, в обнажении у с. Шестаково — отличаются незначительно. Однако, по склонению $I_{n,sp}$ у всех обнажений наблюдаются отличия от склонения современного геомагнитного поля на $8-32^\circ$. Различие средних значений по обнажениям доходит до 38° . Положение палеомагнитных полюсов, подсчитанные по I_n пород отличаются друг от друга: 1. $\varphi = 80,5^\circ$ с.ш. $\lambda = 141^\circ$ в.д. (г. Илек), 2. $\varphi = 77^\circ$ с.ш., $\lambda = 38^\circ$ в.д. (с. Шестаково), 3. $\varphi = 84^\circ$ с.ш. $\lambda = 172^\circ$ в.д. Мы видим, что казалось бы несущественные различия в склонении всего в 38° дают большие различия в положениях палеомагнитных полюсов, как по широте (7°) и особенно по долготе ($103,5^\circ$). Все вышеперечисленные расчеты велись при предположении, что исследованные отложения залегают горизонтально. Учет углов наклонов слоев сильно меняет картину.

После внесения поправки за наклон пластов средние значения I_n обнажений легли более кучно, по склонению различие стало всего 12° , по наклонению $2,5^\circ$. I_n остались близкими, но отличными от современного геомагнитного поля. Неполное совпадение средних значений направлений I_n изученных обнажений может быть вызвано присутствием образцов с I_n неполностью "вычищенных" от вторичных намагниченностей, неточным определением элементов залегания, и в первую очередь осреднением различных стратиграфических интервалов.

Положения палеомагнитных полюсов, вычисленные по средним значениям трех обнажений с учетом тектонических наклонов, легли близко друг к другу в районе Восточно-Сибирского моря, вблизи Новосибирских островов. Круги доверия вычисленных полюсов перекрывают друг друга. За среднее положение палеомагнитного полюса по илекским стложениям была принята точка пересечения трех ова-

Т а б л и ц а 2

Обнажение	Кол-во обр.	$\varphi_{с.ш.}^{\circ}$	$\lambda_{с.г.}^{\circ}$	D_s°	J_s°	$\alpha_{ср.}^{\circ}$	$J_{ср.}^{\circ}$	A_s°	L°	D°	J°	k	α°	φ_n° с.ш.	λ_n° с.г.	θ_1°	θ_2°	φ_m°
г. Илек	38	56,5	90,5	8	74,5	15,6	74,5	154	4	24	77	20	5,3	76	138	9,7	8,9	65
с. Шестаково	32	56	88,0	10	74,5	21,7	75,2	120	15	36	79	32	4,5	71	156	8,3	7,7	68,5
с. Курско- Смоленское	31	56	88,5	10,5	74,5	-3,3	74,5	120	8	30	76,5	39	4,2	73	138	7,7	7,0	64,5

лов. Средние координаты полюса $\lambda = 148^{\circ}$ в.д., $\varphi = 74,6^{\circ}$ с.ш.

Средняя палеоширота, полученная из палеомагнитных исследований равна 66° . Современная широта района работ на 10° южнее, чем в неокомское время ($\varphi = 56^{\circ}$ с.ш.). Результаты палеомагнитных исследований и положения древних полюсов приведены в таблице 2 и на рис. 8.

Полученные положения палеомагнитных полюсов по стабильным алевритовым породам отличаются по широте от палеомагнитных полюсов, вычисленных ранее по всем, имевшимся в нашем распоряжении образцам /7, 8/. Это различие составляет по широте 10° . Долгота древнего полюса и палеоширота места отбора образцов остались почти без изменений.

Координаты палеомагнитных образцов, вычисленные нами, хорошо согласуются с другими данными /10/, близко лежат к положению полюса для юры-мела по палеомагнитным исследованиям Северо-Востока Азии: $\varphi = 60-62^{\circ}$ с.ш., $\lambda = 135-130^{\circ}$ в.д. /5 /, но существенно отличаются от положения полюса, определенного по палеомагнитным данным отложений илекской и симоновской свит А.Я. Власовым и Н.В. Николайчик /3/. Различие по долготе составляет около 200° . По-видимому, авторы /3/ при подсчетах полюса не учли элементы залегания слоев.

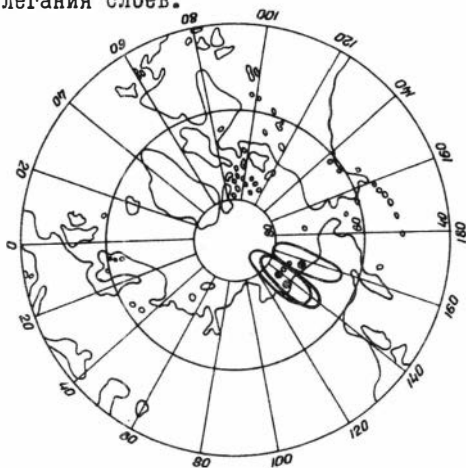


Рис.8. Положения палеомагнитных полюсов по /п отложениям илекской свиты Чулыма-Енисейского бассейна.

○ — овалы доверия.

Отсутствие зон обратной намагниченности в отложениях илекской свиты, отмеченное другими исследователями /3/, ставит под сомнение неокомский возраст этих пород /8/. Однако, возможно, что прямая намагниченность пород обусловлена несинхронностью стабильного компонента намагниченности времени образования породы. Для точного установления этой причины необходимы деталь-ные лабораторные исследования природы I_n .

ЛИТЕРАТУРА

1. Ананьев А.Р. К изучению меловых отложений Чулымо-Енисейского бассейна.- Уч. зап. Томск. ун-та, 1947, № 3.
2. Ананьев А.Р. Новые материалы по геологии мезозойских отложений Чулымо-Енисейского бассейна. Труды Томск. ун-та, т. 124, 1953.
3. Власов А.Я., Николайчик Н.В. Палеомагнитные исследования мезозоя Таймыра и Центральной части Красноярского края. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1964, № II.
4. Лебедев И.В. О "нижнемеловых" отложениях Чулымо-Енисейской впадины.- Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 90, 1958.
5. Печерский Д.М. Палеомагнетизм мезозойских пород Северо-Востока Азии.- В кн. "Магнетизм горных пород и палеомагнетизм". Изд-во ИФЗ АН СССР, М., 1969.
6. Нортнова Е.А. Меловые спорово-пыльцевые комплексы ю.-з. части Чулымо-Енисейского района.- В кн. "Решения и труды Межведомственного совещ. по доработке и уточнению стратиграфических схем Зап. Сибири". Госгеолтехиздат, 1961.
7. Пospelова Г.А., Марионова Г.Я., Анучин А.В. Палеомагнитные исследования юрских и меловых осадочных пород Сибири. Геология и геофиз., 1967, № 9.
8. Пospelова Г.А., Сакс В.Н. Некоторые результаты палеомагнитных исследований мезозоя и кайнозоя Сибири. - Геология и геофиз., 1968, № 2.
9. Файнер Ю.Б. История развития Кузнецкой котловины в мезозойскую и кайнозойскую эры.- Автореф. канд. диссерт., Новокузнецк, 1967.
10. Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. "Палеомагнетизм". Изд-во "Недра", 1967.

СОДЕРЖАНИЕ

Геотермия

	стр.
Моисеенко У.И., Дучков А.Д., Соколова Л.С. Тепловой поток некоторых районов Алтае-Саянской области	3
Моисеенко У.И., Дучков А.Д., Соколова Л.С. Первые результаты определения глубинного теплового потока в мелких скважинах	17
Дучков А.Д., Соколова Л.С. Топографическая поправка к геотермическому градиенту	29

Палеомагнетизм

Гнибиденко З.Н. О природе естественной остаточной намагниченности осадочных пород	37
Поспелова Г.А. Палеомагнитные исследования и стратиграфия плиоцен-плейстоценовых толщ Приобского плато	62
Поспелова Г.А., Ларионова Г.Н. Палеомагнитные исследования осадочных пород илекской свиты Чулымо-Енисейской впадины	97

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ
 М о и с е е н к о У.И., Д у ч к о в А.Д., С о к о л о в а
 Л.С. Сб. "Земная кора складчатых областей юга Сибири", вып. 2.
 Ротапринт Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1970, стр. 14

В пределах Горной Шории, Кузнецкого Алатау, Южно-минусинской впадины и Восточного Саяна на 13 участках по 28 скважинам измерены температуры в скважинах, коэффициент теплопроводности пород и вычислена величина геотермического градиента и теплового потока. Введены соответствующие поправки. Среднее значение теплового потока на измеренных участках Горной Шории равно $(1,02 \pm 0,11)$ мккал/см².сек, в Южно-Минусинской впадине $(1,37 \pm 0,18)$ мккал/см².сек. В западных отрогах Восточного Саяна получены по двум участкам следующие величины потока - $0,7 \div 0,82$ и $(1,50 \pm 0,08)$ мккал/см².сек, а в Кузнецком Алатау 0,76 и 0,93 мккал/см².сек. Среднее значение теплового потока для исследованных участков равно 1,11 мккал/см².сек. Это значение совпадает со средней величиной потока в областях каледонской складчатости. Таким образом, тепловой поток для исследованной территории неоднороден, колеблется от 0,7 до 1,5 мккал/см².сек. Отклонение от среднего составляет $\pm 35\%$, т.е. превышает возможную ошибку определения потока ($\pm 10-15\%$). Табл. 2. Илл. 4. Библ. 6 назв.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛУБИННОГО ТЕПЛОВОГО ПОТОКА В
 МЕЛКИХ СКВАЖИНАХ. М о и с е е н к о У.И., Д у ч к о в А.Д.,
 С о к о л о в а Л.С. Сб. "Земная кора складчатых областей
 юга Сибири", вып. 2. Ротапринт Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР
 1970, стр.12

Выполнены геотермические исследования девяти скважин глубиной до 100 м, пробуренных в олигоцен-неогеновых отложениях южной части Западно-Сибирской плиты, вдоль широтного профиля Ишим-Барабинск, совпадающего с профилем ГСЗ. Коэффициент теп-

лопроводности горных пород изменяется от 0,8 до 8 мкал/см·сек·град при среднеарифметическом значении его 4,65 мкал/см·сек·град. Температурные измерения выполнялись неоднократно в течение года. Геотермический градиент, близкий к равновесному, устанавливался в течение 1-2 суток после окончания бурения. Геотермограммы по мелким скважинам сопоставлены с температурными измерениями в рядом расположенных глубоких (более 2000 м). Установлено, что геотермический градиент в интервале 70-100 м по мелким скважинам характеризует ненарушенный средний геотермический градиент и может быть использован для расчета теплового потока. Величина последнего колеблется от 0,77 до 1,13 мкал/см²·сек при точности определения потока $\pm 15\%$. Высказывается предположение, что аномалия в 0,8 мкал/см²·сек связана с определенным типом блоков в земной коре.

Табл. 1. Илл. 3. Библ. 7 назв.

УДК 550.361

ТОПОГРАФИЧЕСКАЯ ПОПРАВКА К ГЕОТЕРМИЧЕСКОМУ ГРАДИЕНТУ

Д у ч к о в А.Д., С о к о л о в а Л.С. Сб. "Земная кора складчатых областей юга Сибири", вып. 2. Ротапринт Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1970. стр. 8

Возможны упрощенные схемы вычисления топографических поправок по методу Джеффриса-Булларда в двух и трехмерном вариантах, а также по методу Лииса. Такие схемы разработаны, составлены необходимые для расчетов номограммы и формулы, предлагается методика и последовательность расчетов. Опыт массового определения по предложенным схемам топографических поправок в горных районах юга Сибири, где относительные превышения - 100-1000 м, показал, что в целом влияние рельефа невелико. Лишь для очень резких форм в верхних 100-200 м искажение составляет около 30%. С глубиной влияние рельефа убывает. Топографические поправки к геотермическому градиенту, полученные для указанных районов, по величине и положению скважины относительно форм рельефа можно разделить на 3 группы: водораздельные участки, склоны, долины.

Отношение исправленного геотермического градиента к измеренному ρ/ρ_n по каждой из групп изменяется соответственно в пределах: I.03-I.26, 0,9I-I.II, 0,89-0.98.

Табл. I. Илл. 2. Библ. 4 назв.

УДК 550.382.3

О ПРИРОДЕ ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД. З.Н. Г н и б и д е н к о Сб. "Земная кора складчатых областей юга Сибири", вып. 2. Ротапринт Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1970 стр. 25

Рассмотрена природа естественной остаточной намагниченности осадочных пород и её связь с формированием и изменением пород. Показано, что осадочные породы могут иметь ориентационную ориентационно-химическую, химическую, динамическую, нормальную и парциальную термоостаточную намагниченности. Установлено, что возникновение и изменение видов остаточной намагниченности (формы миграции соединений железа, формы отложения последних, последующие изменения ферромагнитных минералов) определяется типом седиментации и стадией формирования и изменения пород. Дан обзор и анализ методов, позволяющих установить происхождение намагниченности осадочных пород. Разобраны механизмы самообращения намагниченности возможные в осадочных породах. Табл. I. Илл. 5. Библ. 57 назв.

УДК 550.382.3+383.3

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И СТРАТИГРАФИЯ ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ТОЛЩ ПРИОБСКОГО ПЛАТО. П о с п е л о в а Г.А. Сб. "Земная кора складчатых областей юга Сибири", вып. 2. Ротапринт Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1970, стр. 35

В статье приведены детальные палеомагнитные исследования осадочных пород калманской, телеутской и володарской свит в обнажениях у оел Гоньба и Елунино (10 и 50 км от г. Барнауда). Изучены все литологические разности пород: суглинистые породы,

глинистые пески, погребенные почвы, представленные 54I ориентированным образцом. Дано описание разрезов, методы полевых и лабораторных палеомагнитных исследований (оценка палеомагнитной стабильности пород, методы выделения первичной остаточной намагниченности; изучение природы I_n). В разрезах установлены прямая и обратная палеомагнитные зоны, которые разделяются на ряд интервалов узкими горизонтами с "аномальным" направлением I_n° . В обратной зоне получены два сдвоенных интервала прямой полярности. Обнаружен переходный интервал. Показано, что полученный палеомагнитный разрез является "записью" истории геомагнитного поля. Дан опорный палеомагнитный разрез для плиоцен - плейстоценовых толщ Приобья. Проведено сопоставление разреза с палеомагнитными и радиометрическими данными по А.Коксу. Граница зон Брунеса и Матуямы (0,69 млн. лет) проходит в верхах телеутской свиты. Зона Матуямы охватывает большую часть телеутской свиты и володарскую. Нижняя граница зоны Матуямы пока не установлена. Приведена стратиграфическая корреляция изученных толщ с мировыми палеомагнитными данными.

Табл. I. Илл. 10. Библ. 38 назв.

УДК 550.382.3+383.3

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ИЛЕКСКОЙ СВИТЫ ЧУЛЫМО-ЕНИСЕЙСКОЙ ВПАДИНЫ. П о с п е л о в а Г.А., Л а р и о н о в а Г.Я. Сб. "Земная кора складчатых областей юга Сибири", вып. 2. Ротапринт Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1970. стр. 15

Приведены результаты палеомагнитных исследований континентальных отложений илексской свиты Чулымо-Енисейской впадины. Установлено, что все изученные породы намагничены прямо. Положения палеомагнитных полюсов, вычисленные по средним значениям стабильных I_n трех обнажений с учетом тектоники легли близко друг к другу и расположились в районе Восточно-Сибирского моря. Средние координаты палеомагнитного полюса $\lambda = 148^\circ$ в.д., $\phi = 74,5^\circ$ с.ш. Средняя палеоширота 66° .

Табл. 2. Илл. 8. Библ. 10 назв.

Технический редактор *Л. А. Панина*

Подписано к печати 10.11.1971г. МН 03519
Бумага 60×84/16. Печ.л. 7,25. Уч.-изд. л. 6,95.
Тираж 500. Заказ 108. Цена 48коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.