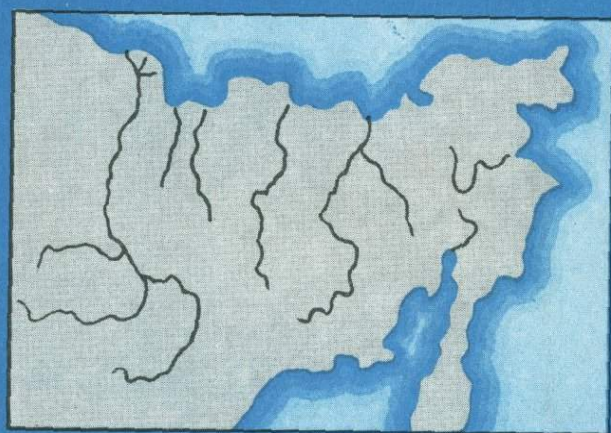


Ю. Я. ВАЦИЛОВ, Т. П. ЗИМНИКОВА, Н. А. ШИЛО

Петрофизика поверхностных и глубинных образований северо-востока Азии



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Северо-Восточный комплексный
научно-исследовательский институт

Ю.Я. ВАЦИЛОВ, Т.П. ЗИМНИКОВА, Н.А. ШИЛО

Петрофизика поверхностных и глубинных образований северо-востока Азии



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1982



Вашилов Ю.Я., Зимникова Т.П., Шило Н.А. Петрофизика поверхностных и глубинных образований северо-востока Азии. М.: Наука, 1982.

Монография является первой обобщающей работой по петрофизике северо-востока Азии. В ней даны петрофизическая характеристика и классификация поверхностных образований, на основе которых сделаны выводы о физических свойствах глубинного вещества; разбираются вопросы пространственной корреляции рудопроявлений и региональных петрофизических закономерностей; рассмотрены новые методы петрофизических исследований, среди которых особый интерес представляют методы построения глубинных петроплотностных срезов и разрезов, методы расчета плотности по химическому составу кристаллических горных пород и др.

Монография представляет интерес для широкого круга геологов и геофизиков, интересующихся методами региональных петрофизических исследований и вопросами геологии и глубинного строения северо-востока Азии.

Ответственный редактор

доктор физико-математических наук
В.А. КУЗИВАНОВ

ВВЕДЕНИЕ

Петрофизика как наука занимается изучением физических свойств поверхностных образований и глубинного вещества земной коры и верхней мантии на основе лабораторных измерений на образцах и интерпретации геофизических данных; выявлением и анализом многообразных связей физических свойств горных пород между собой, а также с различными геолого-геофизическими и геохимическими явлениями; разработкой специфических методов указанных исследований.

В данной монографии рассматриваются вопросы региональной петрофизики северо-востока Азии и, в меньшей степени, некоторые интерпретационные методы глубинных и поверхностных петрофизических исследований. Под северо-востоком Азии понимается территория, расположенная к востоку от Верхоянского хребта (исключая п-ов Камчатку). Понятие "Северо-Восток СССР" в монографии употребляется для обозначения части территории северо-востока Азии: Магаданскую область, Якутскую АССР к востоку от р. Колымы и север Камчатской области за пределами п-ова Камчатка.

Региональное изучение физических свойств горных пород дает ту фактическую основу, опираясь на которую и используя результаты геолого-геофизических наблюдений, исследователь может заглянуть в земные недра и нарисовать достаточно обоснованную картину их устройства. И хотя по распределению физических свойств горных пород земной поверхности нельзя однозначно ответить на вопрос как о физике глубинного вещества, так и особенно о его геолого-петрологической позиции, тем не менее без знания региональных особенностей распределения физических свойств глубинные построения или невозможны вообще, или представляются малообоснованными.

Большей определенности в интерпретации физических свойств глубинного вещества способствует выявление корреляционных связей между различными физическими характеристиками, между физическими и химическими свойствами пород и т.д., имеющими как общее, так и региональное значение. На базе этих взаимосвязей и закономерностей по одним физическим характеристикам прогнозируются другие, сужается область петрографической интерпретации глубинных образований по физическим свойствам, реализуется задача использования петрофизических признаков при классификации поверхностных магматических образований и изучения особенностей металлогении территории и т.д.

Монография является первой обобщающей работой по петрофизике северо-востока Азии. В ней систематизированы результаты многолетних исследований физических свойств осадочных, метаморфических и изверженных горных пород и петрофизических характеристик вещества больших глубин, проведенных в лаборатории региональной геофизики Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института Даль-

невосточного научного центра АН СССР (СВКНИИ ДВНЦ АН СССР). Кроме того, здесь приведены наиболее важные результаты, полученные специалистами различных геологических организаций северо-востока СССР, а также опубликованные в научной литературе. Наиболее обширные исследования и систематизация физических свойств рассматриваемого региона выполнены И.В. Беляевым в 1965–1969 гг., Ю.Я. Ващиловым в 1958–1961, Т.П. Зимниковой в 1964–1976, Л.И. Измайловым в 1962–1969, Т.И. Линьковой в 1970–1975, Н.В. Ложкиной в 1965–1970, А.А. Николаевским в 1958–1969, В.А. Озерцовой в 1968–1971, Д.М. Печерским в 1960–1965, Ф.С. Файнбергом в 1970–1974, Л.Г. Шпилюко в 1968–1975, Я.Б. Шварцем в 1956–1961, В.С. Якуповым в 1963–1966. Некоторые результаты указанных исследований опубликованы [5, 12, 17, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 42, 46, 66]. В перечисленных публикациях, как правило, разбираются вопросы, относящиеся к одной из сторон проблемы петрофизики региона, например к палеомагнетизму и магнитным свойствам [5, 26, 31, 46], плотности [12, 17, 27, 28, 29, 30], электропроводности [42, 66] и т.д.

В монографии рассмотрены виды физических свойств, которые наиболее часто используются при интерпретации геофизических данных, особенно регионального характера, и определяются в результате этой интерпретации. Например, электрические свойства пород характеризуются удельным сопротивлением, диэлектрической и магнитной проницаемостью, поляризуемостью, электрохимической активностью и т.д., в предлагаемой работе рассматривается только удельное сопротивление. В стороне остаются вопросы естественной радиоактивности пород.

Монография состоит из "Введения", двух глав и "Заключения". В первой главе анализируются результаты петрофизических исследований, выполненных на основе изучения образцов горных пород. Здесь приведены результаты измерения физических свойств тех образцов, для которых имеются уверенные определения их стратиграфического положения, даны петрографическая и минералогическая характеристики, сделаны химические анализы и т.д., т.е. приведена их достаточно полная геологическая характеристика.

Наиболее полно представлены сведения о плотности и магнитной восприимчивости (свыше 100 тыс. образцов), в значительно меньшей степени — о скорости упругих волн, электропроводности. Особенно детально и всесторонне рассмотрены магматические образования. Составлена подробная геолого-петрографическая классификация интрузивных горных пород, представляющая большой интерес для геологов и геофизиков как в методическом отношении, так и в плане изучения генезиса интрузий на северо-востоке Азии. Прямое практическое значение имеет и разбираемый в этой главе вопрос о петрофизической спецификации рудопроявлений и особенностей металлогении.

Во второй главе рассматриваются вопросы методики петрофизической интерпретации с целью получения информации о физическом состоянии земных недр и приведены результаты ее применения в данном регионе. Здесь же даются определения плотности горных пород в естественном залегании по данным наблюдений в подземных выработках и шахтах, определения намагнитченности, плотности, скорости сейсмических волн, электропроводности, температур больших глубин — по итогам интерпретации геофизических данных.

Некоторые из этих методов и полученные с их помощью результаты

в обобщенном и систематизированном виде публикуются в данной монографии впервые.

Монография содержит таблицы плотностных, магнитных и других физических характеристик, составленные по результатам исследований, а также петрофизические карты рассматриваемого региона, в частности "Петроплотностную карту северо-востока Азии". Местоположение и названия большинства крупных интрузивных массивов указаны на "Карте интрузивных образований северо-востока Азии". Практический интерес представляют глубинные разрезы земной коры по гравимагнитным данным, построенные для разных районов Северо-Востока нашей страны.

Авторы выражают искреннюю благодарность Н.П. Аникееву, В.Ф. Белому, И.Л. Жулановой, О.Н. Иванову, П.П. Колесниченко, П.П. Лычагину, Т.И. Линьковой, В.М. Мерзлякову, В.А. Приставко, Б.М. Седову, А.П. Соболеву, М.И. Терехову и другим геологам, которые предоставили свои коллекции образцов и результаты своих петрографических и литологических исследований, а также оказали помощь при написании этой работы советами, консультациями и конструктивными замечаниями. Мы выражаем также свою признательность А.А. Калниной, А.В. Лучининой, Л.Л. Тихомировой, О.В. Сахно, О.К. Вайс, Р.Н. Стадниченко, взявших на себя нелегкую обязанность по оформлению работы.

ПЕТРОФИЗИКА ПОВЕРХНОСТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

1. ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Метаморфические дорифейские комплексы очень ограниченно обнажены на срезе мезозойских структур северо-востока Азии и до настоящего времени сравнительно слабо изучены. Выходы этих образований составляют основание жестких массивов: Охотского, Омолонского, Тайгоносского, Восточно-Чукотского, и подвергнуты гранулитовой фации метаморфизма.

Осредненные значения плотности (σ г/см³), магнитной восприимчивости ($k \cdot 10^6$ СГС) и остаточной намагниченности (I) дорифейских и докембрийских метаморфических пород отражены в табл. 1.

Наибольший объем исследуемых образцов дорифейских пород попадает на Омолонский и Тайгоносский массивы (всего 770 образца). Дорифейские образования на Омолонском массиве представлены довольно разнообразным комплексом метаморфических и изверженных пород. Они обнажаются в ряде сравнительно небольших выходов в разных районах массива в виде биотитовых, биотит-роговообманковых, пироксеновых, лейкократовых, очковых гнейсов и плагиогнейсов, мигматитов и в меньшей степени основных кристаллических сланцев и амфиболитов, слагающих гнейсовую толщу, средняя плотность которой достигает 2,70 г/см³, средняя магнитная восприимчивость — около $500 \cdot 10^6$ СГС.

В пределах Ольянинского и Коаргычанского блоков Омолонского массива средняя плотность гнейсов равна соответственно 2,70 и 2,76, амфиболитов — 2,94 и 2,96. Средняя магнитная восприимчивость биотит-амфиболитовых плагиогнейсов составляет $1200 \cdot 10^6$ СГС и $1570 \cdot 10^6$ СГС, а амфиболитов — примерно $5000 \cdot 10^6$ СГС в каждом блоке.

На юго-востоке с Омолонском массивом граничит Тайгоносский, архейские образования которого развиты в Авековском блоке на побережье Гижигинской губы (бассейн рек Ларень, Гижига, Колымак). Архей представлен здесь комплексом метаморфических пород: роговообманковыми и биотитовыми гнейсами, амфиболитами, биотитовыми, амфиболовыми, гиперстеновыми кристаллическими сланцами.

Авековский комплекс, подробно изученный И.Л. Жулановой в 1976 г., разделяется на три толщи: нижнюю — двупироксеновых гнейсов, среднюю — гранатовых гнейсов и верхнюю — амфиболовых гнейсов [24, 43].

По 64 образцам определена минералогическая плотность (σ г/см³) метаморфических пород пургоносской и косовской серий авековского комплекса (табл. 2). Ее среднее значение растет по разрезу сверху вниз —

Таблица 1

Плотность, магнитная восприимчивость и остаточная намагничённость дорифейских и докембрийских пород северо-востока Азии (всего 7000 образцов)

Породы	$\sigma_{\min} - \sigma_{\max}$	$\kappa_{\min} - \kappa_{\max}$	$I_{\text{н ср}}$
	$\sigma_{\text{ср}}$	$\kappa_{\text{ср}}$	
1	2	3	4

Дорифейские:*Омолонский массив*

Сланцы основные кристаллические	$\frac{2,80-2,98}{2,90}$	40 – 200
Амфиболиты	$\frac{2,76-3,46}{2,95}$	30 – 26000
Гнейсы амфиболовые	$\frac{2,64-2,99}{2,80}$	25 – 9000
Гнейсы гранитизированные, очковые	$\frac{2,60-2,81}{2,71}$	25 – 6100
Гранито-гнейсы	$\frac{2,58-2,68}{2,64}$	2 – 490
Мигматиты	$\frac{2,64-2,83}{2,69}$	40 – 1800
Плаггиогнейсы	$\frac{2,62-2,77}{2,69}$	25 – 2800

Тайгоносский массив

Сланцы основные кристаллические	$\frac{2,90-2,95}{2,92}$	30 – 40
Гнейсы гранат-биотитовые (рассланцованные)	$\frac{2,62-2,78}{2,71}$	0 – 30
Гранито-гнейсы	$\frac{2,68-2,71}{2,70}$	3 – 20
Гнейсы амфиболовые	$\frac{2,74-2,95}{2,81}$	210 – 1200

Восточно-Чукотский массив

Сланцы основные кристаллические	$\frac{2,80-3,02}{2,90}$	0 – 100
Амфиболиты	$\frac{2,68-3,05}{2,95}$	
Гнейсы биотитовые	$\frac{2,56-3,00}{2,74}$	10 – 250
Гнейсы гранитизированные	$\frac{2,54-2,69}{2,63}$	0 – 20

Охотский массив

Сланцы кристаллические, амфиболиты	$\frac{2,83-3,25}{3,00}$	0–200
Гнейсы биотитовые	$\frac{2,68-2,75}{2,72}$	
Гнейсы амфиболовые	$\frac{2,71-3,20}{2,83}$	
Гранито-гнейсы	$\frac{2,56-2,76}{2,66}$	0 – 120

Таблица 1 (продолжение).

1	2	3	4	
До кембрийские :				
Чукотская миогеосинклинальная система				
<i>Вост. Чукотка</i>				
Сланцы кристаллические, кварц-хлорит-гранатовые, амфиболовые	<u>2,60—3,00</u> 2,75	0—200		
Сланцы карбонатно-слюдистые, серицитовые	<u>2,52—2,90</u> 2,70	0—10		
Гнейсы амфиболовые	<u>2,56—2,99</u> 2,85	200—1300		
Амфиболиты	<u>2,60—3,14</u> 2,88			
Известняки метаморфизованные	<u>2,48—2,85</u> 2,70	0—5		
Алевролиты, песчаники	<u>2,58—2,80</u> 2,67	0—10		
Филлиты	<u>2,80—3,02</u> 2,90	0—10		
<i>О-в Врангеля</i>				
Сланцы кристаллические	<u>2,65—2,95</u> 2,79		Практически немагнитны	
Гнейсы	<u>2,57—2,81</u> 2,70			
Известняки	<u>2,58—2,80</u> 2,67			
Алевролиты, песчаники	<u>2,59—2,78</u> 2,68			
Краевые и внутренние поднятия				
<i>Омолонский массив</i>				
Сланцы кристаллические	<u>2,65—3,04</u> 2,75	<u>5—3245</u> 440		
Гнейсы хлоритовые, лейкократовые	<u>2,61—3,04</u> 2,69	<u>1—2200</u> 290		
Гнейсы полевошпатовые	<u>2,56—2,73</u> 2,63	<u>1—780</u> 170		
Кварциты	<u>2,58—3,07</u> 2,75	<u>0—8</u> 5		
Известняки	<u>2,68—2,71</u> 2,70	<u>0</u> 0		
Кварцито-песчаники	<u>2,58—2,71</u> 2,64	<u>0—14</u> 3		
Сланцы глинистые	<u>2,73—2,75</u> 2,74	<u>8—285</u> 70		
Мергели	<u>2,61—2,71</u> 2,69	<u>0—5</u> 0		
Итабириты	<u>3,04—3,78</u> 3,55	<u>3200—93000</u> 50000		

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4
<i>Охотский массив</i>			
Кварциты	<u>2,65–2,75</u> 70	0	
Известняки	<u>2,61–2,70</u> 2,63	0–30	
Сланцы глинисто-известковые	<u>2,55–2,65</u> 2,60	0–30	
<i>Сеттэ-Дабанский антиклинорий</i>			
Известняки, доломиты	<u>2,65–2,90</u> 2,75	0–50	
Кварциты	<u>2,58–2,65</u> 2,61	0–50	
Мергели, сланцы глинистые	<u>2,50–2,70</u> 2,67	0–50	
<i>Омулевское поднятие</i>			
Сланцы карбонатно-сланцевые	<u>2,43–3,06</u> 2,72	0–30	
Гнейсы	<u>2,38–2,80</u> 2,66	<u>0–260</u> 200	
Амфиболиты	<u>2,58–3,28</u> 2,93	0–3400	
Известняки	<u>2,33–2,85</u> 2,68	0–30	
Мраморы	<u>2,44–2,93</u> 2,69	0–30	
Кварциты	<u>2,59–2,68</u> 2,67	0–30	
<i>Полоусненское поднятие</i>			
Сланцы кристаллические амфиболитовые	<u>2,68–3,08</u> 2,88	<u>100–90000</u> 5000	
Сланцы кварцево-сланцевые	<u>2,50–3,04</u> 2,62	<u>0–15000</u> 30	
<i>Приколымское поднятие</i>			
Сланцы кристаллические, амфиболитовые, актинолитовые	<u>2,61–3,18</u> 2,89	<u>0–8200</u> 2770	585
Сланцы графитизированные, филитизированные	<u>2,50–3,17</u> 2,83	<u>0–17500</u> 2350	540
Сланцы хлоритовые	<u>2,36–3,15</u> 2,74	<u>0–11250</u> 800	170
Сланцы гранат-амфиболитовые	<u>2,91–3,12</u> 3,00	<u>0–50</u> 30	
Амфиболиты	<u>2,57–3,25</u> 2,93	<u>16–9000</u> 2900	550
Сланцы глинистые, окварцованные	<u>2,57–2,94</u> 2,69	<u>0–170</u> 100	265
Сланцы серицитовые	<u>2,28–3,13</u> 2,73	<u>0–8650</u> 515	375

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4
Гнейсы	2,60–3,07	0–600	40
	2,73	255	
Гранито-гнейсы	2,55–3,20	0–6170	4670
	2,66	835	
Кварциты	2,42–3,20	0–1500	75
	2,66	90	
Доломиты	2,58–3,03	0–200	30
	2,74	70	
Известняки	2,67–2,83	0–30	0
	2,72	0	
Порфиroidы	2,55–3,20	0–100	25
	2,70	35	
Песчаники кварцитовые	2,38–3,10	0–100	25
	2,68	45	
Песчаники аркозовые кварцитовые	2,31–2,98	0–3650	210
	2,60	450	
Гравелиты	2,55–2,90	0–8000	800
	2,67	1000	
Брекчии, конгломераты	2,54–3,19	0–3000	550
	2,72	615	
<i>Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная зона</i>			
Сланцы метаморфизованные глаукофановые	2,72–3,14	10–30	
	2,99	30	
Метабазальты, метадиабазы	2,71–3,18	28–60	
	2,93	40	
Кремнистые (черты, метачерты)	2,60–2,78	0–20	
	2,67	10	
Известняки	2,59–2,71	0–30	
	2,68	0	

от косовской серии до пургоносской. Повышаются соответственно и пределы изменения плотности по данному разрезу. Средняя плотность косовской серии 2,84, верхи пургоносской имеют 2,88, а низы, представленные гранат-биотитовыми плаггиогнейсами и основными кристаллическими сланцами – 3,04. Гнейсы авековского комплекса практически немагнитны ($k_{cp} = 20 \cdot 10^6$ СГС), повышенными значениями k обладают амфиболиты.

Выходы архея известны в пределах Кухтуйского выступа Охотского массива, где преобладают гнейсы и амфиболиты, затронутые гранулитовой фазией метаморфизма. Самой высокой средней плотностью обладают амфиболиты – 3,0, затем идут амфиболовые гнейсы – 2,83, гранатовые гнейсы – 2,72 и кварцполевошпатовые, биотит-полевошпатовые гнейсы – 2,66 [61].

Выходы древних метаморфических пород на Чукотском п-ове представляют собой основание остаточного массива и образуют два блока: северный и южный. Комплекс ультраметаморфических пород расчленяется на нижнюю, существенно гнейсовую, и верхнюю – кристалличес-

Таблица 2

Минералогическая плотность пород авековского комплекса

Толща	Мощность, м	$\sigma_{\min} - \sigma_{\max}$	$\sigma_{\text{ср}}$	Характеристика пород
<i>Косовская серия</i>				
Верхняя	3000—3500	2,67—3,15		Гололейкократовые плагиогнейсы с прослоями гранатовых плагиогнейсов, амфиболитов, кальцифиров, основных кристаллических сланцев
Нижняя	3000—3500	2,67—3,15	2,84	Амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты, единичные прослои гранатовых гнейсов
<i>Пургоноская серия</i>				
Верхняя	3000—3500	2,72—3,30	2,88	Гранат-биотитовые, силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы с прослоями гранат-биотит-гиперстеновых сланцев
Средняя	3000—3500	2,85—3,18	3,04	Гранат-клинопироксен-биотитовые, двупироксен-биотитовые гнейсы, основные кристаллические сланцы
Нижняя	3000—3500			Гранат-биотитовые плагиогнейсы

ких сланцев и мраморов. По мнению многих исследователей Чукотки, разрез кристаллической толщи обладает отчетливым двухъярусным строением: нижняя часть — существенно гнейсовая, верхняя сложена кристаллическими сланцами. В период 1965—1970 гг. разрезы нижней и верхней толщ изучались О.Н. Ивановым (район мыса Литке и бухты Пуотен, бассейн р. Чегитунь), который получил данные, позволяющие уточнить строение метаморфического комплекса. Установлен собственно осадочный характер первичного комплекса пород, в нижней части которого присутствуют ортоамфиболиты, а также биотитовые, гранатово-биотитовые и амфиболовые сланцы и биотитовые, пироксено-биотитовые, роговообманковые гнейсы.

Набор минералов (микроклин-плагиоклаз, биотит, гранат, роговая обманка, моноклинный и ромбический пироксен, кордиерит, силлиманит) характеризует высокую степень метаморфизма пород, свойственную древним образованиям. Метаморфические породы Чукотского п-ова глубоко гранитизированы. Явление особенно интенсивной гранитизации и мигматизации наблюдается в кристаллических породах верховьев р. Чегитунь. Средняя плотность докембрийских кристаллических сланцев и амфиболитов Чукотки укладывается в диапазон 2,85—2,90 г/см³, вариации плотности сланцев — от 2,80 до 3,05, наибольшей σ обладают амфибол-биотит-гранатовые сланцы. Примерно такой же плотностью характеризуются и гнейсы, за исключением гнейсов в бассейне рек Ванкарем и Вельмай ($\sigma_{\text{ср}} - 2,85$). Плотность мраморов и метаморфизованных известняков 2,70—2,85, амфиболитов — 2,80—2,90. По данным вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) В.А. Кириллова, удельное электрическое сопротивление дорифейских метаморфических пород (гнейсы, кристаллические сланцы с прослоями кварцитов и известняков) в мерзлом состоянии находится в пределах 1500—3000 Ом · м, в талом состоянии оно менее 100 Ом · м.

Таким образом, плотность метаморфических толщ Чукотки повышена, довольно стабильно; породы практически немагнитны, за исключением амфиболитов, амфиболовых и амфибол-пироксеновых сланцев. Степень гранитизации кристаллических пород очень велика. В метаморфических породах часто образуются участки и зоны гранитоидного состава: гнейсограниты, мигматиты, метасоматические пегматиты. Процессы гранитизации способствуют разуплотнению пород до $2,59-2,64 \text{ г/см}^3$ и понижению намагниченности.

Плотностные и магнитные свойства докембрийских метаморфических пород наиболее полно исследованы на территории Приколымского поднятия, Омолонского массива и Алазейского плоскогорья (см. табл. 1). Для исследований использованы коллекции Б.В. Пепеляева, Р.С. Фурдуй, А.А. Николаева, В.А. Шишкина. Метаморфические породы Приколымского поднятия обнажаются по правобережью р. Колымы между ее притоками Шаманихой и Б. Столбовой (Шаманихо-Столбовской блок), в средней части бассейна р. Колымы по ее притокам Поповке, Коркодону и др. В разное время геологическими исследованиями этих образований и их изучением занимались В.А. Зимин, Б.В. Пепеляев, Ю.М. Пуцаровский, Р.С. Фурдуй, А.А. Николаев, Ю.В. Неверов, В.А. Шишкин.

Метаморфические комплексы Приколымья представлены различными гнейсами (гранато-амфиболовыми, с очковыми структурами, гранито-гнейсами), парагнейсами с прослоями кристаллических сланцев, амфиболитами, порфироидами. Метаморфические сланцы выражены эпидот-амфиболовыми, биотит-кварцево-хлоритовыми разновидностями. Породы сильно дислоцированы, осложнены многочисленными разломами, подвергнуты интенсивной гранитизации и мигматизации.

Магматические породы, относимые к образованиям протерозойского возраста, представлены порфироидами, ортоамфиболитами, микроклиновыми и плагиоклазовыми гранитами. Докембрийские осадочные метаморфические образования средней части бассейна р. Колымы включают в себя: кварциты и кристаллические сланцы, преимущественно доломитизированные известняки и доломиты с подчиненными прослоями слюдисто-кварцевых, филлитовых и глинистых сланцев, кварциты, песчаники, конгломераты.

Отмечено, что на Приколымском поднятии особенно высокими плотностями выделяются породы вулканогенного происхождения: их плотность изменяется в пределах $2,80-3,00$. Это — лавы основного и среднего состава, впоследствии превращенные в метаморфические сланцы. Средняя плотность амфиболо-хлоритовых сланцев и метадиабазов составляет $2,80-2,85$. При этом для докембрийских образований Приколымского поднятия характерно внедрение многочисленных даек метадиабазов. Дайки метадиабазов — плотные и сланцеватые породы, часто минерализованные гематитом и сульфидами.

Дайки метадиабазов по степени метаморфизма и минеральным ассоциациям почти не отличаются от кристаллических сланцев. Часто метадиабазы так изменены и рассланцованы, что утратили признаки магматических пород и многими исследователями относятся к амфибол-биотит-хлоритовым кристаллическим сланцам.

В их состав входят: амфибол $30-50$, эпидот $10-30$, хлорит $5-15$, титано-магнетит $5-10$, полевой шпат $10-20\%$. По данным А.А. Ворошилова, кроме высокоплотных метадиабазов, выделяется группа образцов с максимумом $2,50-2,60 \text{ г/см}^3$ по различию в минералогическом составе пород. Увеличение содержания темноцветных минералов (до $40-60\%$)

приводит к увеличению плотности (до $2,93-2,96 \text{ г/см}^3$), а увеличение в породе полевых шпатов (до 40–50%) — к ее понижению (до $2,60-2,70 \text{ г/см}^3$). Широкий диапазон значений имеет и их магнитная восприимчивость: при двумодальном характере распределения первый максимум лежит в интервале $500-1000 \cdot 10^{-6}$ СГС, второй — $1500-5000 \cdot 10^{-6}$ СГС. Плотность же кристаллических сланцев первично осадочного происхождения в основном укладывается в пределах $2,60-2,80$, их магнитная восприимчивость ниже $50 \cdot 10^{-6}$ СГС. Практически немагнитны метаморфизованные песчаники, известняки, кварциты.

Плотность разреза различных кварцито-песчаников, известковых и биотит-полевошпатовых сланцев и кварцитов варьирует в пределах $2,55-2,67$; причем минимальной плотностью обладают песчаные породы, максимальной — сланцевые. Повышенными значениями плотности отличаются карбонатные породы.

Скорости распространения упругих волн, определенные в лабораторных условиях на сейсмоскопе ИПА-59 (Л.Г. Шпилько, 1964) для докембрийских пород Шаманихо-Столбовского блока Приколымского поднятия, характеризуются величиной $2,6-4,8 \text{ км/с}$. При этом более высокой скоростью отличаются известняки, доломиты ($3,7-4,2 \text{ км/с}$), амфиболиты и порфиroidы ($3,8 \text{ км/с}$), метаморфические сланцы и ортосланцы ($3,8-4,8 \text{ км/с}$). Серицит-хлоритовые и мусковит-хлоритовые сланцы, филлиты, кварцито-песчаники и кварциты имеют более низкую скорость упругих волн — порядка $3,2-3,4-4,2 \text{ км/с}$. По данным сейсмопрофилирования и сейсмокартажа (И.А. Быков, Э.П. Губанов, А.Н. Кирсанов, Е.Е. Лумпов, 1967), граничные скорости для докембрийских пород этого же района лежат в интервале $3,5-7,2 \text{ км/с}$. Максимальные $V_{гр.}$ отмечены у известняков и метаморфических сланцев ($5,4-6,2-7,2 \text{ км/с}$), минимальные — у филлитов и мусковит-хлоритовых сланцев ($3,5-4,8 \text{ км/с}$).

Плотность пород рифейского комплекса изучена пока недостаточно, поэтому не удалось выявить их плотностную дифференциацию по площади. Выделяются две плотностные группы: $2,65-2,75$ — для терригенно-карбонатных отложений Приколымья и $2,85-2,95$ — для рифейско-нижнепалеозойских (?) отложений Алазейской эвгеосинклинальной зоны.

Определенный интерес представляют результаты изучения физических свойств древних осадочно-метаморфических отложений Алазейского плоскогорья — практически единственного района Колымо-Индибирского междуречья, пригодного для непосредственных геологических наблюдений. Исследования физических свойств пород Алазейского плоскогорья по коллекциям П.П. Лычагина, В.М. Мерзлякова, М.И. Терехова, О.Н. Иванова выявили резкое разделение этих пород по плотности на две группы. С одной стороны, — породы пониженной плотности ($2,40-2,70$) и повышенной намагниченности мезозойского и среднепалеозойского возраста, с другой — высокоплотные слабомагнитные рифейско-нижнепалеозойские (?) метаморфические породы преимущественно основного состава, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и глаукофан-сланцевой фаций (средняя плотность $2,90-2,95$).

Плотности метаморфизованных глаукофановых сланцев, metabазальтов и метадиабазов варьируют в пределах $2,71-3,18$; средняя плотность сланцев (хлоритовых, актинолит-хлоритовых) достигает $2,90$, metabазальтов — $2,95$. Следует отметить, что в разрезе рифейско-нижнепалеозойских образований выделяются породы менее уплотненные — кремнистые породы и сланцы; их средняя плотность — $2,67$, $k_{ср.} = 10 \cdot 10^{-6}$ СГС.

Таблица 3

Средние плотности преимущественно немагнитных осадочных и метаморфических фанерозойских пород северо-востока Азии (по 36800 образцам)

Породы	Возраст	Яно-Колымская и Чукотская				
		Верхоянский метантиклинорий	Южно-Верхоянский синклиний	Сеттэ-Дабанский антиклинорий	Палоусенский антиклинорий	Яно-Индибирская синклинальная зона
Доломиты				2,77		
Известняки				2,70		
Алевролиты				2,60		
Сланцы	<i>Cm</i>			2,58		
Кварцы				2,62		
Сланцы		2,66	2,62	2,69	2,69	2,68
Песчаники		2,66	2,62			2,60
Алевролиты, аргил-литы	<i>Pz</i>					2,59
Известняки				2,70	2,72	
Доломиты				2,76		
Кварциты						
Конгломераты, брекчии						
Сланцы, мергели	<i>Mz</i>		2,67		2,67	2,65—2,73
Песчаники		2,56	2,64			2,71
Алевролиты, аргил-литы		2,60	2,68			2,60—2,74
Известняки						2,72
Конгломераты						2,58—2,64
Песчаники, туфопесчаники						
Роговики					2,69	
Мраморы					3,03	
Кварцы					2,53	
Песчаники	<i>Kz</i>					
Алевролиты						

Среднепалеозойские (?) образования (кенгельдинская толща) сложены граувакками, кремнистыми породами, гравелитами, эффузивами основного и среднего состава. Эти породы также затронуты глаукофан-сланцевым метаморфизмом и составляют плотностную группу 2,65—2,70 с $k_{\text{ср.}} = 25 \cdot 10^{-6}$ СГС.

Результаты определения минералогической плотности 140 порошковых проб метаморфических пород из этого района также подтверждают высокую уплотненность рифейско-нижнепалеозойских образований. Средняя минералогическая плотность metabазальтов и глаукофановых сланцев равна 3,05, пределы ее изменения — 2,768—3,298; метаморфических

миогеосинклинальные системы

Иньяли-Дабинская зона линейной изоклинальной складчатости	Тас-Хаяхташский блок	Момо-Зырянская впадина	Омулевское поднятие	Приколымское поднятие	Омолонский массив	Охотский массив
				2,75		
				2,71		
				2,65		
				2,69		2,60
				2,62		
	2,72			2,62—2,71	2,61	2,70
			2,68	2,58—2,70	2,65	2,62
		2,67	2,59	2,55—2,70	2,69	2,60
			2,62			
	2,72			2,55—2,80	2,69	
			2,72			
			2,75			
					2,70	2,60
			2,66			
2,61—2,70		2,65		2,63—2,73	2,63	
2,63		2,68		2,57—2,70	2,64	
2,63—2,68		2,68	2,55	2,60—2,68	2,64	
2,66				2,65	2,68	
				2,55	2,64	
2,68						

палеозойских — 2,760—2,802. Таким образом, рифейско-нижнепалеозойские (?) и палеозойские образования Алазейской эвгеосинклинальной зоны характеризуются слабой намагниченностью и большой плотностью.

Кембрийские отложения, закартированные в Приколымье и в Сеттэ-Дабанском блоке, представлены в основном доломитами, известняками и подчиненными прослоями песчаников, кварцитов, диабазов. Максимальной плотностью в разрезе кембрия отличаются доломиты и доломитизированные известняки (2,70—2,80), минимальной — кварциты и сланцы (2,60—2,65). Для всего разреза кембрийских карбонатно-сланцевых отложений средняя плотность пород равна 2,68.

Таблица 3 (окончание)

Породы	Возраст	Тайгонский массив	Яно-Сугойская зона глыбовой складчатости			Чаунская складчатая зона
			погружен. массивы	обрамления массивов	Анойская складчатая зона	
Доломиты						
Известняки						
Алевролиты	<i>Ст</i>					
Сланцы						
Кварцы						
Сланцы			2,70			2,66
Песчаники			2,50			2,65
Алевролиты, аргиллиты	<i>Pz</i>		2,70			2,66
Известняки						2,68
Доломиты						2,64
Кварциты						2,64
Конгломераты, брекчии						2,64
Сланцы, мергели	<i>Mz</i>	2,65	2,64—2,70	2,72	2,75	2,66
Песчаники		2,72	2,62—2,68	2,66	2,68	2,66
Алевролиты, аргиллиты		2,74	2,65	2,72	2,69	2,66
Известняки						
Конгломераты		2,72	2,69	2,65		2,68
Песчаники, туфопесчаники		2,77			2,76	2,57
Роговики		2,80				2,70
Мрамор						
Кварц						
Песчаники	<i>Kz</i>					
Алевролиты						

Кембрийские, ордовикские, силурийские и нижнекаменноугольные отложения складчатых областей северо-востока Азии характеризуются однородным вещественным составом. Они сложены в основном карбонатными породами и в существенно меньшей степени — терригенными. Средняя плотность известняков этой толщи 2,68—2,72, доломитов — 2,75—2,80, глинистых, известково-глинистых и известково-хлоритовых сланцев — 2,60—2,73, мергелей — 2,69, ангидритов — 2,85, гипсов — 2,25. Средние плотности как отдельных возрастных групп пород, так и всего ниже- и среднепалеозойского комплекса Яно-Колымской и Чукотской миогеосинклинальных складчатых систем варьируют в пределах 2,60—2,72 (табл. 3).

Магнитная восприимчивость известняков, доломитов, песчаников, алевролитов ниже-, среднепалеозойского возраста в складчатых об-

Восточная Чукотка	Остров Врангеля	Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система		Корякско-Камчатская кайнозойская складчатая область	Охотско-Чукотский вулканогенный пояс
		Алазейская зона	Олойская зона		
2,68	2,71	2,66			
2,64	2,68				2,63
2,70	2,66				2,65—2,70
2,68	2,70				2,65—2,70
		2,65			2,61
2,65			2,59	2,45—2,60	2,62—2,70
2,65			2,58		2,66
			2,60	2,49—2,65	2,58—2,63
			2,63	2,64	
		2,55	2,62		
		2,53		2,55	2,58
			2,61		
				2,16—2,50	
				2,15—2,45	

ластях не превышает $30 \cdot 10^6$ СГС. Электрические сопротивления их по данным электроразведки методом ВЭЗ и магнитотеллурического зондирования изменяются в пределах 5—5000 Ом · м и более. Однако в целом разрез ниже-, среднепалеозойских отложений является высокоомным.

Метаморфизованные песчаносланцевые породы палеозойского возраста, по данным В.С. Якупова [66], отличаются от неизмененных более высоким удельным сопротивлением. По значениям ρ они четко разделяются на две группы. Для первой группы, где преобладают сланцы, модальное значение удельного сопротивления находится в интервале 2500—3000 Ом · м; для второй характерны песчано-сланцевые породы и значение ρ достигает 5500 Ом · м.

Максимальное значение удельного сопротивления, равное 12000 Ом · м,

зафиксировано у кристаллических сланцев палеозойского возраста. Средняя плотность палеозойских отложений равна 2,65. Для палеозоя характерно накопление мощных карбонатно-сланцевых и терригенных толщ; в тех районах, где преобладают карбонатные и карбонатно-сланцевые формации, средняя плотность палеозоя выше, чем в районах развития песчано-сланцевых толщ. К областям повышенной средней плотности палеозоя относятся блоковые горст-антиклинальные поднятия, сложенные карбонатно-сланцевыми формациями ордовика, силура, девона. Максимальную плотность имеют известняки, доломитизированные кристаллические известняки и доломиты (2,70—2,75). Удельное электрическое сопротивление мерзлых известняков находится в пределах 1300—3000 Ом · м, среднее значение ρ равно 1950 Ом · м; отдельные определения ρ , относящиеся к крупнозернистым известнякам, дают очень высокие значения. Промерзание и доломитизация известняков резко повышает их удельное сопротивление [66].

Девонские отложения имеют пестрый литологический состав и такую же зависимую от него изменчивую плотность. Для примера можно сравнить девонские отложения Приколымья и Омuleвского поднятия. Если у первых средняя плотность достигает 2,65, то у вторых — она равна 2,60, причем отдельные разновидности пород, наиболее характерные для карбонатных и сланцевых формаций девона (известняки, сланцы, песчаники), на Приколымском поднятии имеют повышенную плотность. Разрезы среднего девона Омuleвского и Приколымского поднятий различны между собой. В Омuleвском поднятии девон представлен маломощной толщей красноцветных пород (глинистые известняки, известково-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, мергели, гипсы), в Приколымском — накопились преимущественно карбонатные породы. Естественно, девонские породы Приколымского поднятия характеризуются повышенной плотностью (2,62—2,68), пестроцветные толщи Омuleвского — пониженной (2,55—2,60).

В Корьякско-Камчатской складчатой области средняя плотность палеозойского комплекса, сложенного карбонатными и в меньшей мере терригенными породами, варьирует в пределах 2,65—2,70. Средняя плотность палеозойских пород бассейна р. Хатырки в пределах Корьякского нагорья, представленных сланцево-карбонатными толщами, — 2,66 г/см³. Довольно интенсивно уплотнена здесь и вулканогенно-яшмо-кремнистая толща, выраженная в основном окремнелыми алевролитами и аргиллитами, песчаниками, различными кремнистыми породами, яшмами и туфогенными породами среднего и основного состава. Средние плотности песчаников, кремнистых пород укладываются в диапазон 2,60—2,65, алевролитов, яшм и кремнистых туфитов — 2,65—2,70, туфов основного и среднего состава — 2,70—2,75 г/см³. Аналогичной плотностью обладают палеозойские блоки Омолонского остаточного массива, сложенные в основном нерасчлененными отложениями девона. Повышенными значениями плотности фиксируются интенсивно метаморфизованные и дислоцированные толщи палеозойских пород о-ва Врангеля. Палеозой здесь представлен доломитизированными и филлитизированными известково-глинистыми сланцами и карбонатно-песчаниковыми породами. Весь комплекс имеет среднюю плотность 2,68 (известняки — 2,70, сланцы — 2,71, песчаники и алевролиты — 2,66). Магнитная восприимчивость палеозойских пород невелика: $(10-50) \cdot 10^{-6}$ СГС.

Плотность пород палеозойского возраста всех районов варьирует в пределах 2,60—2,72, на общем фоне этих значений плотности обнаружи-

ваются отклонения, связанные с особенностями литологического состава пород. Плотность ниже-, среднепалеозойских отложений увеличивается от 2,65–2,70 на массивах дорифейской консолидации до 2,70–2,80 в складчатых областях.

В строении разреза мезозоя принимают участие отложения триаса, юры и мела: песчано-сланцевые и туфогенные образования, аргиллиты и алевролиты. В складчатых областях северо-востока Азии плотность преимущественно терригенных пород мезозойского комплекса колеблется в очень широких пределах (от 2,50 до 2,75), что связано с изменением их состава, возраста и степени метаморфизма. Средняя плотность мезозойских комплексов варьирует в пределах 2,56–2,68, причем минимальные значения средних плотностей (2,56–2,58) характеризуют депрессионные участки северо-востока Азии и участки слабо дислоцированного покрова ряда остаточных массивов. Повышенными значениями плотностей отличаются осадочные комплексы геосинклинальных областей (2,64–2,68), где породы подвергаются действию не только гравитационного давления, но и явлениям метаморфизма; здесь пористость уменьшается, а плотность пород увеличивается. В областях развития мезозойских пород выделено 11 плотностных групп, из них 4 относятся к триасу, 3 – к юрским образованиям и 4 – к нерасчлененным комплексам пород юры–мела и мела (рис. 1, см. вкл.).

Плотностные группы, характеризующие мезозойские, преимущественно терригенные толщи, выглядят следующим образом.

Триасовые образования

- 1) 2,55–2,65 г/см³ – Яно-Сугойская зона глыбовой складчатости;
- 2) 2,60–2,70 – Чаунская складчатая зона;
- 3) 2,65–2,70 – Иньяли-Дебинская зона линейной изоклиальной складчатости;
- 4) 2,65–2,75 – Анюйская складчатая зона, Тайгоносский массив.

Юрские образования

- 1) 2,60–2,65 – Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная зона;
- 2) 2,60–2,70 – Иньяли-Дебинская зона линейной изоклиальной складчатости;
- 3) 2,65–2,70 – Северная граница внешней части Анадырско-Корякской складчатой системы;

Нерасчлененные юрские и меловые образования

- 1) 2,50–2,55 – Внутренняя часть Анадырско-Корякской складчатой системы;
- 2) 2,55–2,60 – Внешняя часть Анадырско-Корякской складчатой системы;
- 3) 2,55–2,65 – Восточный борт Пенжинского прогиба;
- 4) 2,60–2,70 – Мургальский антиклинорий, Пекульнейская и Алганская зоны.

Плотность одновозрастных пород изменяется как при переходе от одной структурно-фациальной зоны к другой, так и в пределах отдельных зон. К примеру, на Северо-Востоке СССР отмечается существенное разделение триасовых и меловых отложений. Для триаса выявлены два района повышенных значений плотности. Первый – верховья рек Колымы и Индигирки, район междуречий Буюнды, Балыгычана и Сугоя; второй – пространственно совмещается с Анюйской зоной Чукотской миогеосин-

клинальной системы. Среди меловых образований Корякской складчатой системы также наблюдается резкая дифференциация плотности. Наибольшие значения плотности характерны здесь для тектонических зон, имеющих общее синклиналиное строение. Для пород верхоянского комплекса (средний карбон—верхняя юра) в зависимости от их вещественного состава она изменяется от 2,45 до 2,78 (наименьшая — углистые сланцы и песчаники, наибольшая — алевролиты, аргиллиты, известняки). Средняя плотность всего верхоянского комплекса изменяется по площади в широких пределах от 2,55 до 2,77. Относительно пониженные значения (2,55—2,65) характерны для мезозойского чехла дорифейских массивов, повышенные — для внутренних районов складчатой области, причем наиболее высокие значения средней плотности верхоянского комплекса (2,68—2,77) отмечается в Анойской складчатой зоне.

В общем отчетливо намечается зависимость плотности пород верхоянского комплекса от приуроченности к той или иной структурно-фациальной зоне. К примеру, в Иньяли-Дебинской зоне изоклинальной складчатости однообразные терригенно-осадочные толщи на синклинальных участках обладают не только повышенной плотностью (2,60—2,70), но и более высокими скоростями распространения упругих колебаний (4000—4500 м/с), на антиклинальных — соответственно 2,60—2,65 и 3200—4000. Для нижнеюрских и верхнетриасовых отложений характерны более высокие скорости распространения упругих колебаний. Магнитная восприимчивость песчано-аргиллитовых пород верхоянского комплекса колеблется в пределах $0-1000 \cdot 10^{-6}$ СГС и более. Повышенные ее значения характерны для сульфидизированных песчаников, аргиллитов и алевролитов. Средняя магнитная восприимчивость образований верхоянского комплекса — менее $30 \cdot 10^{-6}$ СГС, т.е. в целом они практически немагнитны.

По электрическим сопротивлениям отложения верхоянского комплекса можно подразделить на два геоэлектрических горизонта: нижний из них (мощность 1—2 км) — низкоомный, верхний — высокоомный (см. разд. 2 гл. 2).

В кайнозойской Корякско-Камчатской складчатой области плотность горных пород изучалась в хребтах Пекульнейском, Корякском, Рарыткин, в районе бухты Угольной и в бассейнах рек Хатырка, Великая.

Наибольшую среднюю плотность (2,66) здесь имеют палеозойские известняки бассейна р. Хатырка. Плотность песчаников юры достигает 2,64, а мелового возраста не превышает 2,53. Плотность алевролитов, аргиллитов изменяется от 2,47 до 2,69.

Особенно резко дифференцирована плотность меловых отложений. Наибольшая плотность меловых пород отмечена в Алганской зоне, наименьшая — в Ваежской зоне, различия в плотности велики и достигают 0,15. Выявлена некоторая тенденция возрастания значений плотности в направлении юг—север.

Третичные образования, преимущественно терригенные, подразделяются на две плотностные группы, которые относятся исключительно к Корякско-Камчатской кайнозойской складчатой области: первая (2,50—2,55) характеризует Олюторско-Камчатскую складчатую систему, вторая (2,55—2,60) — внешнюю зону Анадырско-Корякской складчатой системы.

В Анадырской и Хатырской впадинах по данным сейсмокаротажа скважин и по скоростным зондированиям изучены скорости распространения отраженных волн в мезо-кайнозойских отложениях. Отмечается

нарастание значений плотности и упругих свойств отложений в зависимости от глубин залегания и возраста пород. Для четвертичных отложений Анадырской впадины (Р.А. Вахрушкин, Д.Д. Миронюк, Р.А. Миронюк, А.А. Шахмеликян, 1977) на глубине до 100 м зафиксирована пластовая скорость 2500–3500 м/с ($\sigma = 1,47$). В нижнем миоцене и палеогене (от 500 и свыше 1000 м) пластовые скорости и плотности отложений нарастают (соответственно 3200–40000 м/с и 2,27). Скачок скорости и плотности в разрезе отмечается на границе меловых и кайнозойских отложений. Плотность нижнемеловых отложений, вскрытых на глубине 1013 м, равна 2,60, а пластовые скорости возрастают до 5000 м/с и более.

В пределах Хатырской впадины, где скважинами вскрыты палеогеновые и неогеновые отложения (Г.Г. Войков, И.П. Котова, Г.Г. Романенко, 1978 г.), не наблюдается резкой дифференциации пластовых скоростей. Средняя плотность — 2,30–2,50, кажущееся сопротивление (ρ_K) изменяется от 10–20 до 300 Ом · м. Следует отметить, что средние пластовые скорости для зоны вечной мерзлоты в Анадырском районе — 2400–2500 м/с, ниже зоны мерзлоты эти скорости снижаются до 2100–2200 м/с.

Детальные петроплотностные и петромагнитные исследования верхнемеловых и кайнозойских отложений Марковской впадины проведены Л.А. Анкудиновым и другими специалистами в 1978–1979 гг. Установлено, что средняя плотность влагонасыщенных образцов и магнитная восприимчивость распределяются по разрезу следующим образом: отложения крестовской и дуговской свит ($K_{1-2 \text{ al } - t}$) — 2,47 г/см³ и $1100 \cdot 10^{-6}$ СГС, нижнего сенона (K_{2sn_1}) — 2,27 г/см³ и $400 \cdot 10^{-6}$ СГС, марковской свиты (P_{2mr}) — 2,18 г/см³ и $80 \cdot 10^{-6}$ СГС, неогена и четвертичных — 1,6–2,0 г/см³ и немагнитных. Для разреза характерно увеличение плотности и намагниченности от молодых к более ранним отложениям. Дополнительные сведения о плотности осадочных и вулканогенно-осадочных образований (пород верхоянского комплекса, осадочных пород верхнемеловых наложений впадин, эффузивно-осадочных толщ мела и др.), полученные при интерпретации геофизических данных, содержатся в главе 2.

Распределение средних плотностей близповерхностных образований Северо-Востока Азии показано на картосхеме (рис. 2, см. вкл.), на которой обобщены сведения о распределении плотности метаморфических, осадочных вулканогенно-осадочных и магматических образований региона (вариации значений плотности в отдельных районах сглажены) [30]. Размер элементарных ячеек при построении изолиний плотности составляет 25x25 км. В пределах каждой ячейки учитывались вариации плотности горных пород, характеризующие особенности геологического строения Северо-Востока Азии. Средняя плотность мезозойского комплекса, занимающего огромную территорию на Северо-Востоке, очень изменчива — (2,40–2,70). Относительно пониженные значения σ (2,20–2,60) приурочены к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу, Корякской складчатой системе и депрессиям, заполненным рыхлыми осадками.

В складчатых областях разного возраста наиболее высокая средняя плотность (2,60–2,85) наблюдается у дислоцированных и глубокометаморфизованных пород. Эти породы образуют преимущественно горст-антиклинальные поднятия — Прикольмское, Омулвское, Момское и Полоусненское и жесткие остаточные массивы — Восточно-Чукотский, Тайгоносский и Омолонский.

Таким образом, изучение физических свойств пород, слагающих разрез Верхояно-Чукотской мезозойской и Корякско-Камчатской кайнозойской складчатой областей, позволяет сделать следующие выводы.

1. Существует явная зависимость плотности от литологических особенностей, геологического возраста и приуроченности пород к той или иной структурно-фациальной зоне. Например, породы мезозойского возраста, преимущественно немагнитные, имеют изменчивую плотность, зависящую от состава пород, их возраста и степени метаморфизма.

2. Плотность триасовых образований на северо-востоке Азии существенно дифференцирована и в районах развития линейных складок на 0,10 выше, чем в зонах слабых дислокаций.

3. Плотность юрских пород в Иньяли-Дебинской зоне линейной складчатости возрастает на север и юго-восток от района бассейна р. Чаркы.

4. Средняя плотность одновозрастных пород верхоянского комплекса растет с увеличением напряжения складчатости.

5. Резкоизменчивая плотность меловых образований Корякско-Камчатской кайнозойской складчатой области имеет некоторую тенденцию нарастания в направлении к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу.

6. В разрезах Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области выделяются три плотностные границы: между поверхностью нижне-, среднепалеозойских и кровлей рифейских (?) образований с разностью плотностей 0,05, между кровлей глубокометаморфизованных пород архея и подошвой раннего протерозоя с разностью плотностей 0,1; между основанием мезозойских осадочно-терригенных образований и кровлей дорифейских с разностью плотностей 0,1–0,35 (средняя плотность архейско-нижнепротерозойских кристаллических пород принята равной 2,8).

7. По магнитной восприимчивости в разрезе земной коры региона выделяется четыре типа образований:

а) песчано-глинистые (мезозокайнозой, верхний и средний палеозой, верхоянский комплекс), характеризующиеся пределами изменения магнитной восприимчивости $0-100 \cdot 10^{-6}$ СГС;

б) вулканогенные, вулканогенно-кремнистые (пермо-триас, мел) — $50-1000 \cdot 10^{-6}$ СГС;

в) карбонатно-галогенные и терригенные (рифей, нижний и средний палеозой) — $0-50 \cdot 10^{-6}$ СГС;

г) кристаллические породы (архей, нижний протерозой) — $0-6000 \cdot 10^{-6}$ СГС.

2. ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Изменения физических свойств магматических горных пород объясняются вариациями их минералогического и химического состава и существованием порового пространства разной природы.

Для широко представленных в регионе разновидностей интрузивных пород (граниты, гранодиориты, диориты, габбро) достаточно уверенно установлены пределы изменений, средние и наиболее вероятные значения плотности и магнитной восприимчивости [28, 29] (приложение I). При детальном анализе гистограмм и величин распределения k и σ , а также силикатных анализов интрузивных пород выяснилось,

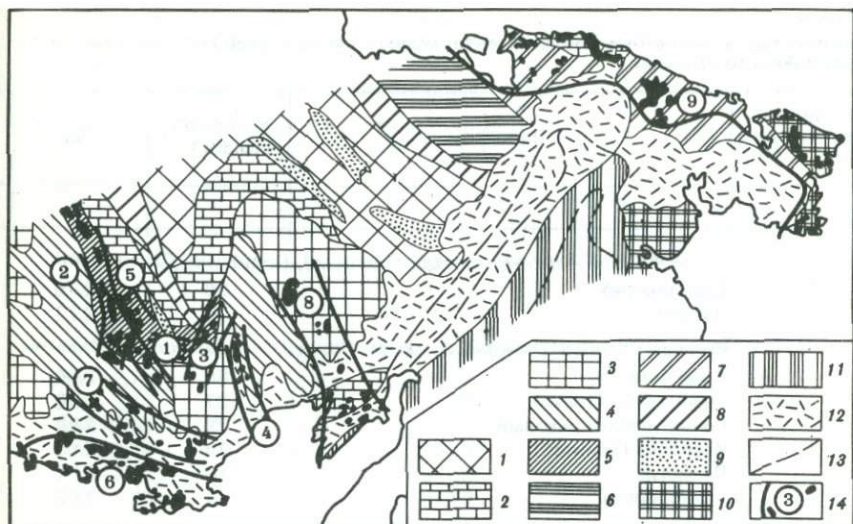


Рис. 3. Схема размещения петрофизических групп интрузивных пород северо-востока Азии

Верхояно-Чукотская мезозойская складчатая область: 1 — Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система, 2-7 — Яно-Колымская и Чукотская миогеосинклинальные системы (2 — краевые и внутренние поднятия, сложенные докембрием и палеозоем, 3 — срединные массивы и 4 — складчатые структуры обрамления массивов Яно-Сугойской зоны глыбовой складчатости; 5 — Иньяли-Дебинская зона линейной изоклиальной складчатости, 6 — Анюйская складчатая зона, 7 — Чаунская складчатая зона), 8 — регенерированные прогибы и 9 — вулканогенные пояса орогенных структур; 10 — Эскимосский массив; 11 — Корякско-Камчатская кайнозойская складчатая область; 12 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 13 — границы раздела внутренних и внешних зон Анадырско-Корякской складчатой системы и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 14 — районы размещения выделенных петрофизических групп интрузивных пород (1-9)

что эти породы, приуроченные к определенным тектоническим зонам, четко дифференцируются по значениям k при относительно близких значениях их плотности. Это позволило, используя тектоническую основу [62], выделить на исследуемой территории 9 петрофизических групп (рис. 3, табл. 4), которые в основном совпадают с известными на Северо-Востоке СССР тектоно-магматическими зонами:

I. Габбро-диорит-гранодиоритовая Басугунинская (мелкие массивы и штоки);

II. Адамеллиты и роговообманково-биотитовые граниты (плутонические массивы, территориально приурочены к Иньяли-Дебинской зоне изоклиальной складчатости);

III. Биотитовые и лейкократовые граниты района слабых дислокаций мезозой;

IV. Преимущественно лейкократовые граниты района Омсукчанской впадины;

V. Интрузивы сложного строения на границе Иньяли-Дебинского синклинория и сопредельных структур;

VI. Интрузивы сложного строения в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (состав их варьирует от габбро до гранитов при преобладании гранодиоритов);

Таблица 4

Плотностные и магнитные свойства интрузивных пород северо-востока Азии по петрофизическим группам

Петрофизические группы	Порода	Кол-во образцов*	σ_{cp}
1	2	3	4
I	<i>Массивы: Басугуньинский, Столовый, Попутный, Сторожевой</i>		
	Гранодиорит	90	2,70
	Диорит	38	2,72
II	<i>Массивы: Чьорго, Оханджинский, М. Пороги, Чаркынский, Б. Аннычаг</i>		
	Адамеллит	68	2,63
	Гранит биотитовый	137	2,62
	Гранит лейкократовый	39	2,59
	Ксенолит гранита	15	2,65
	Пегматит	10	2,57
	Гранодиорит	4	2,65
III	<i>Массивы: Хениканджинский, Уаза-Ина, Вост. и Зап. Бутугычаг, Бохалчинский, Лево-Тенькинский, Б. Пороги, Сев. часть Б. Аннычага; мелкие штоки: Одинокый, Ветреный, Лево-Бургагинский, Право-Арангасский, Тонор-Арангасский</i>		
	Гранит биотитовый	422	2,62
	Гранит лейкократовый	21	2,58
	Гранодиорит	63	2,67
	Диорит	8	2,76
III	<i>Массивы: Верхне-Оротуканский, Сулухачанский, Б. Каньон, Буюндинский, Арангасский, Куранахский, Дерас-Юрега; шток Кинжал</i>		
	Гранит биотитовый порфиоровидный	227	2,59
	Гранит лейкократовый	105	2,56
	Гранит измененный, турмалинизированный	5	2,80
	Гранит грейзенизированный	10	2,62
	Пегматит	8	2,61
	Габбро-диабаз	5	2,73
IV	<i>Массивы: Лево-Омсукчанский, Невский, Маяк, Быстринский</i>		
	Гранит порфиоровидный	244	2,55
	Гранит лейкократовый, аплитовидный	14	2,50
V	<i>Массивы: Негояхский, Хатыннахский; шток Находка</i>		
	Гранит роговообманковый, биотитовый	98	2,60
	Гранит лейкократовый	63	2,56
	Гранит с эпидотом и карбонатами	19	2,54
	Гранит с темноцветными минералами	5	2,56
	Гранит-порфир	71	2,57
	Гранодиорит	44	2,65
	Гранодиорит-порфир	8	2,59
	Диорит	17	2,77
		Сиенито-диорит	12
	Габброиды измененные	7	2,88
VI	<i>Пенжинский р-н, верховье р. Армань, бассейны рек Талой, Охоты, Ульц, Левоу Хеты, Мотыклейки; п-ова: Онацевича, Хмитевского, Кони; о-ва Спафарьева, Магаданский батолит;</i>		
	<i>массивы: Верхне-Омчанский, Верхне-Тальский, Эльбякский, Уисский, Таён</i>		
	Гранит биотитовый роговообманковый	61	2,65
	Гранит лейкократовый	75	2,58

$\sigma_{min} - \sigma_{max}$	$k_{cp} \cdot 10^{-6}$ СГС	$k_{min} - k_{max} \cdot 10^{-6}$ СГС	$I_{n,cp} \cdot 10^{-6}$ СГС	$I_{n,min} - I_{n,max} \cdot 10^{-6}$ СГС
5	6	7	8	9
<i>Массивы: Басугуньинский, Столовый, Попутный, Сторожевой</i>				
2,50—2,88	10	2—20		
2,62—2,92		10—35		
<i>Массивы: Чьорго, Оханджинский, М. Пороги, Чаркынский, Б. Аннычаг</i>				
2,56—2,76	5	0—15		
2,56—2,70	5	0—15		
2,54—2,66	3	0—7		
2,61—2,74	9	2—15		
2,50—2,70	5	0—15		
2,60—2,70	10	9—12		
<i>Массивы: Хениканджинский, Уаза-Ина, Вост. и Зап. Бутугычаг, Бохалчинский, Лево-Тенькинский, Б. Пороги, Сев. часть Б. Аннычага; мелкие штоки: Одинокый, Ветреный, Лево-Бургагинский, Право-Арангасский, Тонор-Арангасский</i>				
2,53—2,82	10	0—60	20	0—80
2,55—2,61	2	0—4		
2,52—2,79	215	0—860	40	0—2000
2,61—2,90	20	0—60	120	0—775
<i>Массивы: Верхне-Оротуканский, Сулухачанский, Б. Каньон, Буюндинский, Арангасский, Куранахский, Дерас-Юрега; шток Кинжал</i>				
2,49—2,77	80	1—600	120	1—1590
2,43—2,61	50	2—670	30	1—320
2,62—3,28		5—95		
2,55—2,74	25	3—130		
2,51—2,66	0	0		
2,65—2,86		40—1300		
<i>Массивы: Лево-Омсукчанский, Невский, Маяк, Быстринский</i>				
2,35—2,74	180	0—1902	145	0—4311
2,36—2,59	380	2—730		
<i>Массивы: Негояхский, Хатыннахский; шток Находка</i>				
2,50—2,79	150	1—640		
2,48—2,66	70	0—450		
2,50—2,58	75	1—210		
2,54—2,58		80—380		
2,48—2,88	15	0—250		
2,57—2,75	500	7—1950		
2,58—2,61	15	5—60		
2,61—2,93	490	20—1700		
2,66—2,88	15	10—27		
2,60—2,92	10	1—16		
<i>Пенжинский р-н, верховье р. Армань, бассейны рек Талой, Охоты, Ульц, Левоу Хеты, Мотыклейки; п-ова: Онацевича, Хмитевского, Кони; о-ва Спафарьева, Магаданский батолит;</i>				
<i>массивы: Верхне-Омчанский, Верхне-Тальский, Эльбякский, Уисский, Таён</i>				
2,56—2,95	1500	155—4320		
2,43—2,67	1020	0—1160		

Таблица 4 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Гранит-порфир	112	2,53	2,48—2,74	425	60—800		
	Гранит субщелочной	25	2,56	2,46—2,70	1350	95—5600		
	Гранодиорит	168	2,67	2,54—2,78	1900	145—3320		
	Гранодиорит-порфир	45	2,63	2,52—2,71	2200	933—3470		
	Диорит, диорит-порфир	201	2,74	2,54—2,81	2000	830—5510		
	Габбро-диорит	23	2,86	2,66—2,98	2430	100—7630		
VII	<i>Массивы: Лео-Сеймканский, Небуханджинский, Сибердикский, Ярыга, Геркулес, Улаханский, Севастопольский</i>			<i>Массивы: Лео-Сеймканский, Небуханджинский, Сибердикский, Ярыга, Геркулес, Улаханский, Севастопольский</i>				
	Гранит биотитовый	37	2,62	2,55—2,79	120	0—800		
	Гранодиорит	81	2,68	2,50—3,00	200	0—960		
	Габбро-диорит	39	2,85	2,64—2,95	1800	5—4200		
VIII	<i>Бассейны рек: Омолон, Ненкал, Моланджа, Талалах, Джугаджак; междуречье Кедон-Айненз, низовье р. Русской, Лабазной; интрузии: Бургачанская, Ольчинская, Нельгинская, Карбасчанская</i>			<i>Бассейны рек: Омолон, Ненкал, Моланджа, Талалах, Джугаджак; междуречье Кедон-Айненз, низовье р. Русской, Лабазной; интрузии: Бургачанская, Ольчинская, Нельгинская, Карбасчанская</i>				
	Гранит лейкократовый, аплитовидный	137	2,58	2,40—2,71	400	1—1800	270	
	Гранит биотитовый, роговообманково-биотитовый	199	2,65	2,53—2,89	900	1—2300		
	Гранит метаморфизованный, измененный	34	2,72	2,56—3,09	970	5—3300		
	Граносиениты, сиениты	60	2,65	2,49—3,05	1250	3—4100		
	Гранодиорит	60	2,71	2,56—2,95	1160	6—2700		
	Диорит	74	2,72	2,63—3,01	1800	1—4700	1200	
	Габбро, габбро-диорит	39	2,94	2,69—3,30	2700	30—8450	1800	
	Перидотиты, пироксениты	67	3,25	3,02—3,38	5100	25—50000		
	<i>Тайгоносский массив</i>			<i>Тайгоносский массив</i>				
	Гранит биотитовый, порфиоровидный	110	2,64	2,60—2,71	720	10—3200		
	Гранодиорит	263	2,68	2,61—2,75	1350	75—4500		
	Габбро, габбро-диорит	111	2,83	2,70—2,92	1400	30—5500		
IX	<i>Массивы: Провиденский, Лаврентьевский, Тенианный, Валькумейский, Поотайпынский, Пытлянский, Палянский, Пыркнаянский, Северный, Янранайский, Тауреранский</i>			<i>Массивы: Провиденский, Лаврентьевский, Тенианный, Валькумейский, Поотайпынский, Пытлянский, Палянский, Пыркнаянский, Северный, Янранайский, Тауреранский</i>				
	Гранит лейкократовый	24	2,56	2,49—2,59	180			
	Гранит биотитовый	115	2,60	2,53—2,70	130	0,352		
	Гранодиорит	74	2,67	2,54—2,83	280	0—1330		
	Диорит, дайка	267	2,73	2,58—2,86	615	50—1700		
	Габбро	71	2,81	2,74—2,93	793	50—19000		

* В таблице указаны образцы интрузивных пород, по которым определялись совместно плотность и магнитные свойства, проводилось большинство силикатных анализов.

VII. Интрузивы гранит-гранодиоритового состава, занимающие промежуточное положение между мезозоидами и вулканогенным поясом;

VIII. Интрузивы преимущественно субщелочных и порфиоровидных гранитов Омолонского массива;

IX. Интрузивы сложного состава Чукотской складчатой зоны.

Гранитоиды басугунынского типа, относимые к первой группе, представляют мелкие массивы и штоки, сложенные габбро, диоритами и гра-

нодиоритами (Басугунынский массив, штоки Рыжий, Сторожевой, Красивый, Грозовой).

Габбро, габбро-диориты и диориты в виде мелких штоков входят в состав более крупных массивов; состав и структура штоков значительно изменяются в зависимости от геологического положения и величины массивов. Чаще всего эти интрузивы состоят из зонального плагиоклаза, роговой обманки, моноклинного и ромбического пироксенов,

биотита и единичных зерен калинатрового полевого шпата. Количество темноцветных минералов в породах может изменяться в значительных пределах, но обычно преобладает роговая обманка и моноклинный пироксен. Гранодиориты имеют обычно среднезернистую порфиroidную структуру. В экзоконтактных частях массивов широко распространены гранодиорит-порфиры, которые состоят из калиевого полевого шпата, плагиоклаза, обыкновенной роговой обманки, биотита, очень редко попадает диопсид и гиперстен. Иногда наблюдаются разности пород, близкие по составу к плагиогранитам и тоналитам, в которых среди темноцветных минералов преобладает биотит и роговая обманка, в значительных количествах присутствует моноклинный пироксен.

Плотность пород у интрузивов этой группы варьирует от 2,65 у гранодиоритов до 2,80 — у габбро. Средняя, наиболее вероятная величина плотности для интрузивных пород — 2,70. Магнитная характеристика их стабильна: $k_{cp} = 10-20 \cdot 10^{-6}$ СГС. На гистограммах распределения плотности и магнитной восприимчивости отчетливо выделяется один максимум.

Массивы этой группы фиксируются слабоотрицательным магнитным полем (200—250 гамм). Аномалии в экзоконтактной зоне отсутствуют.

Ко второй группе адамеллитов и роговообманково-биотитовых гранитов отнесены плутонические массивы, сложенные биотитовыми адамеллитами, биотитовыми и роговообманковыми гранитами, которые территориально приурочены к южной части Иньяли-Дебинского синклинория и сопредельных структур. Анализ состава и химизма массивов позволяет выделить среди них сложенные преимущественно адамеллитами (Чьорго, Оханджинский, Чаркынский, Малые Пороги, Большой Анначаг) и роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гранитами (Большие Пороги, Восточный и Западный Бутугычаг, Бохапчинский и ряд других). Лейкократовые и двуслюдяные граниты имеют здесь подчиненное значение: они слагают в массивах лишь дайки и мелкие штоки. Адамеллиты — это светло-серые крупно- и среднезернистые породы, состоящие из плагиоклаза, с порфиroidными выделениями калиевого шпата. Плагиоклаз обычно преобладает над калиевым полевым шпатом. Из темноцветных минералов присутствует только высокожелезистый биотит (до 10%, а иногда и более). Для некоторых массивов адамеллитового состава характерно наличие высокоглиноземистых минералов: кордиерита, андалузита, граната и корунда.

Биотитовые и мусковит-биотитовые граниты представлены светло-серыми крупно- и среднезернистыми разновидностями с большим количеством порфиробластов калиевого полевого шпата (до 40%). В этих гранитах установлено некоторое преобладание калиевого шпата над плагиоклазом и высокое содержание кварца. По химическому составу граниты отличаются от адамеллитов — они содержат больше кремнезема (71—75%) и щелочей, но меньше кальция и магния [49].

В.А. Серебряков и А.П. Соболев отмечают тесную пространственную связь биотитовых и двуслюдяных гранитов с адамеллитами. Тот факт, что в гранитах по сравнению с адамеллитами значительно увеличивается количество и величина вкрапленников калиевого полевого шпата, свидетельствует о происхождении биотитовых и двуслюдяных гранитов за счет калиевого автометасоматоза адамеллитов в момент их застывания.

Магнитная характеристика интрузивных пород этой петрофизической группы стабильна. Магнитная восприимчивость изменяется в пре-

делах $0-80 \cdot 10^{-6}$ СГС, на гистограммах распределения k для адамеллитов и для роговообманково-биотитовых и лейкократовых гранитов четко выделяется один максимум. На аэромагнитных картах над массивами фиксируется близкое к нормальному или слабо отрицательное поле, часто с положительными аномалиями в экзоконтактной зоне. В гравитационных полях плутонические массивы отмечаются отрицательными аномалиями.

По характеру распределения плотности среди гранитоидных массивов второй группы можно выделить две подгруппы. Массивы адамеллитового состава имеют повышенную плотность 2,60–2,70. Этот интервал составляет 85% от общего количества исследуемых образцов, в то время как у биотитовых гранитов только 65%, 30% гранитов имеют среднюю плотность 2,50–2,60.

Более полно представлены данные, которые характеризуют плотность, магнитную восприимчивость, остаточную намагниченность ряда интрузивных массивов, относящихся к Иньяли-Дебинской зоне изоклиальной складчатости (приложение 1).

Самые крупные батолитоподобные массивы — Чьорго и Охаджинский — были изучены в 1957–1959 гг. В.А. Серебряковым. Располагаются они в пределах Иньяли-Дебинской зоны изоклиальной складчатости.

Массив Чьорго расположен в ядре антиклинальной складки, сложенной юрскими песчано-глинистыми сланцами, и вытянут в северо-западном направлении. Массив сложен преимущественно среднезернистыми биотитовыми порфиroidными гранитами и адамеллитами, состав которых меняется в значительных пределах. Жилы и зоны лейкократовых гранитов и пегматоидные образования тяготеют к приконтактовым и апикальным частям массива. Для лейкократовых гранитов характерны признаки грейзенизации.

Плотность и магнитная восприимчивость биотитовых и лейкократовых гранитов различна. Биотитовые граниты массива имеют среднюю плотность 2,62, магнитную восприимчивость $5 \cdot 10^{-6}$ СГС, а лейкократовые — соответственно 2,59 и $2 \cdot 10^{-6}$. Пегматиты немагнитны и их средняя плотность — 2,57.

Массив Охаджинский также расположен в ядре линейной антиклинальной складки. Площадь массива — 700 км². Он образован преимущественно среднезернистыми биотитовыми гранитами. Лейкократовые граниты слагают жилы и пологие тела в приконтактовых частях массива; встречаются в нем грейзенизированные граниты и ксенолиты.

Восточная часть массива выполнена средне- и крупнозернистыми, обычно порфиroidными, биотитовыми гранитами с небольшим количеством биотита, мусковита и хлорита. Западную часть массива отличают средне-, равномернозернистые разновидности биотитовых гранитов-адамеллитов со значительно большим количеством биотита, плагиоклаза.

Средняя плотность разномзернистых биотитовых гранитов варьирует в пределах 2,61–2,63, а магнитная восприимчивость $(2-4) \cdot 10^{-6}$ СГС. Лейкократовые граниты обладают более низкой средней плотностью (2,58) и магнитной восприимчивостью $(2 \cdot 10^{-6})$ СГС).

Гранитоидный массив Большой Аннагач — сложное интрузивное тело полигенного происхождения. Он состоит из двух разновозрастных частей — южной и северной, различающихся между собой по морфологии и петрографическому составу.

Южная часть массива сложена крупнозернистыми двуслюдяными микроклиновыми гранитами, которые повсеместно рассланцованы. Север-

Таблица 5

Сравнительная характеристика гранитоидов Иньяли-Дебинской зоны изоклинальной складчатости по их среднему минералогическому составу, плотности и магнитной восприимчивости

Порода	Кол-во образцов	$k \cdot 10^{-6}$ СГС	σ , г/см ³	Кол-во шлифов
<i>Оханджинский*</i>				
Гранит биотитовый, адамеллит	49	4	2,62	72
Гранит лейкократовый	25	2	2,58	23
<i>Чьорго</i>				
Гранит биотитовый	104	8	2,64	137
Гранит лейкократовый	13	2	2,59	19
<i>Б. Анначаг</i>				
Гранит лейкократовый	48	5	2,62	42
<i>Б. Пороги</i>				
Гранит биотитовый	120	20	2,64	40
<i>М. Пороги</i>				
Гранит биотитовый	16	8	2,62	6
<i>Уаза-Ина</i>				
Гранит биотитовый	51	5	2,62	30

* Наименование массива.

Плагиоклаз	Калишпат	Кварц	Биотит	Мусковит	Хлорит
<i>Оханджинский*</i>					
29,5	28,3	33,8	5,8	1,45	0,4
26,7	30,9	35,7	2,1	3,5	1,0
<i>Чьорго</i>					
34,4	22,0	32,0	10,2	0,6	0,4
25,2	28,9	41,4	1,7	2,1	—
<i>Б. Анначаг</i>					
30,4	26,9	33,9	3,8	3,7	—
<i>Б. Пороги</i>					
26,5	31,0	34,0	8,0		
<i>М. Пороги</i>					
24,0	35,2	30,0	10,9		
<i>Уаза-Ина</i>					
34,5	29,5	28,5	8,5		

ную часть массива составляют в основном крупнозернистые порфиоровидные биотитовые граниты с переменным количеством биотита. Кроме того, в северной части массива отмечается ряд других фациальных разновидностей, большая часть которых приурочена к контактам интрузии с вмещающими породами: гранодиориты, гранит-порфиры, пегматоидные биотитовые граниты.

Определения плотности и магнитной восприимчивости образцов гранитов с северной и южной частей Большого Анначага показали, что граниты повсеместно немагнитны ($k_{ср} = 5 \cdot 10^{-6}$ СГС) и имеют плотность 2,62, т.е. по физическим свойствам массив не отличается от интрузий биотитовых гранитов и адамеллитов.

Массив Большие Пороги площадью около 600 км² представлен крупно- и среднезернистыми порфиоровидными биотитовыми гранитами. Они перенасыщены глиноземом и занимают промежуточное положение между гранитами и гранодиоритами. Их возраст соответствует границе нижнего и верхнего мела [49]. Средняя плотность роговообманко-биотитовых порфиоровидных гранитов 2,64, средняя магнитная восприимчивость $15 \cdot 10^{-6}$ СГС, остаточная намагниченность имеет такую же величину.

Массив Уаза-Ина расположен между Большим Анначагом и Большими Порогами. Его площадь 270 км², форма изометричная, он сложен светлыми среднезернистыми порфиоровидными гранитами. В южной части интрузива широко распространены жилы аплитов, гранодиоритов. Плотность биотитовых порфиоровидных гранитов изменяется в пределах 2,53–2,69, $\sigma_{ср}$ составляет 2,62, средняя магнитная восприимчивость $5 \cdot 10^{-6}$ СГС, остаточная намагниченность $10 \cdot 10^{-6}$ СГС.

Сравнительная характеристика рассмотренных выше гранитных массивов по средней плотности, магнитной восприимчивости и среднему минералогическому составу приведена в табл. 5, 6. По химическому составу биотитовые граниты отличаются от гранитов-адамеллитов тем, что они содержат больше кремнезема (71–75%) и щелочей, — меньше кальция и магния. У адамеллитов содержание кремнезема колеблется от 69 до 72%. В общем для этой петрофизической группы гранитоидов характерны повышенная плотность и слабая намагниченность.

Третья и четвертая петрофизические группы представлены лейкократовыми и биотитовыми гранитами районов слабых дислокаций мезозойд. Эти интрузивы приурочены к зонам разломов и являются типичными габиссальными плутонами трещинного типа. Куранахский, Суксуканский и Толкунтахский массивы гранитов располагаются в Балыгычанском районе пологих дислокаций, Арангасский — в южном обрамлении Приколымского поднятия. В пределах Буондинского поднятия лежат массивы Верхне-Оротуканский, Сулхучанский, Кырчанский, О-Кейский, Дагорский. В пределах Омсукчанской наложенной впадины находятся массивы Лево-Омсукчанский, Невский, Маяк, Егорлыкский, Марат.

Массивы данного типа сложены крупно-, средне- и мелкозернистыми лейкократовыми и биотитовыми гранитами. Крупнозернистые разновидности приурочены к глубинным частям плутонов и постепенно переходят к среднезернистым порфиоровидным гранитам. Мелкозернистые граниты приурочены к апикальным частям массивов, слагают дайки, пластовые тела и штоки, составляющие 10–15% от общей площади массива.

Минералогический состав всех выделенных разновидностей гранитов

Таблица 6

Главные физические характеристики и химический состав интрузивных пород северо-востока Азии

Порода*	$\kappa_{\text{ср}} \cdot 10^{-6}$ СГС	$\sigma_{\text{ср}}$ г/см ³	Основные компоненты, вес %			
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
1	2	3	4	5	6	7
<i>Басугуньинский**</i>						
Гранодиорит	16	2,70	66,57	0,47	15,29	1,35
<i>Оханджинский</i>						
Гранит биотитовый	4	2,62	71,90	0,26	14,71	0,18
Гранит лейкократовый	2	2,58	75,09	0,10	13,89	0,21
<i>Чьорго</i>						
Адамеллит	8	2,64	69,27	0,54	15,68	0,49
Гранит лейкократовый	2	2,54	73,57	0,31	14,65	0,27
<i>Б. Пороги</i>						
Гранит биотитовый	20	2,64	70,69	0,46	14,96	0,66
<i>Буюндинский</i>						
Гранит биотитовый	11	2,58	69,75	0,37	14,86	0,81
Гранит лейкократовый	2	2,52	74,81	0,67	13,88	0,71
<i>Б. Анначаг (юж. часть)</i>						
Гранит лейкократовый	5	2,62	72,62	0,25	14,05	0,51
<i>Б. Анначаг (сев. часть)</i>						
Гранит биотитовый	2	2,60	73,12	0,20	13,35	0,44
Гранит биотитовый порфировидный	8	2,59	72,89	0,14	14,56	0,31
<i>Негояхский</i>						
Гранит биотитовый	15	2,59	73,50	0,35	13,53	0,66
Гранит лейкократовый	80	2,53	77,20	0,16	12,43	0,82
<i>Бохалчинский</i>						
Гранит биотитовый	8	2,65	69,50	0,40	15,34	0,96
Гранит лейкократовый	2	2,57	75,65	0,15	13,97	0,40
<i>Геркулес</i>						
Гранит биотитовый	50	2,63	65,16	0,45	16,12	0,85
<i>Ярыга</i>						
Гранит биотитовый	8	2,63	69,24	0,48	14,89	1,01
<i>Сибердикский</i>						
Гранит биотитовый	21	2,65	71,76	0,19	15,0	1,20
<i>Лево-Сеймканский</i>						
Гранит лейкократовый	3	2,59	72,60	0,24	13,43	0,67
<i>Небуханджинский</i>						
Диорит	2450	2,88	48,24	1,78	18,22	4,67
<i>Верхне-Омчанский</i>						
Гранит лейкократовый	7	2,56	75,49	0,14	12,32	0,86
<i>Хениканджинский</i>						
Гранит биотитовый	5	2,61	72,05	0,26	14,74	0,58

Основные компоненты, вес. %						Fe ₂ O ₃	K ₂ O
FeO	MnO	MgO	CaO	N ₂ O	K ₂ O	FeO+Fe ₂ O ₃	Na ₂ O
8	9	10	11	12	13	14	15
<i>Басугуньинский**</i>							
3,67	0,05	1,24	3,24	3,19	3,73	0,26	1,11
<i>Оханджинский</i>							
1,85	0,03	0,43	2,57	3,10	3,64	0,09	1,17
0,86	0,03	0,30	1,09	3,55	4,31	0,20	1,21
<i>Чьорго</i>							
2,69	0,06	0,89	1,98	3,17	4,11	0,15	1,29
1,19	0,04	0,40	1,03	3,13	4,25	0,18	1,35
<i>Пороги</i>							
2,34	0,05	0,90	2,43	3,30	3,93	0,22	1,19
<i>Буюндинский</i>							
2,57	0,06	0,97	2,06	3,24	4,50	0,24	1,39
0,90	0,03	0,37	1,48	2,88	3,99	0,44	1,39
<i>Б. Анначаг (юж. часть)</i>							
1,55	0,05	0,69	1,34	2,89	4,66	0,25	1,61
<i>Б. Анначаг (сев. часть)</i>							
2,43	0,06	0,29	1,02	3,23	4,91	0,15	1,52
0,82	0,02	0,21	1,23	3,48	5,37	0,27	1,54
<i>Негояхский</i>							
1,54	0,03	0,31	0,74	4,01	4,52	0,30	1,13
0,44	0,01	0,05	0,25	4,12	4,32	0,65	1,05
<i>Бохалчинский</i>							
2,15	0,06	1,07	2,44	3,58	3,65	0,31	1,02
0,70	0,03	0,14	0,64	3,14	4,53	0,36	1,44
<i>Геркулес</i>							
4,02	0,08	1,60	4,21	3,42	2,74	0,17	0,80
<i>Ярыга</i>							
2,16	0,07	1,46	2,85	3,60	3,45	0,32	0,96
<i>Сибердикский</i>							
1,39	0,23	0,64	1,15	3,11	4,16	0,46	1,34
<i>Лево-Сеймканский</i>							
2,59	0,04	0,38	0,88	3,59	4,49	0,21	1,25
<i>Небуханджинский</i>							
7,26	0,19	4,79	8,95	2,95	0,71	0,39	0,24
<i>Верхне-Омчанский</i>							
1,12	0,03	0,15	0,65	2,91	4,37	0,43	1,50
<i>Хениканджинский</i>							
2,71	0,05	0,46	1,70	3,25	3,35	0,18	1,03

Таблица 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
	<i>Зап. Бутугычагский</i>					
Гранит биотитовый	2	2,58	70,60	0,13	13,39	1,15
	<i>Вост. Бутугычагский</i>					
Гранит биотитовый	4	2,57	68,91	0,16	13,52	0,58
	<i>Уаза-Ина</i>					
Гранит биотитовый	5	2,62	70,90	0,30	14,97	0,75
	<i>Арангасский</i>					
Гранит биотитовый	604	2,64	75,28	0,16	13,11	0,97
Гранит аплитовидный	190	2,56	76,30	0,15	12,93	0,50
	<i>Куранахский</i>					
Гранит биотитовый	7	2,64	74,81	0,14	12,53	0,27
	<i>Деряс-Юрега</i>					
Гранит	7	2,59	72,97	0,20	13,73	0,46
	<i>Верхне-Оротуканский</i>					
Гранит биотитовый	73	2,57	75,80	0,17	12,41	1,17
	<i>Лево-Омсукчанский</i>					
Гранит биотитовый	310	2,56	75,15	0,17	12,81	0,69
Гранит (дайки)	739	2,54	75,26	0,17	13,01	0,63
	<i>Невский</i>					
Гранит биотитовый	17	2,56	75,72	0,17	12,86	0,50
	<i>Маяк</i>					
Гранит биотитовый	85	2,56	69,96	0,28	15,12	1,47
Гранит биотитовый порфи- ровидный	9	2,54	73,63	0,23	13,42	1,14
	<i>Сулухачанский</i>					
Гранит биотитовый	107	2,60	75,70	0,16	12,88	0,24
	<i>Среднее и верхнее течение р. Омолон</i>					
Сиенит	1719	2,72	57,86	0,70	16,80	3,71
Нордмаркит кварцевый	1652	2,65	70,90	0,10	15,32	2,00
Сиенит	25	2,67	54,25	0,40	23,95	1,54
Граносиенит	1300	2,68	64,68	0,30	18,41	1,09
Пироксенит	7100	2,83	51,88	1,10	15,10	7,13
	<i>Бассейн рек Моланджи, Талалах, Уляган</i>					
Гранит	1020	2,61	70,61	0,25	13,95	1,26
	<i>Междуречье Кедон-Айненэ</i>					
Гранит субщелочной	22	2,73	73,52	0,29	14,06	0,72
Нордмаркит кварцевый	1700	2,79	64,89	0,49	17,13	1,84
	<i>Бассейн р. Джугаджак</i>					
Гранит	1131	2,62	69,86	0,30	14,60	1,81
Гранодиорит	592	2,65	64,47	0,41	16,93	2,63
	<i>Тайгоносский п-ов</i>					
Гранит	582	2,63	71,16	0,36	15,09	1,01
Гранодиорит	969	2,68	68,26	0,22	17,70	0,80

8	9	10	11	12	13	14	15
	<i>Зап. Бутугычагский</i>						
1,04	0,01	0,30	1,01	2,83	4,60	0,53	1,63
	<i>Вост. Бутугычагский</i>						
2,30	0,04	0,42	1,41	2,94	4,73	0,20	1,60
	<i>Уаза-Ина</i>						
1,80	0,04	0,76	2,16	3,73	4,17	0,29	1,12
	<i>Арангасский</i>						
1,03	0,04	0,24	0,50	3,59	4,46	0,49	2,24
1,25	0,03	0,18	0,44	3,48	4,48	0,29	1,29
	<i>Куранахский</i>						
2,26	0,05	0,14	0,65	3,75	4,72	0,11	1,26
	<i>Деряс-Юрега</i>						
2,38	0,04	0,27	0,85	3,94	4,13	0,16	1,05
	<i>Верхне-Оротуканский</i>						
1,52	0,02	0,18	0,45	2,61	4,77	0,43	1,83
	<i>Лево-Омсукчанский</i>						
1,53	0,03	0,26	0,66	3,28	4,62	0,31	1,42
1,29	0,03	0,30	0,57	3,40	4,59	0,33	1,35
	<i>Невский</i>						
1,38	0,03	0,15	0,66	3,01	4,90	0,27	1,63
	<i>Маяк</i>						
1,69	0,02	0,64	1,32	3,62	5,25	0,47	1,45
2,24	0,02	0,50	1,20	2,76	4,76	0,34	1,73
	<i>Сулухачанский</i>						
0,98	0,04	0,39	0,64	3,42	4,40	0,20	1,29
	<i>Среднее и верхнее течение р. Омолон</i>						
2,92	0,14	2,35	3,42	4,31	6,30	0,56	1,46
0,85	0,07	0,43	1,04	5,10	3,85	0,70	0,76
1,28	0,07	0,93	0,45	8,91	7,15	0,55	0,80
2,13	0,10	1,24	2,94	4,59	2,79	0,34	0,61
5,10	0,22	4,34	6,50	3,95	3,84	0,58	0,97
	<i>Бассейн рек Моланджи, Талалах, Уляган</i>						
2,48	0,05	0,74	1,55	4,01	4,08	0,34	1,02
	<i>Междуречье Кедон-Айненэ</i>						
1,93	0,04	0,10	0,48	5,01	3,18	0,28	0,64
2,08	0,17	0,40	0,68	6,00	5,83	0,47	0,97
	<i>Бассейн р. Джугаджак</i>						
1,04	0,07	0,98	1,63	3,16	5,05	0,64	1,60
1,78	0,09	1,27	4,42	3,01	3,67	0,60	1,22
	<i>Тайгоносский п-ов</i>						
2,24	0,05	0,72	2,70	3,51	3,12	0,31	0,89
1,60	0,11	0,89	3,70	5,58	1,40	0,33	0,25

Таблица 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Диорит	1232	2,77	61,22	0,90	16,86	1,85
Габбро-диорит	333	2,81	49,64	0,33	17,60	2,09
<i>Магаданский</i>						
Гранодиорит	1908	2,67	65,46	0,71	16,07	2,23
<i>Мотыклейский</i>						
Гранит	773	2,58	72,41	0,32	14,05	2,01
Диорит	2355	2,78	58,62	0,89	17,29	4,46
<i>Правобережье р. Охоты</i>						
Гранит аляскитовый	430	2,56	76,41	0,13	13,13	0,47
Граносиенит	2220	2,64	63,30	0,70	16,71	2,85
Диорит	3600	2,69	57,18	0,61	18,64	3,31
Сиенито-диорит	3100	2,90	57,20	0,87	17,84	3,19
<i>Правобережье р. Кетанды</i>						
Гранит субщелочной	240	2,56	74,26	0,14	13,92	0,46
Гранодиорит	1100	2,64	66,28	0,40	17,24	1,48
Габбро	3630	2,80	54,03	0,75	19,63	4,05
<i>Пенжинский р-н (внутренняя зона)</i>						
Гранит	380	2,60	73,86	0,14	14,03	1,00
Диорит лейкократовый	1200	2,71	61,67	0,62	17,66	1,94
Диорит кварцевый	3140	2,76	53,83	0,97	18,68	3,24
<i>Пенжинский р-н (внешняя зона)</i>						
Диорит	28	2,58	61,98	0,95	15,86	0,65
Габбро-диорит	45	2,66	59,62	1,11	16,62	0,83
Габбро	100	2,86	52,29	1,05	19,36	1,04
<i>П-ов Онацевича</i>						
Гранит	1030	2,66	71,43	0,28	14,08	2,68
Гранодиорит	2060	2,72	65,04	0,65	16,63	2,86
<i>Бассейн р. Вилиги</i>						
Диорит	52	2,84	54,98	1,21	16,92	0,46
<i>П-ов Хмитевского</i>						
Гранит	1100	2,67	70,22	0,40	13,38	2,91
Гранодиорит	1730	2,75	63,30	0,89	15,83	3,65
Диорит	2800	2,79	55,00	0,73	13,15	5,30
<i>Бассейн р. Угулан</i>						
Гранит лейкократовый	1060	2,54	74,05	0,24	13,13	1,40
Диорит, габбро-диорит	2552	2,85	50,65	1,22	16,82	1,91
<i>Пыркканаянский</i>						
Гранит лейкократовый	30	2,50	75,76	0,06	12,61	0,08
Гранит порфировидный	30	2,60	67,23	0,37	16,52	0,43
<i>Палянский</i>						
Гранит	0	2,60	67,80	0,30	17,72	0,96
Гранодиорит	0	2,64	62,76	0,56	17,39	1,21
<i>Лоотайпынский</i>						
Монцонит кварцевый	0-30	2,67	68,47	0,53	16,85	0,65

8	9	10	11	12	13	14	15
4,75	0,12	3,00	5,60	3,37	1,65	0,28	0,49
4,53	0,04	10,54	9,18	0,60	2,68	0,32	0,45
<i>Магаданский</i>							
2,47		1,63	3,09	2,98	2,53	0,47	0,85
<i>Мотыклейский</i>							
1,28	0,15	0,80	1,43	4,41	2,52	0,61	0,57
2,94	0,18	3,36	5,80	3,69	1,23	0,60	0,33
<i>Правобережье р. Охоты</i>							
0,74	0,05	0,17	0,32	3,73	4,24	0,39	1,14
2,42	0,10	1,34	3,08	3,92	4,01	0,54	1,02
3,25	0,13	3,24	5,15	4,15	1,32	0,50	0,32
3,90	0,13	2,79	5,43	3,32	2,98	0,45	0,90
<i>Правобережье р. Кетанды</i>							
1,47	0,06	0,12	0,16	4,28	4,41	0,24	1,03
2,04	0,07	0,95	3,81	4,14	1,79	0,42	0,43
4,03	0,12	4,15	8,27	3,47	1,16	0,50	0,33
<i>Пенжинский р-н (внутренняя зона)</i>							
0,88	0,04	0,15	1,86	4,49	3,19	0,53	0,69
3,51	0,10	1,93	4,86	4,70	1,90	0,36	0,40
4,74	0,12	3,18	7,38	4,30	1,15	0,41	0,27
<i>Пенжинский р-н (внешняя зона)</i>							
5,51	0,13	2,16	3,54	3,51	3,59	0,11	1,02
6,07	0,13	2,04	4,69	3,94	3,10	0,12	0,79
6,29	0,16	3,59	8,86	4,04	1,63	0,14	0,40
<i>П-ов Онацевича</i>							
1,12	0,07	0,96	2,46	4,04	2,49	0,61	0,62
1,96	0,11	2,55	3,62	3,79	2,41	0,59	0,64
<i>Бассейн р. Вилиги</i>							
8,10	0,16	4,00	7,33	2,49	1,53	0,05	0,61
<i>П-ов Хмитевского</i>							
1,92	0,05	1,48	2,45	2,84	3,91	0,60	1,38
2,26	0,15	2,62	4,61	3,55	2,37	0,62	0,67
3,45	0,17	4,26	7,37	3,23	0,81	0,61	0,25
<i>Бассейн р. Угулан</i>							
1,21	0,05	0,33	1,62	3,62	3,45	0,54	0,95
7,81	0,16	7,19	6,95	3,02	0,66	0,20	0,22
<i>Пыркканаянский</i>							
2,22	0,01	0,07	0,69	5,43	2,52	0,03	0,46
3,03	0,04	1,17	2,87	4,48	3,15	0,12	1,56
<i>Палянский</i>							
1,76	0,03	0,72	2,26	3,61	4,69	0,35	1,30
3,55	0,04	2,95	3,71	2,70	4,00	0,25	1,48
<i>Лоотайпынский</i>							
3,19	0,02	1,34	0,85	2,94	4,90	0,17	1,67

Таблица 6 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	
		<i>Янранайский</i>					
Гранит биотитовый	0-30	2,60	69,47	0,41	15,31	0,60	
		<i>Валькумейский</i>					
Гранит	3	2,57	69,46	0,17	16,03	0,24	
Гранодиорит	9	2,62	64,45	0,54	16,62	1,04	
		<i>Право-Ичувеемский</i>					
Гранодиорит	?	2,68	67,62	0,46	15,36	0,86	
		<i>Пытлянский</i>					
Гранит	35	2,60	71,35	0,27	15,05	0,26	
		<i>Тенианный</i>					
Гранит биотитовый	6	2,67	70,69	0,27	16,02	0,77	
Гранит лейкократовый	18	2,65	72,74	0,18	14,68	0,92	
		<i>Чигезрыцкий</i>					
Гранит (дайка)	7	2,64	69,40	0,40	14,57	2,34	
		<i>Лаврентьевский</i>					
Гранит биотитовый	20	2,57	72,42	0,32	13,39	1,03	
Сиенит		2,66	66,84	0,64	14,72	1,54	
Сиенит трахитоидный		2,68	56,96	1,00	15,56	3,08	
		<i>Провиденский</i>					
Гранит биотитовый	641	2,62	70,65	0,24	14,94	1,19	
Гранит лейкократовый	119	2,58	79,66	0,14	14,04	1,15	
Гранит аляскитовый	185	2,54	74,82	0,06	18,26	1,13	
Гранодиорит	268	2,70	64,49	0,30	16,64	1,57	
Диорит	619	2,75	59,09	0,85	17,20	1,56	
		<i>Чегитунский</i>					
Гранит лейкократовый	7	2,61	72,05	0,21	14,89	0,95	
Гранит гнейсовидный	41	2,60	58,41	0,80	18,72	2,90	
		<i>о-в Врангеля</i>					
Гранит лейкократовый	0	2,64	75,04	0,20	12,60	1,64	

* Использовались данные химических анализов А.Ф. Бойшенко, И.А. Загрузиной, О.Н. Иванова, Н.В. Ичетовкина, П.П. Колесниченко, В.Н. Липатова, И.А. Некрасова, Е.Г. Пескова, В.П. Пузырева, В.А. Серебрякова, А.П. Соболева, А.Н. Фадеева. Определения σ и k выполнены Т.П. Зиминковой.

** Наименования интрузивного массива или географическое положение.

постоянен. Калиналовый полевой шпат значительно преобладает над плагиоклазом, отмечается высокое содержание кварца и незначительное количество биотита.

Биотиты отличает высокая (от 80 до 95%) железистость; их глинозёмистость достигает 19-21% [49]. Химический состав этих гранитов также стабилен. Они пересыщены глинозёмом, в них содержится много кремнезёма и очень мало магния и кальция.

Средняя плотность биотитовых гранитов (массивы Деряс-Юрега, Арангасский, Куранахский, Сулухачанский) достигает 2,59,

	8	9	10	11	12	13	14	15	
		<i>Янранайский</i>							
	2,38	0,03	0,95	1,95	3,36	4,86	0,20	1,45	
		<i>Валькумейский</i>							
	2,40	0,08	0,93	1,80	2,82	4,58	0,09	1,62	
	2,07	0,06	2,04	2,06	1,17	4,04	0,33	3,45	
		<i>Право-Ичувеемский</i>							
	3,36	0,07	2,91	2,35	2,49	4,42	0,20	1,78	
		<i>Пытлянский</i>							
	1,73	0,02	0,54	1,79	2,93	5,31	0,13	1,81	
		<i>Тенианный</i>							
	1,81	0,04	0,74	1,47	3,09	4,55	0,30	1,47	
	0,78	0,04	0,41	1,15	3,15	4,88	0,54	1,55	
		<i>Чигезрыцкий</i>							
	1,47	0,02	0,72	1,38	3,16	5,21	0,61	1,65	
		<i>Лаврентьевский</i>							
	1,22	0,04	0,57	1,72	3,40	5,17	0,46	1,52	
	3,26	0,08	1,06	2,71	3,52	4,79	0,32	1,36	
	4,38	0,11	2,86	6,22	3,41	4,91	0,41	1,44	
		<i>Провиденский</i>							
	0,98	0,07	0,81	2,29	3,59	4,88	0,55	1,36	
	0,69	0,05	0,51	1,74	3,87	4,59	0,63	1,19	
	0,45	0,06	0,26	2,52	4,13	4,50	0,72	1,09	
	2,16	0,09	1,69	4,25	3,69	3,86	0,42	1,05	
	3,14	0,12	2,71	5,50	3,61	2,39	0,33	0,67	
		<i>Чегитунский</i>							
	0,96	0,14	0,46	1,17	3,45	5,15	0,50	1,49	
	3,22	0,09	2,10	3,80	3,95	4,72	0,43	1,20	
		<i>о-в Врангеля</i>							
	0,97	н/опр.	0,25	0,89	5,02	2,59	0,33	0,52	

их средняя магнитная восприимчивость составляет $80 \cdot 10^{-6}$ СГС, среднее значение остаточной намагниченности — $120 \cdot 10^{-6}$. Отмечаются отдельные значительные их колебания магнитного параметра. У лейкократовых гранитов $\sigma_{ср} = 2,56$; $k_{ср}$ и $I_{п,ср}$ соответственно — $50 \cdot 10^{-6}$ и $30 \cdot 10^{-6}$ СГС.

Гранитные интрузии, относимые к четвертой группе, тяготеют к крайним частям Омсукчанской впадины. Ориентировка этих массивов и их соотношение со структурами вмещающих пород различны. Массивы гранитоидов, которые находятся в зоне глубинных разломов, вытянуты в субмеридиональном направлении и секут структуры вмещающих пород

(массивы Маяк, Невский), а массивы, удаленные от системы меридиональных разломов, в своей ориентировке зависят от структуры вмещающих пород (Лево-Омсукчанский массив). Изучение особенностей строения массивов Маяк, Невского, Быстринского и Лево-Омсукчанского представляет интерес при исследовании их физических параметров, так как с этими интрузивами связаны проявления олова.

Большую часть Лево-Омсукчанского массива слагают среднезернистые лейкократовые граниты, среди которых залегают сравнительно мощные тела и дайки мелкозернистых гранитов, встречаются дайки аплитов, широко развиты пегматоидные образования с кварцем, флюоритом, турмалином. Образование многочисленных гидротермальных жил кварцево-турмалинового и кварцево-хлоритового состава связано с постмагматическим этапом. В эндоконтактах массива отмечаются порфиридные граниты и гранит-порфиры. Среднезернистые светло-окрашенные граниты состоят из полевых шпатов, кварца и единичных пластинок биотита.

В гранитах широко проявился калиевый метасоматоз, часто образуется флюорит, плагиоклаз замещается турмалином, хлоритом и мусковитом. Эти процессы повлияли на плотность гранитов Лево-Омсукчанского массива: минимальной плотностью, равной 2,48, характеризуются лейкократовые граниты, а у биотитовых гранитов она достигает 2,56. Магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность несколько повышена по сравнению с интрузивами Невским, Быстринским, Маяком, что можно объяснить присутствием в гранитах ряда акцессорных минералов — магнетита, касситерита, ильменита, пирита, арсенопирита.

Невский массив вытянут в субмеридиональном направлении и занимает площадь около 65 км². Массив сложен средне- и мелкозернистыми биотитовыми гранитами. В глубинных частях он образован более крупнозернистыми и равномернозернистыми гранитами. В эндоконтактовых частях массива отмечаются зоны мелкозернистых лейкократовых гранитов и гранит-порфиров.

Массив Маяк состоит из пяти блоков, контактирующих между собой по разломам северо-восточного простирания. Площадь массива 140 км² и он вытянут в субмеридиональном направлении. Его западный и восточный контакты фиксируются полосой ороговикованных пород. Массив сложен в основном крупно- и среднезернистыми порфиридными биотитовыми гранитами; мелкозернистые лейкократовые и аплитовидные граниты распространены в нем незначительно.

Средняя плотность порфиридных гранитов четвертой группы равна 2,55, причем их плотность варьирует в пределах 2,35—2,74. Магнитная восприимчивость массивов четвертой группы выше $400 \cdot 10^{-6}$ СГС. При этом $\kappa_{ср}$ составляет $180 \cdot 10^{-6}$, а $\ln_{ср} = 145 \cdot 10^{-6}$ СГС. Плотность лейкократовых гранитов резко понижена ($\sigma_{ср} = 2,50$), они имеют $\kappa_{ср}$ порядка $400 \cdot 10^{-6}$ СГС. Массивы этих петрофизических групп отличаются и по среднему значению ΔT_a , и аномалиям в экзоконтакте. Если над массивами третьей группы фиксируется нулевое (нормальное) поле и аномалии в экзоконтактовой зоне изменчивы (от ± 300 до 1000 гамм), то массивы четвертой группы характеризуются слабоповышенным магнитным полем (до 100 гамм) и отрицательными (до 300 гамм) аномалиями в экзоконтакте.

Пятую группу представляют интрузивы сложного строения в северо-восточной части Иньяли-Дебинского синклиория (Негояхский, Хатынахский, Находка).

Массив Негояхский — типичный представитель гранитоидных массивов сложного строения. В отличие от расположенных поблизости массивов Чьорго и Оханджинского он довольно сложен по своему строению. В пределах Негояхского массива развиты разновидности пород различного состава и происхождения: среднезернистые роговообманково-биотитовые граниты (главная интрузивная фаза), жильная и эндоконтактовая фация гранитов (различных по структуре, преимущественно лейкократовых), метаморфизированные древние интрузивные породы (кварцевые диориты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры). Встречаются также гранитизированные эффузивы и гидротермально-измененные гранодиориты и гидротермальные жилы.

Наибольшую часть (около 50% площади) занимают роговообманково-биотитовые граниты, наиболее распространенные в средней, глубоко эродированной части массива, имеющие равномерно-среднезернистую структуру, реже слегка порфировидную. Они содержат от 1—2 до 6—7% роговой обманки и биотита, изредка попадаются чисто биотитовые разновидности (В.А. Серебряков, 1959).

Среди акцессорных минералов роговообманково-биотитовых гранитов встречается ильменит и мелкие кристаллы магнетита. Граниты Негояхского массива (по сравнению с породами других массивов Иньяли-Дебинского синклиория) значительно меньше содержат плагиоклаза и цветных минералов при равном содержании кварца и более высоким содержании окисного железа в цветных минералах и в биотите.

Лейкократовые граниты из жил и эндоконтактов залегают преимущественно среди роговообманково-биотитовых гранитов. Иногда жилы лейкократовых гранитов проявляются в фельдшпатизированных перекристаллизованных эффузивах и в приконтактовых роговиках. Пегматитовые образования распространены в массиве незначительно. Жилы гранит-пегматитов отмечают в средней части массива и состоят из кварца, калинатрового полевого шпата, изредка встречается турмалин; еще реже — андалузит, корунд, касситерит.

В пределах Негояхского массива В.А. Серебряковым установлены ультраосновные породы, которые обнаружены в виде отдельных изометричных обособлений среди габброидных пород на лезобережье р. Сохатой. Контактново-метаморфизированные породы, окаймляющие этот массив, представлены роговиками; наиболее распространены биотитовые роговики. Массив сечется многочисленными разрывными нарушениями меридионального и близкого к нему направлений. К некоторым из таких разрывных нарушений приурочены дайки долеритов.

Отмеченная неоднородность строения массива нашла свое отражение при изучении его физических параметров. Плотность гранитов Негояхского массива несколько ниже, чем у гранитов Чьорго и Оханджинского. Средняя плотность биотитовых гранитов 2,57—2,59, лейкократовых — 2,53—2,55. Магнитная восприимчивость биотитовых гранитов изменяется от 1 до $130 \cdot 10^{-6}$ СГС ($\kappa_{\text{ср}} 10 \cdot 10^{-6}$ СГС), а к лейкократовых плагиоклазовых гранитов меняется от 0 до $600 \cdot 10^{-6}$ СГС. Плотность габброидов варьирует в пределах 2,80—2,88, их магнитная восприимчивость — порядка $15 \cdot 10^{-6}$ СГС (рис. 4).

Хатыннахский массив, в состав которого, помимо обычных биотитовых и роговообманково-биотитовых гранитов, входят более основные разновидности — от гранодиоритов до габбро, — единственный магнитный массив в пределах Иньяли-Дебинского синклиория. Средняя плотность его гранитов — 2,60, а плотность гранодиоритов и диоритов воз-

растает до 2,73–2,76. Среднее значение магнитной восприимчивости гранитов Хатыннахского массива составляет $230 \cdot 10^{-6}$ СГС. На картах аномального магнитного поля над массивом фиксируется положительное поле ΔT_a , среднее значение последнего – 250 гамм. Аномалии в экзоконтактах массива не отмечены.

По результатам интерпретации гравиметрических данных (см. главу 2, раздел 4) здесь, на глубине меньше 10 км, располагаются породы с плотностью 2,85–2,89 г/см³. Эти плотности характерны для пород основного состава.

Шестая группа – это интрузивные массивы сложного строения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Для массивов “охотских” гранитоидов в общем характерны значительные вариации магнитных и плотностных свойств, в большинстве случаев массивы магнитны. Гистограммы часто имеют несколько максимумов, преобладают высокие значения параметров.

В аномальном магнитном поле массивы выражены по-разному: над ними может фиксироваться положительное, слабоотрицательное или знакопеременное поле ΔT_a . Часто отмечаются значительные аномалии в экзоконтактах массивов с вмещающими породами.

Наиболее полно исследованы физические свойства интрузивов гранитоидов в области северного побережья Охотского моря, где они образуют два четко выраженных ряда. Южный ряд интрузивов прослеживается от низовьев рек Ульбеи и Ини к п-ову Кони, северный ряд проходит вдоль Челомджа-Ямского разлома [8]. Иногда интрузии гранитоидов совместно с вулканогенными породами андезитовой формации образуют поперечные ряды, связанные с зонами разломов, и расположены у границ Охотского и Омолонского массивов. Интрузивные массивы, относящиеся к этой группе, находятся преимущественно среди покровов андезитовой вулканической формации, форма их разнообразна и определяется структурой, механическими свойствами и мощностью пород [58, 59]. Например, в области неглубокого залегания кристаллического фундамента (Охотский массив, Ульбейская зона разломов) интрузивы обладают четко выраженной вытянутой формой, соответствующей положению крупных разломов, последние четко фиксируются данными геофизических исследований. Контакты здесь крутые, маломощный чехол осадочных пород не влияет на форму интрузий, а интрузии домеловых осадочных отложений имеют форму лакколитов. К примеру, на п-ове Кони таких интрузивных массивов наиболее глубоко эродированные приспособляются к структурам вмещающих пород.

Верхние части интрузий, прорывающие покровы меловых эффузивов, имеют форму куполов. Площадь интрузий варьирует в широких пределах – от нескольких до тысячи квадратных километров; чаще всего встречаются массивы площадью около 100 км². Большинство массивов “охотских” гранитоидов характеризуется обычно сложным строением и состоит из пород, состав которых меняется от габбро до гранитов при резком преобладании гранодиоритов. Крупные массивы сложены

Рис. 4. Характер распределения плотности и магнитной восприимчивости пород в пределах Негояхского гранитоидного массива

1 – изолинии σ , проведенные через 0,02 г/см³; 2 – изолинии k ; 3 – оси локальных аномалий k ; 4 – области повышенных значений k ($\geq 100 \cdot 10^{-6}$ СГС); 5 – границы

гранитами, а преобладающие в поясе массивы средних размеров — преимущественно гранодиоритового состава. Интрузии часто сопровождаются широкими (до 1—2 км) зонами контактового метаморфизма, при этом вмещающие вулканогенные и осадочные породы в эндоконтактовой зоне преобразуются в амфибол-биотит-плагиоклазовые роговики, в эндоконтактовых зонах широко развиты порфириовидные разности, субвулканические дайки.

Как уже отмечалось, наиболее типичные представители сложных полигенных массивов "охотских" гранитоидов в виде двух широтных рядов проходят вдоль Охотского моря, состав этих массивов в основном гранодиоритовый. Характерный представитель таких массивов — Магаданский, занимает участок побережья Охотского моря между верховьями левых притоков р. Армань на западе и бассейном р. Ола на востоке. Площадь массива 750 км², он вытянут в широтном направлении, по составу является сложным и длительно формировавшимся интрузивным образованием: габбро, габбро-диориты, лейкократовые диориты, трондземиты, гранодиориты и биотитовые граниты. Все эти породы секутся дайками кварцевых диоритов, базальтов и долеритов [59].

Характерно непостоянство минералогического состава — в пределах одного интрузивного тела можно обнаружить переходы от габбро-диоритов к диоритам, кварцевым диоритам, одной стороны, и монцонитам — с другой. Этот факт подтверждается изучением магнитной восприимчивости и плотности образцов габброидов из различных участков Магаданского батолита. В зависимости от минералогического состава пород эти характеристики изменяются в довольно широком диапазоне (табл. 7): σ — от 2,60 до 2,88, κ — от 860 до 6000 · 10⁻⁶ СГС (рис. 5).

Гранодиориты обычно среднезернистые, светло-серые, их структура близка к монцонитовой. Граниты так же, как и гранодиориты, постоянно встречаются в составе сложных массивов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и представляют собой наиболее молодую интрузивную фазу гранитоидных интрузий "охотского" типа. Эти интрузии состоят из крупно- и среднезернистых биотитовых и роговообманково-биотитовых гранитов, в эндоконтактах появляются порфириовидные граниты и гранит-порфиры. Плотность гранитов и гранодиоритов изменчива в зависимости от состава пород. Обычно порфириовидные разности имеют меньшую плотность по сравнению с нормальными гранитоидами на величину порядка 0,05—0,1, лейкократовые — на 0,05—0,07. Магнитная восприимчивость растет от более кислых разновидностей к более сложным в разных петрографических группах.

К гранитоидным массивам пограничной зоны вулканогенного пояса, в состав которых входят интрузивные и эффузивные комплексы, относятся Верхне-Тенькинский, Нелькобинский, Хениканджинский, Верхне-Тальский, Верхне-Омчанский и др.

Верхне-Тенькинский массив имеет довольно сложное строение. В восточной части данной структуры расположен Нелькобинский массив щелочных гранитов, составляющий часть этой сложной магматической ассоциации. Первый этап магматической деятельности — внедрение гранодиоритов и диоритов, после чего наступает извержение кислых пирокластических пород с многочисленными обломками гранитоидов. Второй этап — формирование лейкогранитов. Третий этап — формирование адамеллит-порфириов, четвертый — порфириовидных гранитов, составляющих примерно 40% площади массива. Последний, завершающий этап — внедрение субщелочных гранитов (А.К. Кондратенко, 1946; А.П. Соболев, 1981).

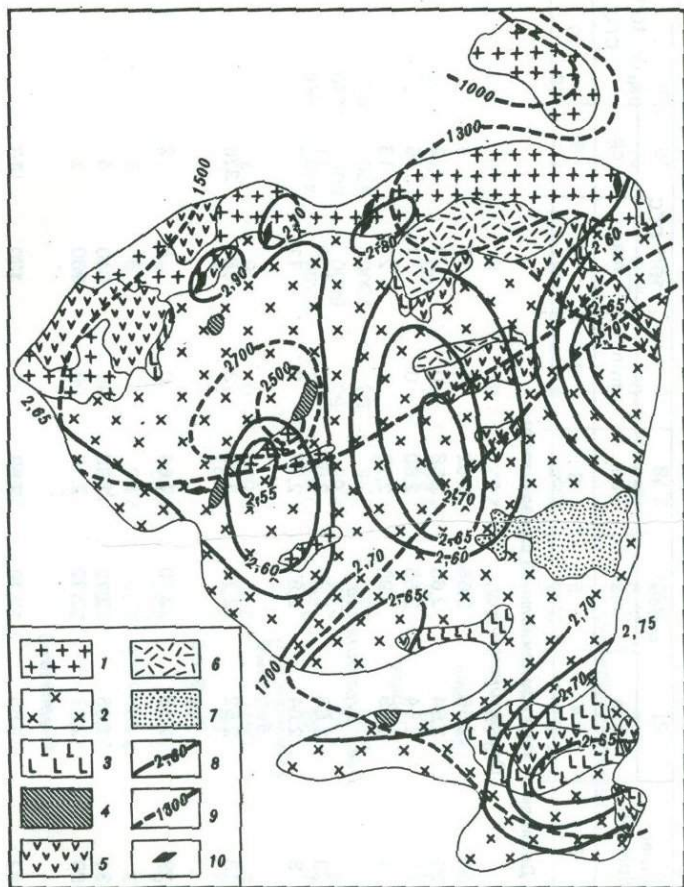


Рис. 5. Петрофизическая характеристика магматических пород, слагающих Магаданский батолит

1 — граниты; 2 — гранодиориты; 3 — кварцевые диориты; 4 — габбро; 5 — эффузивы основного состава; 6 — эффузивы кислого состава; 7 — четвертичные отложения; 8 — изолинии σ ; 9 — изолинии κ ; 10 — оси локальных аномалий κ

По петрографическому составу граниты первого и второго интрузивных этапов отличаются от более поздних гранитов относительно основным плагиоклазом и принадлежностью к биотитовому типу. В кислых породах последних трех этапов присутствует амфибол (5–8% от общего объема породы), а иногда и моноклиновый пироксен.

Различия проявлений процессов магматизма в массиве отразилось на величине плотности и магнитной восприимчивости гранитоидов. Гранодиориты и лейкократовые граниты первых двух этапов формирования имеют плотность соответственно 2,67 и 2,60, являясь практически немагнитными (κ изменяется от 1 до 20 СГС), а щелочные и порфиroidные разновидности биотитовых гранитов — 2,56 и 2,60, причем их магнитная восприимчивость заметно выше: 120 и 125 · 10⁻⁶ СГС.

Хениканджинский массив представлен порфиroidными гранитами,

Таблица 7

Предельные и средние величины плотности и магнитной восприимчивости, значение средней естественной остаточной намагниченности магматических и контактово-измененных пород ряда районов север-востока Азии

Порода	Возраст	Кол-во образцов	σ г/см ³			$\kappa \cdot 10^{-6}$ СГС			I_n ср. 10^{-6} СГС
			min	max	ср.	min	max	ср.	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Иньяли-Дебинская зона изоклиальной складчатости									
<i>Оханджинский*</i>									
Гранит биотитовый	K ₁	55	2,56	2,66	2,62	0	17	4	
Гранит лейкократовый	K ₁	25	2,54	2,63	2,58	0	7	2	
Порфирит кварцевый	K ₁	11	2,54	2,65	2,60	0	7	5	
Пегматит кварцевый	K ₁	4	2,58	2,90	2,73	1	27	13	
<i>Лево-Бургагинский</i>									
Гранодиорит	K ₁ ?	23	2,63	2,68	2,65	2	200	11	
Диорит		8	2,64	2,87	2,77	2	11	7	
<i>Ветренный</i>									
Гранодиорит	K ₁	18	2,52	2,79	2,66	3	860	376	
<i>Трубный</i>									
Гранодиорит биотитовый	K ₁ ?	29	2,58	2,70	2,64	0	5	2	
<i>Находка</i>									
Гранит биотитовый	K ₁ ?	4	2,65	2,72	2,68	90	640		
Гранодиорит	K ₁ ?	20	2,68	2,72	2,70	9	930		
<i>Негояхский</i>									
Гранит биотитовый	K ₁ -J ₃	42	2,50	2,79	2,59	1	130	13	
Гранит лейкократовый	K ₁ -J ₃	62	2,49	2,79	2,55	0	450	80	
Гранит порфиоровидный	K ₁ -J ₃	12	2,52	2,61	2,57	1	8	5	
Гранит смешанного состава	K ₁ -J ₃	84	2,48	2,88	2,57	0	600		
<i>Чьорго</i>									
Диорит	K ₁ -J ₃	18	2,65	2,93	2,75	10	52	30	
Габбро	K ₁ -J ₃	8	2,86	2,92	2,88	21	24	23	
Кварц	K ₁ -J ₃	9	2,47	2,65	2,57	0	11	3	
Роговик	T-J ₃	10	2,60	2,71	2,65	3	26	10	
<i>Анначаг</i>									
Гранит биотитовый	K ₁	104	2,57	2,74	2,62	0	16	7	
Гранит лейкократовый	K ₁	13	2,54	2,66	2,50	0	7	2	
Гранодиорит	K ₁	3	2,62	2,70	2,66	9	9	9	
Пегматит	K ₁	6	2,50	2,61	2,57	0	4	1	
<i>Хатыннахский</i>									
Гранит биотитовый	J ₃	104	2,48	2,90	2,62	5	6100	470	655
Гранодиорит	J ₃	49	2,50	2,95	2,68	50	6400	800	1240
Диорит	J ₃	21	2,60	2,95	2,79	50	2300	570	620
<i>Б. Пороги</i>									
Гранит биотитовый	K ₁ ?	123	2,55	2,82	2,64	1	63	14	15
<i>Уаза-Ина</i>									
Гранит биотитовый порфиоровидный	K ₁ ?	51	2,53	2,69	2,62	0	8	5	10
<i>Одинокий</i>									
Гранит биотитовый	K ₁	21	2,58	2,69	2,64	4	18	7	10
<i>Лево-Бургагинский</i>									
Гранодиорит	K ₁	21	2,59	2,79	2,68	0	268	17	98
Диорит		8	2,61	2,90	2,76	0	60	20	120
<i>Право-Арангасский</i>									
Гранит биотитовый порфиоровидный	K ₁	21	2,57	2,66	2,61	1	18	6	2
<i>Тонор-Арангасский</i>									
Гранит биотитовый	K ₁	71	2,58	2,70	2,64	0	26	10	2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Верхне-Тенькинский</i>									
Гранит биотитовый	J ₃ -K ₁	8	2,56	2,64	2,60	1	128		
Гранит щелочной	J ₃ -K ₁	13	2,52	2,62	2,57	9	190		
Диорит	J ₃ -K ₁	2	2,65	2,70	2,67	14	24		
<i>Лево-Тенькинский</i>									
Гранит биотитовый	J ₃ -K ₁	103	2,55	2,65	2,60	0	3	2	
<i>Верхне-Кулинский</i>									
Гранит	K ₁ ?	9	2,56	2,70	2,63	3	19	8	
<i>Геркулес</i>									
Гранит биотитовый	K ₁ ?	6	2,56	2,73	2,60	12	100		
<i>Бутугычгский</i>									
Гранит биотитовый порфиroidный	K ₁	60	2,52	2,62	2,58	0	6	1	
<i>Верхне-Анмангындынский</i>									
Гранит биотитовый	K ₁	16	2,56	2,76	2,60	5	752	345	800
<i>Право-Анмангындынский</i>									
Гранодиорит	K ₁	22	2,39	2,77	2,70	9	1588	240	233
<i>Сибардикский</i>									
Гранит биотитовый	K ₁	24	2,60	2,79	2,64	2	300	20	
Габбро	K ₁	12	2,64	2,92	2,85	5	3200	1600	
<i>Небуханджинский</i>									
Гранит лейкократовый	K ₁	5	2,60	2,68	2,61	2	275		
Диорит	K ₁	4	2,86	2,90	2,88	700	4200		
<i>Ярыга</i>									
Гранит биотитовый	K ₁	12	2,60	2,70	2,63	2	21	8	
<i>Лево-Сеймканский</i>									
Гранат смешанного состава	J ₃ -K ₁	13	2,55	2,71	2,64	2	320	15	

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс

<i>Магаданский</i>									
Гранит лейкократовый	K ₁₋₂	44	2,43	2,63	2,58	28	2340		
Аплит	K ₁₋₂	18	2,56	2,77	2,62				
Гранит щелочной	K ₁₋₂	25	2,46	2,70	2,56	97	5600		
Гранит биотитовый	K ₁₋₂	57	2,48	2,77	2,65	155	4320	1700	
Гранодиорит	K ₁₋₂	126	2,59	2,80	2,68	145	3320	1910	
Гранодиорит-порфир	K ₁₋₂	32	2,60	2,78	2,65	935	3470	2520	
Диорит	K ₁₋₂	49	2,62	2,80	2,73	2800	5200	5000	
Габбро-диорит	K ₁₋₂	7	2,76	2,98	2,88	3630	7630		
<i>Бассейн р. Армань</i>									
Гранит-порфир	K ₂	71	2,48	2,74	2,52	60	800	427	
Гранодиорит	K ₁	21	2,50	2,81	2,70				
Гранодиорит-порфир	K ₂	30	2,52	2,71	2,64				
Диорит	K ₂	13	2,68	2,85	2,77				
Долерит	K ₂	4	2,73	2,78	2,75				
Липарит, липарито-дацит	K ₂	44	2,30	2,70	2,56				
Дациит	K ₂	36	2,40	2,80	2,65				
Андезит	K ₂	46	2,42	2,83	2,63				
Андезит (дайки)	K ₁	31	2,63	2,90	2,80				
<i>Мотыклейский р-н</i>									
Гранит	K ₁₋₂	5	2,55	2,67	2,60	10	1160		
Гранодиорит	K ₁₋₂	5	2,70	2,75	2,72	800	1730		
Диорит	K ₁₋₂	10	2,70	2,81	2,78	2310	3400		
Базальт	P?	5	2,85	2,94	2,90	800	5800		
<i>Верховье р. Хеты</i>									
Игнимбрит	K ₂	43	2,06	2,62	2,44	2	250	120	
Липарит, туф липарита	K ₂	86	2,16	2,86	2,49	30	4800	930	
<i>П-ов Кони</i>									
Гранит-порфир	K ₁₋₂	24	2,58	2,64	2,60	640	210	85	
Гранодиорит	K ₁₋₂	37	2,70	2,80	2,78	1200	1000	265	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Диорит	K ₁₋₂	24	2,70	2,78	2,74	3000	1000	485	
Андезит	J ₁	33	2,55	2,92	2,75				
Андезит	J ₂	42	2,52	2,83	2,73	1200	1000	230	
Андезито-базальт	J ₃	95	2,60	2,84	2,78	2000	1200	200	
<i>Бассейн верховой р. Молтан и Иганджи</i>									
Порфирит габбро-диоритовый	K ₂	19	2,64	2,78	2,72				
<i>Пенжинский р-н</i>									
Гранодиорит	K	8	2,64	2,79	2,70				
Трахиандезит	K	6	2,35	2,82	2,57		1180		
Андезито-базальт	K	5	2,74	2,82	2,78				
<i>Бассейн р. Яблона</i>									
Гранит	K ₁₋₂	12	2,49	2,88	2,61				
Гранодиорит	K ₁₋₂	142	2,54	2,99	2,70				
Липарит	K ₁₋₂	70	2,12	2,75	2,62				
Дациит	K ₁₋₂	14	2,52	2,94	2,65				
Андезито-базальт	K ₁₋₂	627	2,48	3,03	2,75				
Туф андезита	K ₁₋₂	92	2,43	2,90	2,70				
<i>Верховье р. Папяваам</i>									
Игнимбрит	K ₂	30	2,44	2,64	2,53	20	1400	610	
<i>Омсукчанский прогиб</i>									
<i>Лево-Омсукчанский</i>									
Гранит порфиоровидный	K ₂	98	2,47	2,63	2,56	0	1201	250	92-610
Гранит лейкократовый		10	2,26	2,59	2,52	149	1902	739	2480
<i>Невский</i>									
Гранит порфиоровидный	K ₂	28	2,52	2,74	2,57	2	136	29	45
Гранит лейкократовый		10	2,51	2,56	2,54	0	35	10	
<i>Маяк</i>									
Гранит порфиоровидный	K ₂	80	2,35	2,61	2,55	1	252	85	125
<i>Быстринский</i>									
Гранодиорит	K ₂	12	2,62	2,76	2,70	1	23	15	
<i>Балыгычанский р-н пологих дислокаций</i>									
<i>Верхне-Оротуканский</i>									
Гранит биотитовый	J ₃ -K ₁	60	2,49	2,62	2,58	0	368	100	28
Гранит аплитовидный		15	2,44	2,67	2,55	2	144	36	26
Пегматит		8	2,51	2,66	2,61	0	0	0	
<i>Сулухачанский</i>									
Гранит порфиоровидный	J ₃ -K ₁	70	2,55	2,65	2,60	1	500	100	160
<i>Кинжал</i>									
Гранит биотитовый	J ₃ -K ₁	23	2,52	2,59	2,58	1	2	1	
<i>Анюйская складчатая зона</i>									
<i>Междуречье Колымы-Раучуа</i>									
Гранит	K ₁	82	2,54	2,69	2,63	0	30		
Гранодиорит	K ₁	110	2,59	2,86	2,68	0	2530	100	100
Диорит	K ₁	94	2,65	2,92	2,74	0	4680	400	190
<i>Лисий</i>									
Граносиенит	K ₁	7	2,62	2,66	2,64				
<i>Орлиный</i>									
Гранит биотитовый	K ₁	15	2,59	2,61	2,61				
Гранодиорит	K ₁	37	2,59	2,65	2,62				
Порфиры диоритовые	K ₂	10	2,66	2,92	2,75				
<i>Каменистый</i>									
Диорит кварцевый	K ₁	10	2,68	2,72	2,70				
<i>Баранов</i>									
Гранит	K ₁	36	2,59	2,65	2,62				

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Спорнинский</i>									
Гранит	K ₁	97	2,58	2,68	2,63				
Гранодиорит	K ₁	22	2,63	2,81	2,70				
Диорит-порфир	K ₁	15	2,77	2,78	2,78				
Диабаз	K ₁	7	2,97	3,04	3,01				
<i>Аттыквеемский</i>									
Граносиенит	K ₁	32	2,65	2,86	2,75				
Гранодиорит	K ₁	20	2,71	2,74	2,70				
Монзонит	K ₁	25	2,79	2,84	2,82				
Андезит	K ₁	42	2,64	2,87	2,75				
<i>Лювеемский</i>									
Гранит	K ₁	65	2,56	2,67	2,65				
Граносиенит-порфир		31	2,58	2,66	2,62				
<i>Верхне-Лельвыргыргынский</i>									
Порфиры диоритовые	K ₁	11	2,65	2,72	2,70				
<i>Лево-Коневеамский</i>									
Гранит	K ₁	51	2,54	2,64	2,62				
Гранодиорит	K ₁	13	2,60	2,65	2,63				
Диорит	K ₁	15	2,74	2,76	2,75				
Андезит	K ₁	15	2,62	2,65	2,63				
<i>Кокунейский</i>									
Гранит	K ₁	132	2,60	2,69	2,63				
Андезит	K ₁	24	2,75	2,81	2,79				
Липарит интрузивный	K ₁	24	2,59	2,63	2,61				

Чаунская складчатая зона

<i>Лютрайпынский</i>									
Гранодиорит	J ₃ -K ₁	6	2,54	2,73	2,64	0	50	20	
Диорит-порфир		9	2,58	2,72	2,67	0	50	20	
<i>Пытлянский</i>									
Гранит	J ₃ -K ₁	9	2,55	2,74	2,60	0	50	35	
<i>Палянский</i>									
Гранит лейкократовый	K ₂	5	2,53	2,59	2,56				
Гранодиорит	K ₁	43	2,42	2,82	2,64				
Липарит (туф)	K ₁	23	2,05	2,60	2,40				
Андезито-дацит	K ₁	10	2,32	2,70	2,64				
Роговик	K ₁	6	2,63	2,76	2,70				
<i>Северный</i>									
Гранит биотитовый	K ₂	22	2,50	2,78	2,60	0	200	30	
<i>Янранайский</i>									
Аплит (дайка)	K ₂	3	2,56	2,76	2,62	0	20	10	
Лампрофир (дайка)		32	2,39	2,93	2,68				
<i>Пырканынский</i>									
Гранит биотитовый	K ₂	29	2,43	2,86	2,60	0	50	30	
Пегматит		12	2,31	2,66	2,50	0	50	30	
Липарит (туф)		4	2,40	2,48	2,45	0	50	30	
Роговик		5	2,60	2,87	2,68	0	50	30	
<i>Тауреранский</i>									
Гранит	J ₃	5	2,49	2,63	2,58	0	50	30	
Гранодиорит	J ₃	7	2,62	2,83	2,71	0	50	30	
Роговик		3	2,74	2,80	2,77				
<i>Велиткенайский</i>									
Гранодиорит	J ₃	8	2,52	2,90	2,73	0	300	80	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Иультинский</i>									
Гранит аплитовидный	J ₁ -K ₁	105	2,47	2,76	2,59				
Гранодиорит		16	2,53	2,80	2,67				
Роговик		5	2,62	3,10	2,80				
Кварц		3	2,56	2,65	2,62				
<i>Пырканийский</i>									
Гранит	K ₁	8	2,55	2,74	2,60	0	50	30	
<i>Валькумейский</i>									
Гранит	K ₁	7	2,52	2,60	2,57	7	50	30	
Гранодиорит		2	2,67	2,67	2,67	20	20	20	
<i>Ср. течение р. Б. Анюй</i>									
Гранит	K ₁	5	2,52	2,57	2,54				
Диорит	K ₁	15	2,43	2,65	2,60				
Андезит	J ₃	58	2,44	2,82	2,67				
Андезит (туф)	K ₁	81	2,36	2,78	2,60				
Базальт	K ₁	28	2,44	2,77	2,67				
Базальт	J ₃	16	2,38	2,88	2,72				
Базальт	J ₁	11	2,38	2,71	2,68				
<i>Вост. Чукотка</i>									
<i>Восточно-Чукотский</i>									
Гранито-гнейс	A	10	2,57	2,70	2,62	2	24	10	
Сланец кристаллический		5	2,69	2,89	2,70	1	32	16	
<i>Лаврентьевский</i>									
Гранит гнейсовидный	A?	13	2,53	2,66	2,60				
<i>Тенианский</i>									
Гранит двуслюдяной	A?	7	2,56	2,69	2,60	1	480		
<i>Провиденский</i>									
Гранит	K ₂ -P	11	2,51	2,65	2,58	32	352	110	
Гранодиорит		11	2,64	2,74	2,70	50	1330	269	
Диорит		4	2,68	2,78	2,75	52	1700		
<i>Бассейн р. Каральвеем</i>									
Диорит	T ₂	27	2,72	3,08	2,72	0	746	40	
Габбро-диабаз	T ₂	26	2,68	3,12	2,82	2	320	100	
Кварц с сульфидами	T ₂	39	2,45	2,78	2,64	0	6	2	
<i>О-в Врангеля</i>									
Гранит аплитовидный	R	7	2,58	2,75	2,62	0	270	120	
Амфиболит		1			2,83			1900	
<i>Омолонский остаточный массив</i>									
<i>Бассейны р. Рассохи, Улешки, Мопанджи</i>									
Гранит	K ₁	7	2,60	2,79	2,68	39	2000		
Габбро-диорит	Pz ₁	45	2,80	3,16	2,95	1800	4400	3200	
<i>Бассейн р. Джугаджак</i>									
Гранит порфировидный	Pz ₁	56	2,52	2,78	2,62	12	3700	1200	
Гранит лейкократовый	Pz ₁	14	2,56	2,64	2,56	1	1300	650	
Граносиенит	Pz ₁	9	2,54	2,68	2,60	11	3000	1163	
Гранодиорит	Pz ₁	10	2,50	2,78	2,65	6	2400	590	
Диорит	Pz ₁	10	2,55	2,78	2,69	5	2950	1480	
Липарит	D ₂₋₃	4	2,30	2,55	2,49	1	260		
Липарито-дацит	D ₂₋₃	6	2,47	2,64	2,59	8	1673		
Кварц с сульфидами	Mz	4	2,54	2,70	2,63	0	1750		
Песчаник ороговикованный	Mz	4	2,66	2,83	2,76	320	1050		
Сланец	Mz	4	2,61	2,75	2,69	8	31		

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Междуречье Кедон—Айненэ</i>									
Гранит лейкократовый	K ₁	67	2,56	2,71	2,62	2	1800	825	
Гранит биотитовый	K ₁	10	2,57	2,78	2,69	1	750	120	
Гранодиорит	K ₁	21	2,56	2,95	2,75	8	2700	1100	
Диорит	K ₁	8	2,61	3,01	2,77	6	980	450	
Габбро-диорит	K ₂	3	2,94	3,61	2,96	31	985		
Габбро роговообманковые	K ₁	7	2,70	3,18	2,94	214	5850	3427	
Липарито-дацит	D ₂₋₃	8	2,51	2,63	2,60	3	75	21	
Роговик	Mz	5	2,63	2,81	2,74	3	852	185	
Песчаник	Mz	5	2,57	2,69	2,64	4	11	18	
<i>Бассейн р. Ненкал</i>									
Гранит лейкократовый	K ₁	19	2,40	2,71	2,57	3	1750	426	
Гранит биотитовый	K ₁	31	2,53	2,71	2,62	24	1750	70	
Граносиенит	K ₁	14	2,49	3,05	2,62	3	540	250	
Гранит метаморфизованный	K ₁	20	2,56	2,97	2,72	65	2700	1000	
Плагиогранит	K ₁	5	2,50	2,59	2,56	180	690	500	
Гранодиорит	K ₁	7	2,63	2,73	2,68	11	678	300	
Габбро-диабаз	K ₁	22	2,69	3,08	3,00	135	8450	1700	
Липарито-дацит	K ₁	18	2,36	2,74	2,58	1	1400	400	
Кварцит	Mz	4	2,67	2,90	2,76	2	15	9	
Роговик	Mz	6	2,63	2,94	2,74	5	1450		
Алевролит	Mz	5	2,75	2,86	2,79	18	28	22	
Песчаник	Mz	13	2,52	2,73	2,67	3	1350	173	
Сланец	Mz	5	2,56	2,73	2,67	2	8	3	
Роговик метаморфизованный	Mz	4	2,69	3,08	3,00	22	1200		
<i>Бассейн р. Бургачан</i>									
Гранит биотитовый	K	28	2,39	2,83	2,65	3	3500	700	
<i>Бассейн ср. течения р. Омолон</i>									
Граносиенит	K	13	2,46	2,67	2,57	95	1700	482	
Липарит	D ₂₋₃	4	2,04	2,41	2,25	2	83		
Липарито-дацит	D ₂₋₃	12	2,22	2,51	2,40	3	1300	600	
<i>Бассейн ср. течения р. Омолон</i>									
Гранит биотитовый	Pz ₁	15	2,58	2,66	2,62	3	1600	60	
Сиенит субщелочной	Pz ₁	37	2,56	2,98	2,70	20	4100	1945	
Габбро-диорит		6	2,62	2,72	2,68	570	1300	745	
Дацит	D ₂₋₃	5	2,60	2,68	2,64	45	1000	527	
Туф дацита	D ₂₋₃	7	2,54	2,60	2,57	6	60	26	
Диабаз альбитизированный		3	2,65	2,79	2,90	30	145	36	
Сиенит гнейсовый	Pz ₁	6	2,60	2,71	2,63	2	2400	870	
Мигматит	Pcm	8	2,64	2,87	2,73	46	5400	1500	
Итабирит	Pz ₁	13	2,44	2,73	2,52	5	93000		
<i>Ольчинский</i>									
Гранит биотитовый	Pz ₁	5	2,73	2,73	2,73	1250	2600	1775	
Гранодиорит	Pz ₂	11	2,74	2,81	2,75	1150	1900	1560	
<i>Нельгинский</i>									
Гранат лейкократовый	D ₂₋₃	10	2,52	2,68	2,53	1	405	62	
Гранит биотитовый	D ₂₋₃	44	2,51	2,72	2,64	2	1550	600	
Гранит измененный	D ₂₋₃	11	2,55	2,78	2,74	5	3300		
Гранодиорит	D ₂₋₃	7	2,59	2,71	2,68	25	43	34	
Габброид	D ₂₋₃	3	2,73	2,79	2,76	190	2050		
<i>Карбасчанский</i>									
Гранодиорит		8	2,67	2,71	2,69	1200	2000	1750	
<i>Прикольимское поднятие</i>									
<i>Бассейны рек Шаманихи, Столбовой, Поповки, Ясачной</i>									
Туф кислого состава		29	2,17	2,57	2,38	0	30		
Эффузивы основного состава		79	2,64	3,08	2,92	0	370		70
Габбро-диабаз		38	2,61	2,95	2,82			350	110
Порфиرويد	Pz	87	2,50	2,93	2,65			325	300

8 Таблица 7 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Диабаз	P ₁	27	2,61	3,01	2,83	0	580	120	
Базальт	P-D ₃	69	2,60	3,02	2,84	20	7600	100-700	700
Андезит	P ₂	133	2,74	2,85	2,78	10	6400	520	135
Габбро-диорит	D ₃	63	2,71	2,99	2,82	30	700	60-530	50
Диорит	J ₂	33	2,56	2,98	2,78			650	560
Габбро-диабаз	J ₂	8	2,83	2,99	2,87				
Фельзит	J ₂	56	2,36	2,71	2,50	0	30	10	
Дацит	J ₂	14	2,37	2,94	2,62	0	30		
Андезито-дацит	J ₂	29	2,48	2,93	2,65			115	120
Андезит	J ₂	33	2,55	2,90	2,71			600	1660
Гранит	J ₃	8	2,51	2,61	2,57	0	50	6	
Липарит	J ₃	25	2,48	2,64	2,55	0	200	50	
Диорит	D ₁	14	2,78	2,96	2,88			340	470
Габбро-диабаз	K ₁	29	2,65	3,04	2,88			2015	1180
Пироксенит	K ₁	35	2,71	3,09	2,89			2750	3180
Ультраосновная порода	K	5	3,06	3,10	3,08				
Алазейское плоскогорье									
Плагиогранит		6	2,45	2,71	2,62	0	20	10	
Сиенито-диорит		5	2,66	2,88	2,82	1	10	5	
Андезито-базальт		9	2,64	2,81	2,73	1	40	15	
Корякско-Камчатская складчатая область									
<i>Бассейн р. Кубаеем</i>									
Диорит порфировидный		13	2,40	2,72	2,65	2	1800		
Липарит		4	2,40	2,50	2,45	1	130		
Тамватнейский									
Андезито-базальт		8	2,52	2,83	2,70	160	960		
Кварц		16	2,33	2,73	2,55	0	566		
Усть-Бельский									
Лиственит	K	7	2,62	2,77	2,65	5	393		
Бассейн р. Хатырки									
Ультраосновная порода	Pz	8	2,80	3,31	2,98				
Плагиогранит	Pz; K ₁	72	2,56	3,01	2,72	0	17000		
Габбро	Pz; K ₁	67	2,72	3,28	3,06	10	100000		
Габбро-диорит	Pz; K ₁	13	2,67	3,18	2,90	10	30000		
Габбро-диабаз	Pz; K ₁	14	2,78	3,10	2,91	10	31000		
Базальт	Pz; K ₁	39	2,66	3,01	2,82	1	700		
Андезит	Pz; K ₁	14	2,56	2,78	2,65	3	366		
Перидотит		24	2,74	3,35	3,18	25	3500		
Лиственит		13	2,82	3,20	3,08				
Эклогит		4	3,06	3,42	3,20				
Спилит		54	2,62	3,20	2,83	30	2000		
Серпентинит		22	2,56	3,25	2,86	18	25000		

* Наименование массива или географическое положение.

гранит-порфирами, аплитовидными гранит-порфирами. Наибольший объем массива занимают аплитовидные гранит-порфиры, средняя плотность которых составляет 2,60, а магнитная восприимчивость не превышает первые десятки единиц. Гранитоиды Хениканджинского массива сопровождаются гидротермальными жилами кварцево-полевошпатового или кварцево-хлоритового состава с касситеритом. Плотность жильных пород достигает 2,70.

К массивам шестой группы относятся также Тайгоносский, который сложен преимущественно роговообманковыми гранодиоритами, а также роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гранитами, кварцевыми диоритами и диоритами. Породы краевой зоны массива значительно гнейсированы. По возрасту все интрузивные тела подразделяются на ранне- и позднемеловые. К раннему мелу относятся тела диоритов, габбро, габбро-диоритов, пластовые тела гипербазитов, дайки и пластовые тела габбро-диабазов.

В табл. 8 представлены результаты минералогических анализов наиболее развитых в этом районе разновидностей интрузивных пород. По сравнению с гранитоидами Магаданского батолита средняя магнитная восприимчивость гранитов, гранодиоритов и диоритов здесь несколько ниже (соответственно 500 , 900 и $1200 \cdot 10^{-6}$ СГС), а плотность гранитоидов выше (от 2,60 до 2,68).

Седьмая группа — это массивы гранит-гранодиоритового состава, занимающие промежуточное положение между мезозоидами и Охотско-Чукотским вулканогенным поясом.

Вдоль границы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса с Яно-Колымской складчатой областью располагается много небольших гранитоидных интрузий и штоков. Здесь, в зоне развития позднемезозойского магматизма, обнаруживаются черты, которые свойственны как Яно-Колымской складчатой области, так и вулканогенному поясу. Внедрение массивов неразрывно связано с формированием вулканогенного пояса, и расположены они в его пределах и в зоне сочленения с мезозоидами (массивы Лево-Сеймканский, Небуханджинский, Сибердикский, Ярыга, Геркулес, Улаханский, Севастопольский и ряд мелких штоков), петрофизическая характеристика последних нестабильна.

В целом эти массивы сложены преимущественно гранодиоритами и роговообманково-биотитовыми гранитами. На диаграмме распределения значений плотности более половины образцов гранитов со средней плотностью 2,50—2,60, остальные — 2,60—2,70. У гранодиоритов четко выделяется один максимум плотности, который попадает в интервал 2,60—2,70, примерно 30% исследуемых образцов характеризуются средней плотностью 2,75.

Магнитная восприимчивость у гранитов имеет максимум до $200 \cdot 10^{-6}$ СГС, а у гранодиоритов нет ее единого максимума и k варьирует от 50 до $2000 \cdot 10^{-6}$ СГС, отмечаются максимумы распределения в интервале 50, 150, 500 и 700 единиц.

К восьмой группе относятся интрузивы Омолонского остаточного массива.

В пределах Омолонского остаточного массива изучались физические свойства изверженных и контактово-измененных пород в бассейне среднего течения р. Омолон и в бассейнах рек Коркодон, Кедон, Кегали, Джугаджак. Более детально исследованы интрузивные массивы Карбасчанский, Ольчинский, Бургачанский и Нельгинский. Среди довольно многочисленных на Омолонском массиве гранитоидных интрузий непо-

Таблица 8

Минералогический весовой (%) состав изверженных пород Тайгоносского п-ова

Породы	Кол-во анализов	K—Na полевой шпат	Плагиоклаз	Кварц	Биотит	Роговая обманка	Пироксен	Акцессорные
Гранит	2	27,2	38,7	28,2	4,9	0,6	—	0,4
Плагиогранит	3	7,7	61,2	23,1	3,2	1,8	—	0,6
Кварцевый диорит	8	1,2	52,4	24,8	10,0	11,1	—	0,4
Гранодиорит	1	7,7	52,3	27,8	7,5	3,9	—	0,9
Диорит	3	1,0	57,6	1,7	7,1	25,0	4,7	2,0
Тоналит	4	2,9	57,3	28,0	7,3	4,0	—	0,6

стоянного состава имеются как моногенные, так и полигенные плутоны. Относительно однородные интрузии сложены преимущественно гранодиоритами, в строении других интрузий наряду с гранодиоритами участвуют граниты, а иногда и кварцевые диориты, реже диориты и габбро.

Интрузии субщелочных гранитов локализируются в северной части Омолонского массива, в бассейне р. Русской и нередко находятся в пространственной связи с разрывными нарушениями. Речь идет об интрузиях Талалахской, Монаковской, Айненз и ряде мелких интрузий, которые относятся к талалахскому комплексу. С этим комплексом ассоциируются щелочные и щелочно-земельные граниты, граносиениты и сиенит-диориты, характерные преимущественно для междуречий Моланджи и Кегали, Коаргычана и Гижиги, а также бассейнов рек Россохи, Крестик и др. Породы, составляющие группу малых интрузий, по составу представлены основными, средними и кислыми разновидностями щелочноземельной магмы.

Акцессорные минералы таких интрузий разнообразны: титаномагнетит, ильменит, апатит, сфен, гематит.

Средняя магнитная восприимчивость исследуемых нами образцов в пределах Омолонского остаточного массива изменяется: у гранитов — $k = (400-1250) \cdot 10^{-6}$ СГС, у диоритов и габбро-диоритов — $(1160-2700) \cdot 10^{-6}$ СГС. В той же последовательности возрастает и средняя плотность интрузивных пород: от кислых разновидностей к более основным — от 2,58 до 2,94.

Распределение значений магнитной восприимчивости гранитоидов Омолонского массива сложное. Наряду с одномодальными наблюдаются двумодальные гистограммы распределения по всем разновидностям, что связано с характером проявления магматических комплексов на массиве. Рассмотрев распределения величины k интрузивных пород Омолонского массива, представленных гранитами, граносиенитами, гранодиоритами, диоритами и габброидами, можно отметить, что среднее значение этой величины характеризуется интервалом от 500 (граниты) до $3000 \cdot 10^{-6}$ СГС (габброиды). Среднее значение плотности для всех изучавшихся комплексов изменяется следующим образом: у лейкократовых гранитов от 2,49 до 2,62, у биотитовых гранитов от 2,60 до 2,73, а у граносиенитов от 2,57 до 2,71, у гранодиоритов от 2,60 до 2,75, у диоритов от 2,67 до 2,84, у габбро от 2,76 до 3,06.

Девятая группа — гранитоиды Чукотской складчатой области.

Наиболее интенсивно магматическая деятельность на этой территории проявилась в мезозое, в основном в меловом периоде. В это время

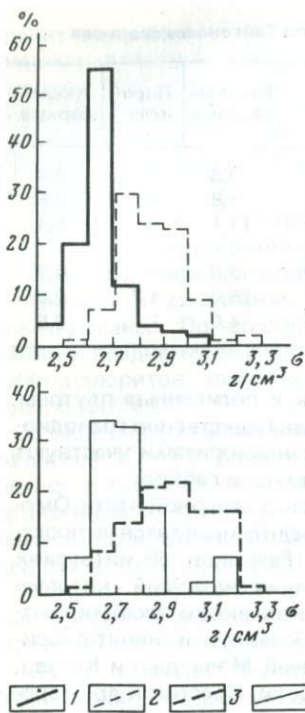
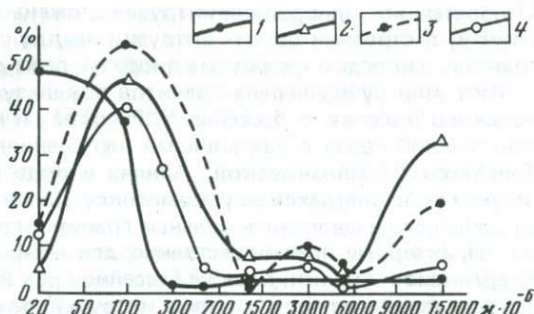


Рис. 6. Гистограмма плотности изверженных пород Пикасъявям-Хатырского антиклинория (Эконоайская и Майницкая зоны)

1 — плагиогранит (142 обр.); 2 — базальт, диабаз, спилит (128 обр.); 3 — габбро амфиболитизированные, габбронорит (182 обр.); 4 — габбро-диорит, диорит (41 обр.)

Рис. 7. Кривые распределения магнитной восприимчивости изверженных пород Пикасъявям-Хатырского антиклинория (Эконоайская и Майницкая зоны)

1 — плагиогранит (72 обр.); 2 — габбро амфиболитизированные (67 обр.); 3 — габбро-диорит, диорит (56 обр.); 4 — базальт, диабаз, спилит (75 обр.)



здесь сформировался магматический комплекс, представленный многочисленными массивами гранитоидов, малыми интрузиями и небольшими полями эффузивов липарито-андезитового состава. Размещение гранитоидных массивов подчинено двум направлениям — северо-западному, которое характерно для Чукотской складчатой области, и северо-восточному, преобладающему в Чукотской ветви вулканогенного пояса.

На восточном побережье Чаунской губы изучена группа меловых гранитоидных массивов (Северный, Янранайский, Пырканаянский, Лоотайпынский, Палянский, Киберовский [26]. Сложены массивы преимущественно порфиридовидными биотитовыми и андезиновыми гранитами, в подчиненном количестве присутствуют роговообманково-биотитовые и лейкоократовые граниты, гранодиориты. Наименьшей плотностью обладают лейкоократовые граниты — 2,56 и пегматиты — 2,50, плотность биотитовых гранитов всех массивов стабильна — в среднем — 2,60, гранодиоритов — 2,64. Структура, т.е. размеры зерен породообразующих минералов, не влияет на плотность гранитоидов: мелкозернистые, среднезернистые и крупнозернистые различия одного петрографического состава имеют одинаковую плотность.

С увеличением основы гранитоидов увеличивается и их плотность (граниты 2,50—2,60, гранодиориты, монзониты — 2,65). Аналогичным ростом плотности характеризуются их эффузивы: андезито-дациты — 2,60—2,64, андезито-базальты — 2,68. Все гранитоиды Чаун-Чукотского района — преимущественно немагнитные.

В центральных и восточных районах Чукотской складчатой области проявления интенсивного позднемезозойского магматизма зна-

чительно сложнее, в связи с близостью структур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В примыкающих к вулканогенному поясу районах картируются различные массивы, сложенные гранитами и гранодиоритами. К группе таких массивов относятся Велиткенайский, Иультинский, Тауреранский, которые образованы преимущественно крупно- и среднезернистыми порфировидными гранитами, мелкозернистыми биотитовыми гранитами, гранит-порфирами и лейкократовыми гранитами. По составу интрузивы являются сложными полигенными образованиями, для которых характерны явления мигматизации, разгнейсования, милонитизации, широко представлены дайковые комплексы (кварцевые диориты, диорит-порфиры, лампорфиры).

Наиболее крупные гранитоидные массивы: Тенианный (2000 км²), Лаврентьевский (500 км²), Нуныамский (400 км²) Провиденский (850 км²) сосредоточены в антиклинальных поднятиях докембрийского фундамента Восточной Чукотки.

Состав плутонов сложный, они образованы несколькими типами пород. Среди них устанавливаются две главные фазы формирования. Наиболее ранняя — роговообманково-биотитовые и биотитовые крупнозернистые граниты с узкой эндоконтактной зоной более основного состава (гранодиориты, монзониты, кварцевые диориты). Поздняя фаза — мелко-, среднезернистые, аплитовидные и пегматоидные биотитовые, двуслюдяные разности. В составе плутонов устанавливается позднемеловой дайковый комплекс гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и кварцевых порфиров. Граниты ранней и поздней фаз очень близки по составу акцессорных минералов. Акцессорные минералы гранитов разнообразны: сфен, ортит, рутил, гранат, флюорит.

При сравнении гранитоидов по плотности отмечается их существенное различие. Наибольшую плотность имеют гранодиориты (2,65—2,67), у гранитов она меньше (2,56—2,63). Граниты поздней фазы наиболее бедны фемическими минералами и могут быть отнесены во многих случаях к аляскитовым гранитам, они имеют и наименьшую плотность (2,56). В гранитах ранней фазы содержание фемических элементов значительно выше, плотность их повышается от 2,61 до 2,63 (бассейн р. Чегитунь, Каатак, Кооленьевеи, Лаврентьевский плутон, северная часть Провиденского плутона).

Аномальное магнитное поле над плутонами площадного распространения и характеризуется спокойными градиентами (± 100 гамм). Аномальные участки поля приурочены к зонам разломов и к интрузиям основного состава. Исследования намагниченности образцов гранитоидов показали, что средняя магнитная восприимчивость возрастает от гранитов поздней фазы к ранней и к гранодиоритам (соответственно 190, 690, 885 $\cdot 10^{-6}$ СГС). Граниты поздней фазы имеют минимальное значение $k - 65 \cdot 10^{-6}$ СГС, граниты ранней фазы — 220 $\cdot 10^{-6}$ СГС, гранодиориты — 300 $\cdot 10^{-6}$ СГС.

К сожалению, слабо изученными остались породы Корякско-Камчатской складчатой области. Работами был охвачен относительно небольшой район Корякского нагорья. На рис. 6 и 7 представлены гистограммы плотности и вариационные кривые магнитной восприимчивости. Плагιοграниты позднепалеозойского—раннемезозойского возраста характеризуются большим диапазоном изменения плотности. Средняя плотность их колеблется в интервале 2,60—2,70. Кривая намагниченности имеет один максимум (до 300 $\cdot 10^{-6}$ СГС). Относительно небольшой процент образцов характеризуется более высокими значениями k . Габброидные

разновидности отличаются высокой плотностью и двумодальным характером распределения магнитной восприимчивости. Интрузивные тела, сложенные амфиболизированными габбро, достигают самых высоких значений k и σ .

Анализ частот распределения значений k показал, что для интрузивных пород различного состава и приуроченных к тем или иным складчатым зонам и связанных с разными тектоно-магматическими циклами, кривые распределения, как правило, имеют один или два максимума и ярко выраженную положительную или отрицательную асимметрию. Максимумы распределений магнитной восприимчивости образуют две обособленные группы. Первый максимум включает значения от 0 до $100 \cdot 10^{-6}$ СГС, второй — от 800 до 3000, а иногда и до $500 \cdot 10^{-6}$ СГС.

Этим особенностям распределения магнитной восприимчивости присуща тенденция возрастания значений k по мере увеличения основности пород, а также логнормальный или близкий к нему характер распределения. Следует отметить, что для всех разновидностей пород в случае бимодального распределения k отчетливо отмечается единый минимум в интервале $(500-800) \cdot 10^{-6}$ СГС. Магнитная восприимчивость, как известно, зависит от количества ферромагнитных минералов (прежде всего магнетита или титаномагнетита), содержащихся в породе, их состава, размеров и структуры. Таким образом, выделенные и качественно различные по намагниченности группы отражают резкое различие (о чем говорит отчетливый минимум кривых) в содержании в них магнетита. А так как форма кривой не зависит от состава пород, то это говорит о двух резко противоположных режимах формирования одних и тех же интрузивных пород. В одной и той же породе в одном случае магнетит не кристаллизуется, в другом, наоборот, кристаллизуется очень бурно (рис. 8).

Отмечается общая тенденция к выполаживанию кривых с левой асимметрией и подъему — с правой по мере роста основности пород и содержания ферромагнитных минералов. Эта закономерность выдерживается для кривых распределения магнитной восприимчивости интрузивных пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Омолонского массива. Для группы гранитоидов, тяготеющих к Иньяли-Дебинской зоне изоклиальной складчатости (биотитовые и лейкократовые граниты, адамеллиты, гранитоиды басугуньинского типа и их более основные аналоги), средние значения k растут с увеличением основности пород.

Минимальные средние значения k (до $10 \cdot 10^{-6}$ СГС) присущи разновидностям лейкократовых и аплитовидных гранитов многих интрузивных массивов. Биотитовые, роговообманково-биотитовые граниты имеют среднюю магнитную восприимчивость до $(20-30) \cdot 10^{-6}$ СГС, граниты басугуньинского типа — около $50 \cdot 10^{-6}$ СГС. Для этой группы пород наблюдается увеличение средних значений магнитной восприимчивости от кислых разновидностей к основным примерно в 5–7 раз, т.е. максимум распределений k гранодиоритов, диоритов и габброидов в основном не превышает $100 \cdot 10^{-6}$ СГС.

Средние значения k в других петрофизических группах интрузивных пород (Омолонский остаточный массив, Тайгоносский, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) увеличиваются от $300 - 2000 \cdot 10^{-6}$ СГС для гранитов разного типа и до $1000-4000 \cdot 10^{-6}$ — СГС для диоритов, габбро-диоритов и габбро (распределение бимодальное). В этой группе четко выделяются два максимума распределения магнитной восприимчивости для всех разновидностей интрузивных пород — от гранитов до габбро. Распределение средних значений k здесь имеет нижний предел, отличный от нуля,

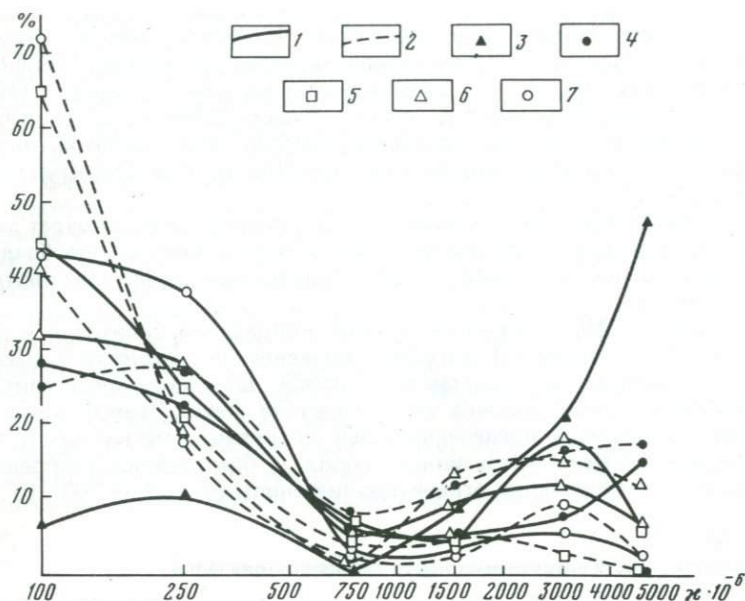


Рис. 8. Кривые распределения магнитной восприимчивости изверженных пород северо-востока Азии

Породы: 1 — интрузивные (перидотиты — 164 обр., габбро — 149 обр., диориты — 263 обр., долериты — 33 обр., гранодиориты — 178 обр., граниты — 182 обр., сиениты — 88 обр.); 2 — эффузивные (диабазы — 188 обр., габбро-диабазы — 69 обр., базальты — 853 обр., андезиты — 1407 обр., дациты — 589 обр., кварцевые порфиры — 305 обр., липариты — 814 обр., туфолавы — 1161 обр.); 3 — ультраосновные; 4 — основного состава; 5 — гранодиориты — дациты; 6 — среднего состава; 7 — кислого состава

т.е. магнитная восприимчивость обуславливается присутствием в интрузивных породах ферромагнитных минералов.

Наряду с двумя четко выраженными максимумами распределения к вышеупомянутым группам гранитоидов выделяются интрузивы с непостоянной намагниченностью (Омсукчанская впадина, район слабых дислокаций мезозоид, переходная зона от мезозоид к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу). Распределение значений k преимущественно одномодальное с большим диапазоном изменений магнитной восприимчивости (от 0 до $1000 \cdot 10^{-6}$ СГС) и бимодальное — с преобладанием первого максимума. Средняя плотность (табл. 9) интрузивных пород исследуемой территории изменяется от 2,53 (порфировидные разновидности кислых пород) до 3,05 (ультраосновные породы). При рассмотрении вариационных кривых распределения плотностей интрузивов вышеупомянутых структур установлено, что оно близко к нормальному закону. Исключение составляют распределение σ некоторых габбро-диоритовых разновидностей.

Как известно, плотность гранодиоритов — функция химического и минералогического состава пород и, независимо от пространственного положения интрузивных тел, в основном определяется соотношением главных породообразующих минералов и окислов. Поэтому σ — более стабильный параметр, чем k . При сравнении средней плотности интрузивов северо-востока Азии отмечаются некоторые закономерности. Во-первых,

плотность пород определенного комплекса практически остается неизменной в разных тектонических структурах. Например, лейкократовые разновидности гранитов Омсукчанской впадины (интрузивы Лево-Омсукчанский, Невский, Маяк), Омолонского остаточного массива, Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, Иньяли-Дебинского синклинория имеют среднюю плотность в пределах 2,55–2,58. Распределение плотности роговообманковых и биотитовых гранитов разных структур порядка 2,62–2,65.

Плотность интрузивных пород определенной формации будет зависеть от соотношения в последней отдельных комплексов, от преобладания в ней более основных пород и характеризоваться суммарной плотностью при разных k .

На рис. 9, 10, 11 приведены поля корреляции величин σ и k . Они построены на основе лабораторных определений плотности и магнитной восприимчивости и представляют собой довольно представительные выборки для ряда районов северо-востока Азии. Прежде всего, намечается тенденция распределения точек корреляции магнитных и практически немагнитных интрузивных пород — бимодальное распределение. Первое поле корреляции ограничено значениями k от 1 до $100 \cdot 10^{-6}$ СГС,

Таблица 9

Средние плотности интрузивных пород северо-востока Азии

Породы	Яно-Колымская и Чукотская				
	Верхоянский мегантиклинорий	Южно-Верхоянский синклинорий	Тасхаях-Тахский блок	Полоуэнский антиклинорий (в целом)	Яно-Индигирская синклинальная зона
Биотитовые граниты				2,58	
Неразделенные граниты				2,58	
Биотит-роговообманковые граниты			2,58	2,65	2,57–2,64
Лейкократовые, двуслюдяные граниты		2,56			
Гранит-порфиры (дайки)					2,57
Пегматиты					2,56
Аплиты				2,53	
Гранодиориты, гранодиорит-порфиры	2,67	2,60	2,63	2,63	260–2,66
Сиениты, граносиениты					
Диориты	2,68		2,65	2,66	2,65–2,70
Диорит-порфиры, кварцевые порфиры, порфиroidы	2,59				2,60
Долериты					
Габбро				2,95	
Габбро-диабазы				2,86	
Перидотиты, пироксениты					

второе — от 300 до $1000 \cdot 10^{-6}$ СГС, плотность в обоих случаях изменяется одинаково — в интервале 2,45–3,05. Не отмечается корреляционных связей у гранитов Иньяли-Дебинской зоны изоклинальной складчатости, района слабых дислокаций мезозгид, Омсукчанской впадины, т.е. там, где магнитная восприимчивость имеет одномодальный характер распределения и где в интрузивных породах не присутствуют в достаточном количестве ферромагнитные минералы, а встречаются лишь их единичные знаки. Магнитные свойства интрузивов здесь зависят, по-видимому, от соотношения в них парамагнитных породообразующих минералов, от их железистости, в первую очередь — амфибола, биотита и роговой обманки.

Интрузивные комплексы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, Омолонского массива, Чукотской складчатой зоны, а также группа преимущественно щелочных гранитоидов Хатыннахского и Негояхского массивов характеризуются двумя полями корреляции σ и k — для слабомагнитных и магнитных пород, где параметры σ и k имеют пропорциональную зависимость и с увеличением основности растет плотность и магнитная восприимчивость гранитоидов. Этим полям корреляции соответствует бимодальное распределение k в интрузивных комплексах, в которых намагниченность связана с наличием в породах ферромагнетиков.

Породы	миогeosинклинальные системы						
	Иньяли-Дебинская зона изоклинальной складчатости	Момо-Зырянская впадина	Омулевское поднятие	Приколымское поднятие	Омолонский массив	Охотский массив	Тайгонский массив
Биотитовые граниты							
Неразделенные граниты							
Биотит-роговообманковые граниты	2,62		2,56	2,57	2,62	2,56	2,65
Лейкократовые, двуслюдяные граниты	2,58–2,65			2,66	2,63		
Гранит-порфиры (дайки)	2,63				2,65		
Пегматиты							
Аплиты							
Гранодиориты, гранодиорит-порфиры							
Сиениты, граносиениты							
Диориты					2,58		
Диорит-порфиры, кварцевые порфиры, порфиroidы	2,59				2,58		
Долериты	2,62			2,65			
Габбро	2,62						
Габбро-диабазы	2,57						
Перидотиты, пироксениты	2,65–2,73		2,63		2,57	2,63	2,69
					2,67		
						2,64	
	2,76	2,80	2,64	2,82	2,72	2,81	2,80
	2,60	2,60		2,64	2,61		
			2,84				
			2,85				
	2,85			2,95	2,94		
	2,86			2,89	2,74		
	2,89				3,03		3,05

Таблица 9 (окончание)

Породы	Яно-Колымская и Чукотская миогеосинклинальные				
	Яно-Сугойская зона глыбовой складчатости		Анной складчатая зона	Центральная Чукотка	Восточная Чукотка
	Погруженные массивы	Обрамления массивов			
Биотитовые граниты	2,59—2,62			2,60	2,56
Неразделенные граниты	2,58	2,54	2,62	2,57—2,60	2,56—2,64
Биотит-роговообманковые граниты			2,63	2,60	
Лейкократовые, двуслюдяные граниты	2,55—2,61			2,56	
Гранит-порфиры (дайки)			2,62		
Пегматиты	2,61			2,58	
Аплиты			2,62	2,58	
Гранодиориты, гранодиорит-порфиры	2,64—2,68	2,64	2,68	2,64—2,73	2,60—2,69
Сиениты, граносиениты			2,62—2,75	2,66	
Диориты	2,78	2,71	2,75	2,68	2,73
Диорит-порфиры, кварцевые порфиры, порфиroidы			2,74	2,60—2,70	
Долериты					
Габбро	2,80			2,91	2,85
Габбро-диабазы	2,73		3,00		
Перидотиты, пироксениты					

На рис. 12, а, б представлены поля корреляции магнитной восприимчивости интрузивных пород некоторых структур с петрогенными окислами титана и железа (определениям физических параметров образца соответствует его силикатный анализ). С увеличением суммарного железа в породе растет магнитная восприимчивость тех гранитоидных комплексов, где наблюдается пропорциональная связь σ и k , и отмечается бимодальный характер распределения магнитной восприимчивости с преобладанием второго максимума (свыше $1000 \cdot 10^{-6}$ СГС) или одномодальный характер с максимумом такой же величины. Такое же соотношение имеет место для поля корреляции k и TiO_2 .

Особенности пространственного размещения различно намагниченных интрузивных тел на северо-востоке Азии показывают, что интрузивные комплексы в пределах одной структурной формации обладают сложным характером распределения магнитной восприимчивости и большим диапазоном ее изменения — от практически немагнитных до сильномагнитных. Магнитные разновидности интрузивов имеют разную плотность, немагнитные также.

Немагнитные или слабомагнитные гранитоидные комплексы с повышенной плотностью тяготеют к складчатым геосинклинальным структурам, средне магнитные или сильно намагниченные с дефектом плотности — к

системы	Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система		Корякско-Камчатская кайнозойская складчатая область	Охотско-Чукотский вулканогенный пояс	
	Остров Врангеля	Алазейская зона		Олойская зона	Охотская ветвь
				2,65	
2,58	2,63	2,54	2,56	2,52—2,64	2,54—2,66
				2,58	
				2,53	
				2,59	2,80
				2,62	
2,66		2,60	2,68	2,68	2,70—2,74
				2,56	2,65
2,70		2,65	2,66	2,73	2,72
2,74			2,65		
				2,80	2,75
2,87			2,80—2,90	2,86	
			2,75		

ослабленным зонам в земной коре (омсукчанский и охотский типы). Гранитоиды с избытком плотности и высокой магнитной восприимчивостью приурочены к жестким консолидированным участкам земной коры (Омолонский и Тайгоносский остаточные массивы, Восточно-Чукотский).

Закономерности изменений физических свойств эффузивных пород северо-востока Азии в общем изучены еще слабо. В ряде случаев определялись либо плотностные, либо магнитные свойства и не указывались петрохимические особенности. Ниже предпринята попытка отобразить петрофизические закономерности эффузивных образований региона в пределах главных геоструктурных подразделений.

На территории северо-востока Азии эффузивные породы распределены неравномерно. Западная часть региона сравнительно бедна вулканогенными образованиями, которые относятся здесь к более ранним этапам развития наземного вулканизма Pz (?). В восточной части накопились мощные толщи вулканических пород более молодого возраста. Средние значения плотности наиболее распространенных петрофизических типов эффузивных образований приведены в табл. 10, средние значения магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности в табл. 11.

Анализ таблиц показывает, что плотностные и магнитные свойства эффузивных образований изменяются в широких пределах по структурам

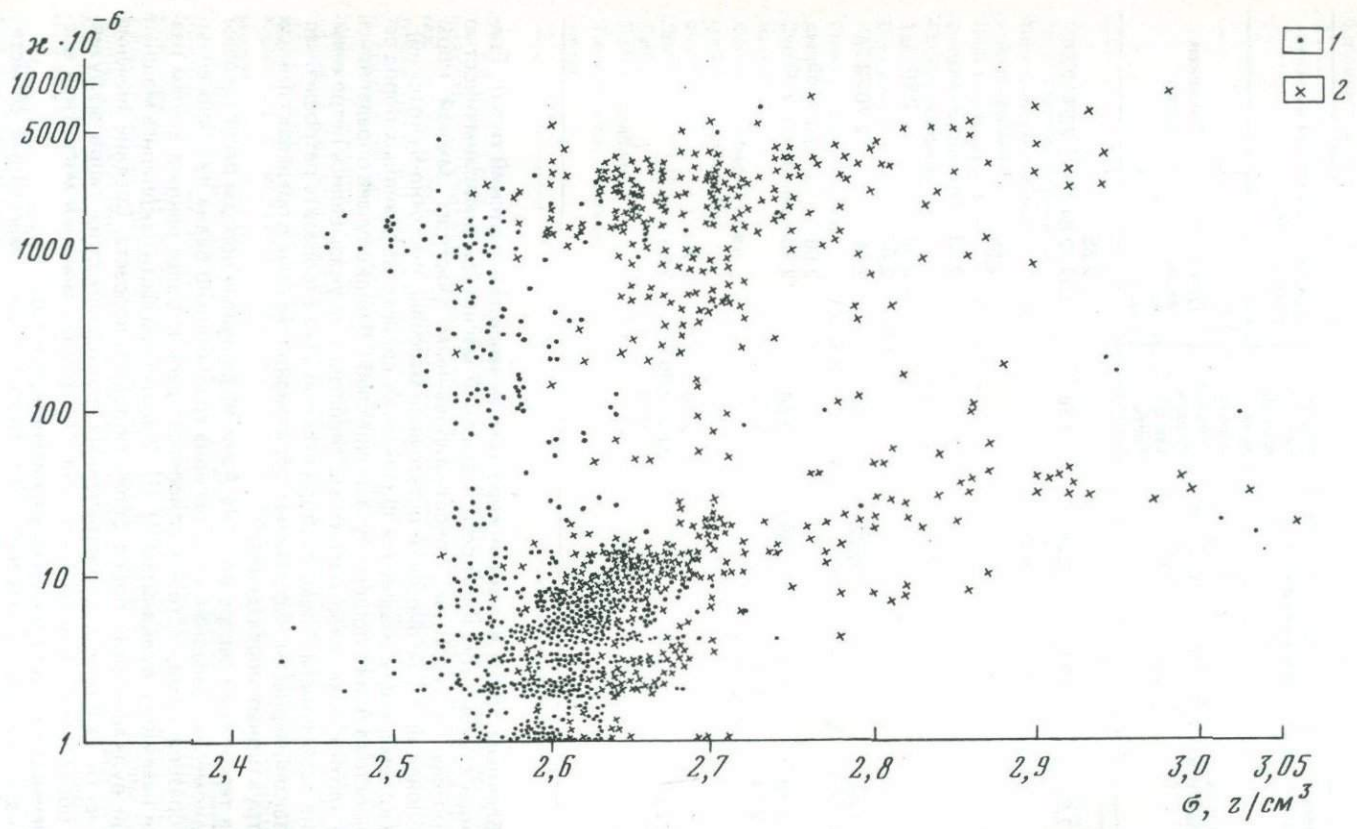


Рис. 9. Поле корреляции плотности и магнитной восприимчивости интрузивных пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, Иньяли-Дебинского синклиория и района слабых дислокаций мезозойд
1 — граниты; 2 — гранодиориты

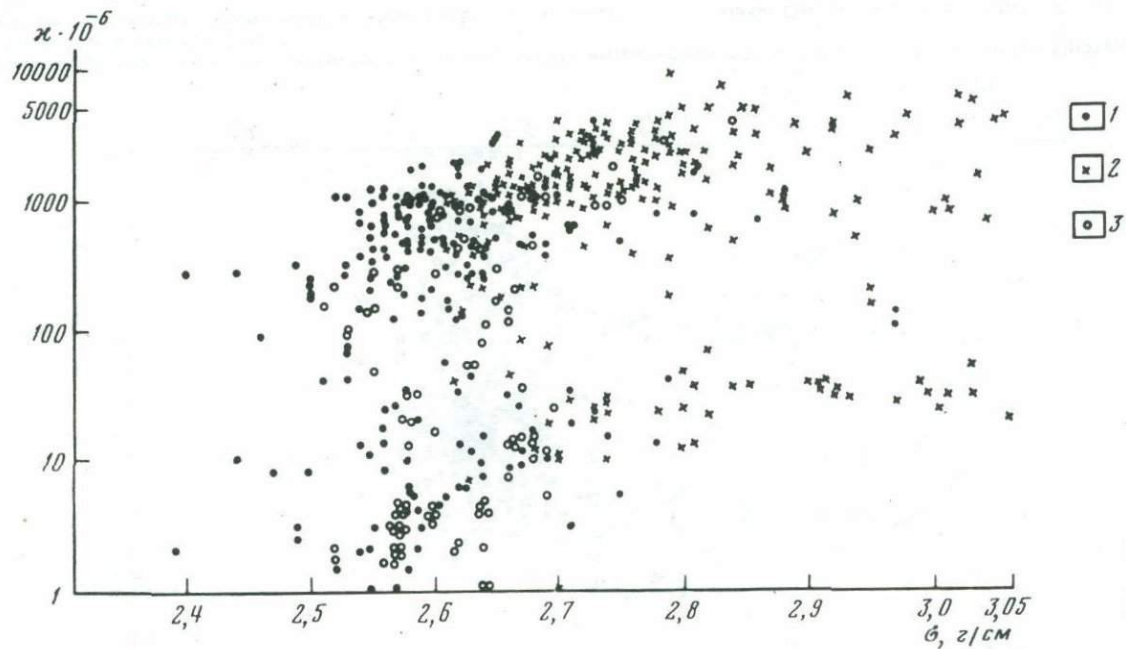


Рис. 10. Поле корреляции плотности и магнитной восприимчивости интрузивных пород Омолонского и Тайгоносского массивов, Чукотской складчатой зоны

1 — граниты и 2 — гранодиориты, диориты, габбро Омолонского и Тайгоносского массивов; 3 — гранитоиды Чукотской складчатой зоны

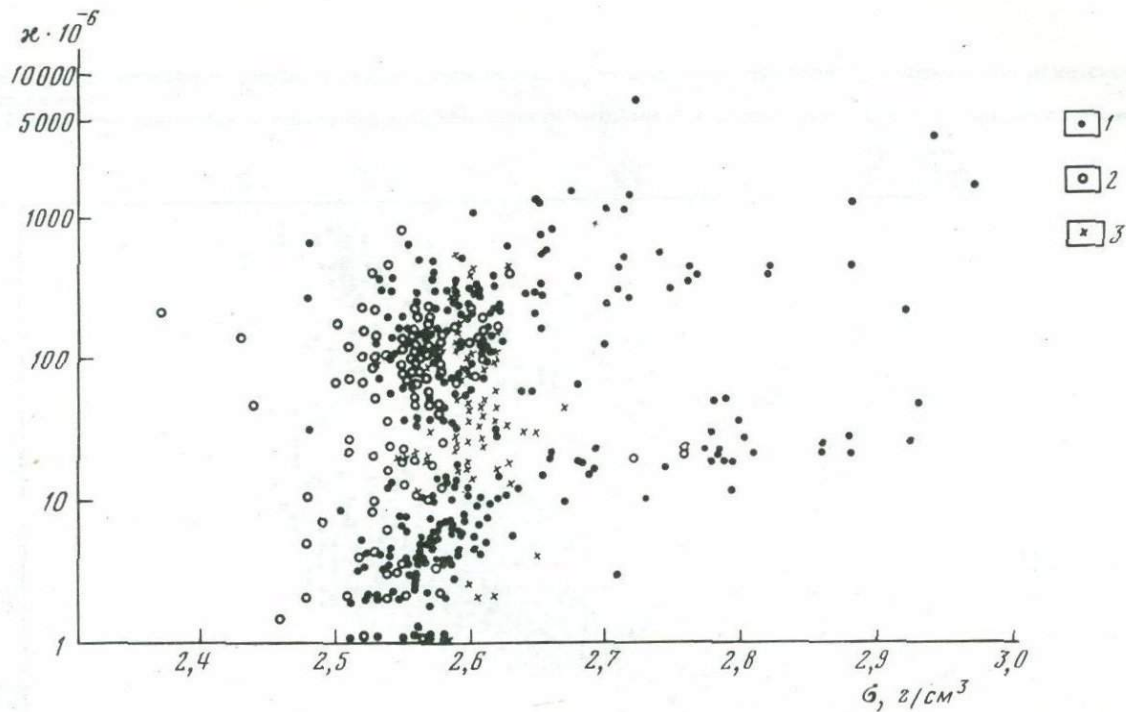
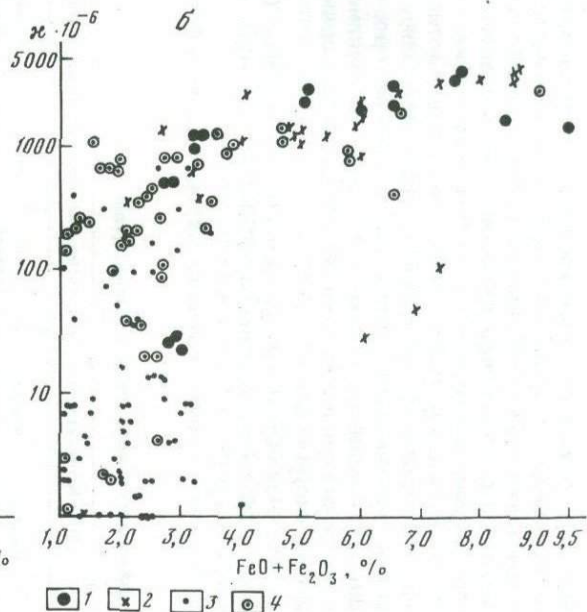
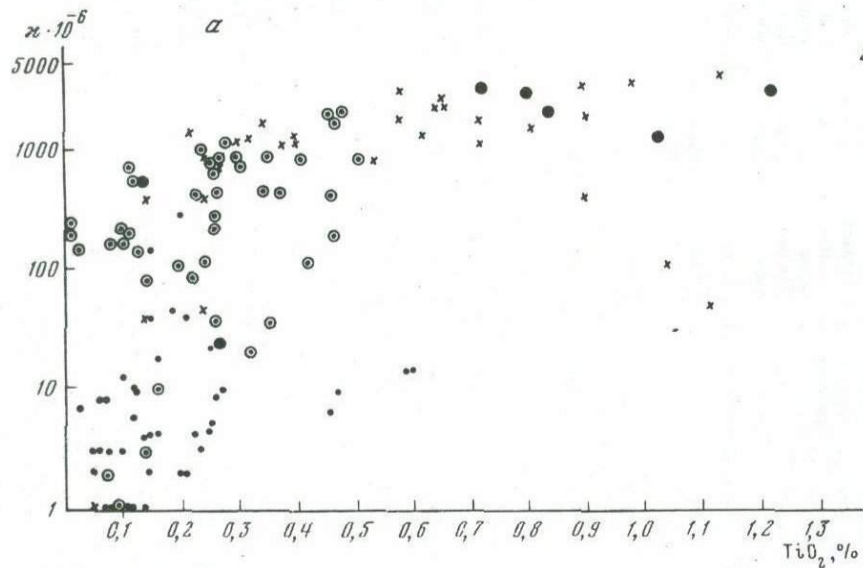


Рис. 11. Поле корреляции плотности и магнитной восприимчивости интрузивных пород Омсукчанской впадины, Оротуканского района, Негояхского и Хатыннахского массивов

1 — щелочные гранитоиды Негояхского и Хатыннахского массивов; 2 — граниты Омсукчанской впадины; 3 — гранитоиды Оротуканского района



● 1 × 2 ■ 3 ○ 4

● 1 × 2 ■ 3 ○ 4

Рис. 12. Поле корреляции магнитной восприимчивости и процентного содержания (по весу):

а — TiO_2 и б — $FeO + Fe_2O_3$ в гранитоидах:

1 — Омолонского массива; 2 — Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 3 — Иньяли-Дебинской зоны изоклинальной складчатости; 4 — Чукотской складчатой зоны

и разновидностям пород. Во-первых, устанавливается явная зависимость между плотностью и составом эффузивных пород — намечается повышение плотности с увеличением возраста. Образования ранних стадий тектономагматических циклов (Приколымское поднятие, жесткие остаточные массивы, Яно-Сугойская зона складчатости, Алазейская эвгеосинклинальная зона) характеризуются в среднем более высокой средней плотностью (2,70—3,05) и имеют существенно основной состав эффузивов. Эффузивы более поздних этапов активизации тектономагматических процессов представлены мощными покровами кислых и основных разновидностей пород (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, Чукотская и Корякско-Камчатская складчатые системы пояса).

Олойская ветвь Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной зоны. Средние плотности кислых эффузивов составляют 2,30—2,60, дацитов, андезитов и базальтов — 2,60—2,70.

Магнитная восприимчивость вулканических пород, как и у интрузив-

Таблица 10

Средние плотности эффузивных пород северо-востока Азии

Породы	Яно-Колымская и Чукотская миогеосинклинальные системы				
	Верхоянский антиклинорий	Южно-Верхоянский синклинорий	Сеттэ-Дабанский антиклинорий	Полосуенский антиклинорий	Яно-Индигирская синклинальная зона
Диабазы	2,91		3,05	2,73—2,86	
Базальты				2,69	
Андезито-базальты				2,72	
Эффузивы основного состава				2,67	
Андезиты		2,60			
Андезито-дациты				2,57	
Эффузивы среднего состава				2,56	
Дациты, липарито-дациты		2,54			
Липариты				2,53	
Игнимбриты				2,50	
Эффузивы кислого состава				2,59	
Туфы андезита					
Туфы базальта					
Туфы дацита				2,39	2,51
Туфы липарита					2,59
Фельзиты, фельзолипариты					2,60
Кварцевые порфириты					2,60
Пестроцветные эффузивы					
Кварцевые кератофиры					

ных, зависит от условий их образования в разных формациях, т.е. от наличия во всех группах эффузивных пород ферромагнитных и ферропарамагнитных разновидностей [28, 41]. Неравномерное и быстрое остывание эффузивных пород почти не отражается на составе породообразующих минералов, но сказывается на характере ферромагнетиков, поэтому магнитная восприимчивость эффузивов, сложенных парамагнитными породами, существенно не отличается от интрузивов. Например, такими являются магматические комплексы преимущественно кислого состава Иньяли-Дебинской зоны изоклиальной складчатости, Анюйской складчатой зоны, где граниты-гранодиориты и липарито-дациты практически немагнитны. Для ферромагнитных пород быстрая кристаллизация способствует образованию в эффузивах магнетита и титаномагнетита, особенно в основных разновидностях пород. С неравномерным распределением ферромагнитных минералов в разных частях вулканических потоков и лав связана большая дисперсия магнитной восприимчивости пород

Яно-Колымская и Чукотская миогеосинклинальные системы						
Иньяли-Дебинская зона линейной изоклиальной складчатости	Тас-Хаях-тахский блок	Момо-Зырянская впадина	Омулевское поднятие	Приколымское поднятие	Омолонский массив	Охотский массив
	2,76		2,74	2,89	2,88	2,88
				2,86	2,69	
				2,92	2,65	
	2,63			2,69	2,61	
				2,66	2,60	2,63
2,53				2,77		
2,60				2,61	2,61	
2,60	2,58	2,53		2,54	2,61	2,54
					2,60	
				2,65	2,62	
						2,49
2,59				2,55		
					2,66	
					2,62	

Таблица 10 (окончание)

Породы	Яно-Колымская и Чукотская миегеосинклинальные системы				
	Тайго-носский массив	Яно-Сугойская зона глыбовой складчатости		Анойская складчатая зона	Чаунская складчатая зона
		погруженные массивы	обрамления массивов		
Диабазы	2,80	2,87	2,70	3,07	
Базальты	2,80	2,73	2,82		2,63
Андезито-базальты	2,78	2,80			2,67
Эффузивы основного состава					
Андезиты	2,76	2,83	2,70	2,73	
Андезито-дациты	2,73				2,63
Эффузивы среднего состава					
Дациты, липарито-дациты	2,73				2,40
Липариты	2,65			2,60	2,50
Игнимбриты					2,40
Эффузивы кислого состава					
Туфы андезита					2,56
Туфы базальта					2,40
Туфы дацита					2,39
Туфы липарита					2,48
Фельзиты, фельзолипариты					2,59
Кварцевые порфириты					
Пестроцветные эффузивы					
Кварцевые кератофиры					

(Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, Корьякско-Камчатская складчатая область). Наиболее уплотненные из эффузивных образований спилит-диабазового состава преимущественно магнитны: от $800 \cdot 10^{-6}$ в Приколымском поднятии до $3000 \cdot 10^{-6}$ СГС в Охотской ветви вулканогенного пояса (имеется в виду среднее значение k , отдельные вариации k достигают больших размеров). Остаточная намагниченность I_n ср. эффузивов основного состава тоже довольно высока. Она меняется от $400 - 4700 \cdot 10^{-6}$ СГС на Приколымском поднятии до $6000 \cdot 10^{-6}$ СГС в Охотской ветви вулканогенного пояса. В некоторых структурах диабазы и базальты имеют двумодальный характер распределения k и I_n . Обычно более "молодые" разновидности этих пород характеризуются и более высокими магнитными свойствами. Такая же закономерность наблюдается у средних и кислых эффузивов (дациты, липарито-дациты, игнимбриты).

Для наиболее измененных эффузивов, например диабазов, четко прослеживается связь между плотностью и составом пород. На плотность диабазов и габбро-диабазов в большой мере влияет их возраст и степень метаморфизма. Вариационные кривые распределения плотности этих пород

	Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система		Корьякско-Камчатская кайнозойская складчатая область	Охотско-Чукотский вулканогенный пояс	
	Алазейская зона	Олойская зона		Охотская ветвь	Эвенская ветвь
	3,00		2,75	2,76	
	2,93	2,70	2,62-2,78	2,73-2,76	2,70-2,90
2,69			2,51-2,88	2,76	2,75
2,67	2,67	2,64	2,58-2,63	2,72	
2,63			2,61	2,60-2,79	2,65
2,58	2,56		2,52	2,18-2,56	2,33-2,62
	2,55			2,38-2,49	2,32-2,53
2,56	2,57				
		2,60			2,70
				2,62	
				2,63	
2,30		2,59	2,48	2,42	
2,58					

не подчиняются нормальному закону. Самые древние эффузивные породы Приколымского поднятия — дорифейские метадиабазы имеют среднюю плотность $2,85-2,90$, а палеотипного облика диабазы и габбро-диабазы докембрия — нижнего палеозоя — $2,80$. В этом районе плотность габброидов выше, чем диабазов: одновременно с раскристаллизацией пород этой группы происходит видоизменение минералов и новообразование вторичных минералов — хлорита, эпидота, серицита.

Что касается магнитной восприимчивости диабазов, то на Приколымском поднятии среди них по величине k выделяется две разновидности: слабомагнитные и магнитные. К слабомагнитным относятся докембрийские и раннепалеозойские породы ($k_{ср.} = 100 \cdot 10^{-6}$ СГС). Повышенной намагниченностью обладают диабазы мезозойского возраста ($k_{ср.}$ изменяется от $800-2000 \cdot 10^{-6}$ СГС). Древние (R - Pz?) метадиабазы и метадиабазы, затронутые глаукофансланцевым метаморфизмом, в пределах Алазейской эвгеосинклинальной зоны характеризуются очень высокой плотностью: от $2,71$ до $3,18$ ($\sigma_{ср.} = 2,93$) и пониженной магнитной восприимчивостью (до $100 \cdot 10^{-6}$ СГС).

Таблица 11

Средние значения магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности* эффузионных пород северо-востока Азии

Породы	Яно-Колымская и Чукотская миогеосинклинальные системы				
	Полуосенский антиклинорий	Иньяли-Дебинская зона линейной изоклиальной складчатости	Приколымское поднятие	Омолонский массив	Тайгоносский массив
Диабазы			100	$\frac{2180}{1280}$	$\frac{2550}{1800}$
Базальты	500		$\frac{650}{590}$	$\frac{3000}{4700}$	$\frac{1000}{1300}$
Андезито-базальты		$\frac{280}{1420}$		$\frac{500}{250}$	$\frac{1000}{810}$
Андезиты	650	$\frac{600}{1660}$	$\frac{550}{200}$	$\frac{190}{170}$	$\frac{1250}{550}$
Андезито-дациты		$\frac{115}{120}$			$\frac{900}{170}$
Дациты, липарито-дациты				$\frac{160}{110}$	$\frac{340}{250}$
Липариты	30	0-30	$\frac{230}{60}$	$\frac{60}{50}$	$\frac{165}{100}$
Игнибриты					155
Туфы базальта					$\frac{635}{520}$
Туфы андезита		$\frac{320}{355}$			$\frac{350}{160}$
Туфы дацита				$\frac{90}{60}$	$\frac{250}{125}$
Туфы липарита	30		$\frac{250}{50}$	60	
Эффузивы					
основного состава		75	$\frac{950}{110}$		
среднего состава				$\frac{715}{1410}$	
кислого состава			30	$\frac{200}{240}$	
Порфириты	40	90	50	$\frac{100}{60}$	
Порфириоиды			$\frac{500}{260}$		
Общее количество образцов	286	595	1176	3791	534

* I_H — в знаменателе.

Яно-Колымская и Чукотская миогеосинклинальные системы				
Яно-Сугуйская зона глыбовой складчатости		Анюйская складчатая зона	Чаунская складчатая зона	Восточно-Чукотская зона
Погружен, массивы	Обрамления массивов			
$\frac{1330}{870}$	550		$\frac{1000}{560}$	$\frac{1740}{780}$
60-500	970		500-1000	$\frac{740}{1750}$
			700	$\frac{3060}{2440}$
$\frac{520}{135}$	1600			$\frac{860}{780}$
	$\frac{280}{1420}$		400	$\frac{1060}{680}$
30	235		150	$\frac{50}{50}$
30-500		0-50	50-100	
			300-600	
$\frac{160}{250}$				
			400	
$\frac{260}{50}$				
$\frac{700}{510}$				
$\frac{370}{30}$			250	$\frac{260}{130}$
30		0-30	40	50
30-250			50	60
310	1960	638	2196	591

Таблица 11 (окончание)

Породы	Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система		Корякско-Камчатская кайнозойская складчатая область	Охотско-Чукотский вулканогенный пояс	
	Алазейская зона	Олойская зона		Охотская ветвь	Эвенская ветвь
Диабазы	60		1000— 1500	$\frac{2700}{1340}$	
Базальты	30—100	$\frac{1500}{1065}$; $\frac{2600}{3400}$		$\frac{3000}{6000}$	
Андезито-базальты				2500	
Андезиты		$\frac{1260}{700}$		$\frac{800}{1250}$; $\frac{1500}{1000}$	1180
Андезито-дациты				$\frac{600}{1000}$	560
Дациты, липаритодациты		$\frac{200}{190}$; $\frac{400}{310}$		$\frac{330}{300}$	
Липариты		$\frac{200}{300}$		$\frac{165}{335}$	245
Игнибриты				$\frac{900}{200}$; $\frac{200}{430}$	
Туфы базальта					
Туфы андезита	60			800	
Туфы дацита		150			
Туфы липарита			150		
Эффузивы					
основного состава		$\frac{710}{470}$			
среднего состава		$\frac{500}{230}$		$\frac{1000}{1000}$	
кислого состава				930	
Порфириты					
Порфириоиды					
Общее количество образцов	78	1828		1056	

На территории Охотско-Чукотского вулканогенного пояса меловые базальты и диабазы имеют среднюю плотность 2,75–2,90 и высокую среднюю восприимчивость $1000-2000 \cdot 10^{-6}$ СГС. В Хатырском районе Корякско-Камчатской кайнозойской складчатой области спилиты, базальтовые порфиры и диабазы отличаются избыточной плотностью порядка 0,1–0,15 (по сравнению с аналогичными породами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса). На гистограммах распределения магнитной восприимчивости

спилитов и базальтов выделяется два максимума: $10 - 250 \cdot 10^{-6}$ и $500 - 2000 \cdot 10^{-6}$ СГС, при этом вариации параметра k значительны — от первых единиц до $8000 \cdot 10^{-6}$ (см. рис. 8). Характерно, что подавляющее число образцов базальтов (около 60%) относится к левому максимуму ($10 - 250 \cdot 10^{-6}$ СГС). У диабазов около 70% попадает в интервал $100 - 250 \cdot 10^{-6}$ СГС. Аналогичные закономерности отметили С.И. Андреев и Л.И. Аникеева, исследовавшие породы Ватынского магматического комплекса на юге Корякского нагорья [1, 2].

Для сравнительно слабо измененных эффузивов наблюдается зависимость плотности от их состава и степени диагенеза. Эта зависимость хорошо проявляется у эффузивов кислого состава. Липариты, липарито-дациты, фельзиты, фельзолипариты, а также неразделенные эффузивы кислого состава мезозойского возраста более "легкие" по сравнению с такими же породами среднепалеозойского возраста.

Средние плотности мезозойских эффузивов составляют 2,40–2,75, а среднепалеозойских — 2,62. Плотность эффузивных пород изменяется по площади региона, значение средней плотности — от района к району в широких пределах (см. табл. 9). Например, средняя плотность липаритов и игнимбритов возрастает от 2,32 в Эвенской ветви Охотско-Чукотского вулканогенного пояса до 2,65 на Тайгоносском массиве. В еще больших пределах изменяется плотность пород при вторичных процессах, при которых происходит образование новых, более легких минералов и увеличение пористости. Так, в Эвенском отрезке вулканогенного пояса (внешняя зона) плотность измененных андезито-базальтов, имеющих повышенную пористость, на 15% меньше плотности аналогичных, но не измененных пород.

В пределах Охотско-Чукотского пояса (внутренняя зона) в прибрежной полосе Охотского моря от п-ова Лисянского на западе до п-ова Кони плотность и намагниченность образований преимущественно основного состава выше, чем у таких тел в других районах внутренней зоны вулканогенного пояса.

Главную часть позднемеловой липаритовой вулканической формации Охотско-Чукотского пояса составляют игнимбриты, занимающие поля больших объемов среди других эффузивов. Специальными петрографическими и геохимическими исследованиями [52, 53] установлена непосредственная связь игнимбритового вулканизма с формированием гранитоидных интрузий. Процесс образования игнимбритов представляется быстро сменявшимися последовательными импульсами извержений, в результате чего рождались мощные толщи вулканогенных пород, состоящих из многих единичных потоков. Пирокластические эффузивные отложения, которые отнесены к разным потокам, в пределах одного и того же разреза имеют разную мощность, неодинаковую степень раскристаллизации, различные количество и состав примесей. Эти признаки отражают изменения физико-химических условий в питающем очаге [46] — режим давления, температуры, степени кристаллизации магмы, насыщения расплава летучими компонентами. Д.М. Печерским были изучены магнитные свойства разреза игнимбритов. Оказалось, что по магнитным свойствам четко выделяются четыре группы пород, соответствующие определенным горизонтам разрезов — от практически немагнитных до сильномагнитных. Для игнимбритов характерна прямая корреляционная связь между остаточной намагниченностью и степенью сваренности пород, а также обратная корреляционная связь между остаточной намагниченностью и анизотропией и степенью вторичной перекристаллизации

игнимбригов. Прямая корреляционная связь отмечается между намагниченностью пород и содержанием в них элементов группы железа (ванадия, кобальта, никеля, хрома). Т.П. Зиминковой были изучены σ и k игнимбриговых формаций во внешней зоне вулканогенного пояса и на его флангах. Повсеместно породы этой формации характеризуются пониженной плотностью по отношению к вмещающим образованиям и высокой пористостью. В долине р. Ульи, на границе с Охотским массивом, игнимбриги имеют среднюю магнитную восприимчивость $930 \cdot 10^{-6}$ СГС, а их плотность варьирует в пределах 2,16 – 2,86 ($\sigma_{ср}$ разреза 2,49). Аналогична плотность игнимбриговых толщ в бассейне р. Хеты, однако их магнитная восприимчивость значительно ниже ($k_{ср} = 145 \cdot 10^{-6}$ СГС, максимальные значения k достигают $250 \cdot 10^{-6}$ СГС). В низовьях р. Армань (внутренняя часть пояса) плотность игнимбригов несколько выше и колеблется в пределах 2,46–2,69 ($\sigma_{ср} = 2,55$), значения магнитной восприимчивости достигают $5400 \cdot 10^{-6}$ СГС ($k_{ср} = 900 \cdot 10^{-6}$ СГС, $I_{п.ср.} = 2000 \cdot 10^{-6}$ СГС). В направлении к внешней зоне вулканогенного пояса плотность игнимбригов уменьшается, и она варьирует уже в пределах 2,06–2,65 г/см³ ($\sigma_{ср} = 2,40$), $k_{ср} = 240 \cdot 10^{-6}$ СГС, $I_{п.ср.} = 430 \cdot 10^{-6}$ СГС. В Пенжинском районе, во внешней зоне вулканогенного пояса, встречаются игнимбриги со средней плотностью 2,30. На Чукотском фланге вулканогенного пояса плотность игнимбригов повышается до 2,44 – 2,64 ($\sigma_{ср} = 2,53$, $k_{ср} = 610 \cdot 10^{-6}$ СГС). Проявления игнимбригов мелового возраста отмечаются на Тайгоносском п-ове (внутренняя часть вулканогенного пояса). Плотность их довольно высока ($\sigma_{ср} = 2,65$), магнитная восприимчивость понижена ($k_{ср} = 155 \cdot 10^{-6}$ СГС) по сравнению с игнимбригами других районов.

Кроме изучения взаимосвязи региональных петрофизических характеристик поверхностных образований с особенностями металлогении, в пределах северо-востока Азии проведены многочисленные исследования разнообразных физических свойств руд и вмещающих их пород с целью выделения рудных объектов. Так, в Иньяли-Дебинском синклиналии и Охотско-Чукотском вулканогенном поясе велись опытные работы по разделению сульфидных рудных и безрудных объектов разного генезиса путем анализа вольт-амперных характеристик при совместном введении постоянного и переменного токов [31]. Изучения комплекса петрофизических характеристик рудовмещающих зон Охотско-Чукотского вулканогенного пояса показали, что рудовмещающим породам свойственны повышенное удельное электрическое сопротивление и пористость, пониженная плотность и практическая немагнитность (Б.Б. Шатров, 1973–1974). Однако изучение физических свойств рудных объектов и вмещающих их пород является предметом специальных исследований и в данной работе рассматриваться не будет.

Таким образом, на примере такой крупной вулканической структуры, как Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, где сосредоточена основная масса эффузивных образований, намечаются следующие закономерности изменения их физических свойств.

Плотность и магнитная восприимчивость эффузивных пород во внутренней зоне вулканогенного пояса, как правило, выше, чем во внешней, что объясняется преобладанием во внутренней зоне пород андезитовой и андезит-базальтовой и подчиненной ролью игнимбритовой формации.

Породы игнимбритовой формации имеют на Восточно-Чукотском фланге вулканогенного пояса большую плотность, чем на Западно-Охот-

ском. Это объясняется наличием на территории Восточно-Чукотского фланга игнимбритовых формаций субщелочных липаритов и трахитов, а на Западно-Охотском — преобладанием лейкократовых липаритов с высоким содержанием кристаллоктического материала [4. 59].

Одновозрастные эффузивные образования ряда тектонических зон имеют разную намагниченность. Так, намагниченность базальтов бассейна р. Яблон Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и северной части Пенжинского прогиба намного выше, чем у базальтов Анюйской складчатой зоны.

Анализ данных по плотности и намагниченности интрузивных и эффузивных горных пород в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса позволяет отметить, что во внутренней зоне вулканогенного пояса плотность и намагниченность изверженных пород выше, чем во внешней.

Информация о плотности горных пород на Северо-Востоке СССР, представленная в предыдущих разделах, легла в основу построения петроплотностной карты (см. рис. 1). В отличие от карты плотностей на рис. 2, которая построена в изолиниях средних плотностей, на данной карте значения плотности отнесены к отдельным комплексам осадочных, метаморфических и изверженных пород. В качестве основы для отрицательных значений была использована тектоническая схема Северо-Востока СССР, составленная С.М. Тильманом, В.Ф. Белым, А.А. Николаевским, Н.А. Шило [56]. Для выделения петроплотностных групп, показанных на карте, использовались следующие критерии: средняя величина плотности, генезис, структурно-текстурные особенности и степень метаморфизма пород, количественно-минералогический состав главных породообразующих минералов. Кроме того, когда данных прямых измерений плотности пород было недостаточно для характеристики разреза определенной структурной зоны или комплекса пород, использовались материалы гравиметрической съемки.

3. РАЗМЕЩЕНИЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В СВЯЗИ С ФИЗИЧЕСКИМИ СВОЙСТВАМИ ГОРНЫХ ПОРОД

В этом разделе сделана попытка выявить некоторые корреляционные связи между петрофизическими группами магматических, осадочных и метаморфических пород (имеется в виду распределение параметров σ , κ , I_p , ΔT_a) с рудоносностью территории. Типы оруденения на северо-востоке Азии различны по структурному положению, возрасту и генетическим особенностям. Наиболее преобладают проявления плутоногенной и вулканогенной малосульфидных формаций [62, 65]. В Верхояно-Чукотской складчатой системе, где в разных структурах интенсивно проявился позднемезозойский гранитоидный магматизм (комплексы гранитоидов повышенной глиноземистости и известковистости), оруденения встречаются в плутоногенных мезотермальных месторождениях. Рудоносные зоны тяготеют к линейным складчатым и разрывным структурам. Мезотермальные проявления преимущественно кварцевой субформации распространены также в пределах жестких массивов (Омолонского, Тайгоносского и др.). Здесь рудопроявления образуют участки, не обладающие четкой линейностью и четкой связью со складчатыми структурами и магматическими образованиями. Эпитермальная металлогеническая провинция пространственно связана с вулканическими образованиями Охотско-Чукотского пояса.

Оловянное оруденение на северо-востоке Азии встречается во многих структурах Верхояно-Чукотской складчатой области и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Олово также часто обнаруживается в виде примеси в месторождениях других металлов. Одно из ведущих мест здесь занимает касситерит-кварцевая формация, затем идут касситерит-силикатная и касситерит-сульфидная, наименьшим распространением пользуются оловоносные скарны и пегматиты.

На рис. 13 (см. вкл.) представлены схема размещения главных рудных формаций, петрофизические группы интрузивных пород и петроплотностные характеристики осадочно-метаморфических вмещающих толщ [62].

Проявления оруденений, пространственно приуроченных к Иньяли-Дебинской зоне изоклинальной складчатости, к Анойской и Чукотской (Центральная Чукотка) складчатым зонам и к складчатым структурам обрамления массивов, имеют повышенную плотность. Средняя плотность вмещающих терригенно-сланцевых пород пермо-триаса и юры лежит в пределах $2,60-2,70 \text{ г/см}^3$, а в Анойской складчатой зоне существенно триасовые породы составляют петроплотностную группу с $\sigma_{\text{ср}} = 2,65-2,75$. Вмещающие породы сильно дислоцированы, подвергнуты региональному метаморфизму. Интрузивные комплексы в этих структурах являются орогенными, плотность интрузивов повышена: гранитов — $2,60-2,65$, гранодиоритов — $2,65-2,70$. Гранитоиды этих структур немагнитны или практически немагнитны и относятся к парамагнитной группе. Магнитная восприимчивость их часто достигает нижнего предела, равного нулю, максимальные значения ее — ниже $100 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$ (чаще всего $10-30 \cdot 10^{-6}$). Гранитоиды в основном амагнетитового, роговообманково-биотитового и биотитового состава, лейкократовые граниты имеют подчиненное значение. Вмещающие породы также практически немагнитны (кроме контактово-измененных пород вокруг интрузивов и зон локального метаморфизма). В магнитном поле (ΔT_a) эти гранитные батолитоподобные массивы фиксируются слабоотрицательными или слабоповышенными магнитными полями (рис. 14), а контактные зоны интрузивов оконтуриваются положительными, часто линейными аномалиями. Зоны линейных магнитных аномалий связаны с системой разрывных нарушений разнообразного генезиса.

В Иньяли-Дебинском синклинии к линейным магнитным аномалиям пространственно тяготеет оруденение, которое обычно встречается за пределами гранитных массивов. Граниты немагнитны. Процентное содержание окисного железа преобладает над закисным. Отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ низкое — $0,09-0,44$ (см. табл. 6). Здесь большое число рудопроявлений приурочено к дайкам добатолитовой формации и зонам повышенной пирротинизации пород, развитых в областях разломов и глубинной трещиноватости. Однако вопрос, как связано оруденение — пространственно или генетически с этими образованиями — остается открытым [6, 7].

Магматические породы в пределах вулканогенных поясов отличаются большим разнообразием петрофизических характеристик. Эффузивная формация Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной системы (Олойская зона) и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, как упоминалось ранее, имеют изменчивую плотность и магнитные свойства на разных отрезках вулканических структур. Интрузивные формации почти всегда магнитны, относятся к ферромагнитной группе со сложным распределением параметров k и I_n , в породах присутствуют ферромагнитные минералы. Поле ΔT_a положительное, сложное, резкоизрезанное, большой

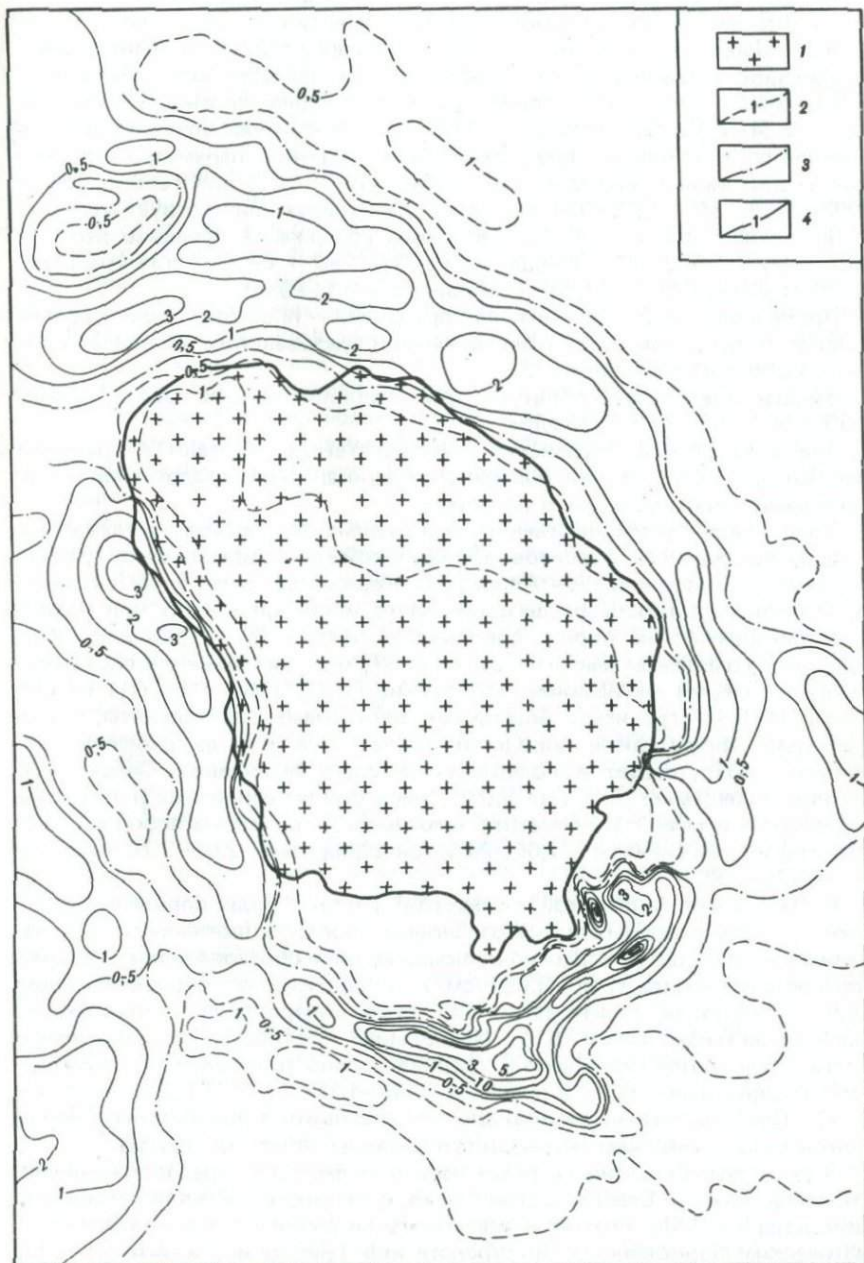


Рис. 14. Характер магнитного поля над гранитными массивами II петрофизической группы (на примере Бохалчинского массива)
 1 — граниты; изодинамы поля ΔT_3 (ммЭ): 2 — отрицательные, 3 — нулевые, 4 — положительные

интенсивности; магмоподводящие разломы и цепочки интрузивных пород контролируются районами наиболее интенсивных аномалий. Интрузивные породы в основном относятся по своему составу к гранит-гранодиорит-диоритовой формации. Граниты в подавляющем большинстве лейкократовые и биотитовые, порфиривидные. Средняя плотность лейкогранитов 2,54–2,58, биотитовых – 2,60–2,65. Магнитная восприимчивость изменяется в широких пределах, средние значения параметра для разных гранитоидных интрузий $425\text{--}2200 \cdot 10^{-6}$ СГС, для габброидов – $2000\text{--}2430 \cdot 10^{-6}$ СГС. Почти во всех гранитоидах присутствует магнетит от единичных знаков до 7,0% весового содержания (средние весовые содержания 1,5–3,0%). Отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ для гранитоидов составляет 0,50–0,62, для габброидов – 0,11–0,60.

Проявления гидротермального оруденения пространственно совмещаются в основном с вулканогенными образованиями внешней зоны Охотско-Чукотского пояса.

Вмещающие породы образуют три петроплотностных группы: 2,40–2,50; 2,50–2,55; 2,65–2,70 г/см³.

Гидротермальные оруденения пространственно тяготеют к границам зон, которые сложены на поверхности вулканогенно-осадочными породами разной плотности, т.е. к разломам.

Проявления преимущественно сульфидных оруденений установлены в пределах жестких массивов дорифейской консолидации и на границе внешней и внутренних зон Анадырско-Корякской складчатой системы. На массивах плотность вмещающих, часто метаморфических или осадочно-метаморфических пород, довольно высока – 2,70–2,80–2,90. Интрузивные комплексы магнитны. В поле ΔT_a они фиксируются сложными положительными аномалиями. Отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ составляет 0,34–0,70 (граниты субщелочные, биотитовые, граносиениты, гранодиориты). Интрузивные породы относятся к классу ферромагнитных. Магнетит присутствует в подавляющем числе интрузивов. Среднее его весовое содержание от 1,5 до 8,0%. Присутствуют единичные и знаковые содержания ильменита и гематита. Плотность интрузивных пород высока: граниты и граносиениты – 2,60–2,65, гранодиориты – 2,65–2,70, габброиды – 2,70–2,90.

В Анадырско-Корякской складчатой системе рудопроявления тяготеют к поясу основных и ультраосновных пород, уплотненных по сравнению с вмещающими осадочно-вулканогенными образованиями; средняя плотность изменчива ($2,60\text{--}3,05$ г/см³) и зависит от серпентинизации пород. Интрузивы сильномагнитны, четко контролируются линейными магнитными аномалиями ΔT_a . Наибольшей плотностью и намагниченностью отличаются гипербазиты, средняя плотность их около 3,0, магнитная восприимчивость – в пределах $2500\text{--}4000 \cdot 10^{-6}$ СГС, магнетит – 2–7%. Слабомагнитные разновидности гипербазитов приурочены к зонам контактов и к участкам интенсивного проявления метаморфизма.

В свете всего сказанного выше нельзя согласиться с предположениями, что оруденение на Северо-Востоке Азии, в частности в Иньяли-Дебинском синклинии [46], тяготеет к магнитным интрузивам; к магнитным магматическим образованиям пространственно приурочено возможно лишь гидротермальное оруденение в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и в меньшей мере в Корякско-Камчатской складчатой области.

Анализ указывает на существование прямых корреляционных связей плотности с петрогенными окислами гранитоидов FeO , MgO , Al_2O_3 , TiO_2 , CaO в складчатых структурах, к которым тяготеет оруденение.

Обратная связь плотности наблюдается с Fe_2O_3 (только в пределах Иньяли-Дебинского синклиория), с K_2O и с коэффициентами щелочности и железистости. Магнитная восприимчивость заметных прямых или обратных связей с петрогенными окислами не дает. Отмечается прямая пропорциональная зависимость магнитной восприимчивости от остаточной намагниченности, а в Иньяли-Дебинском синклиории обнаружена прямая корреляция плотности и остаточной намагниченности и обратная связь магнитной восприимчивости с плотностью.

Интрузивы гранитоидов, к которым приурочены рудопоявления олова, располагаются в разных тектонических зонах. К массивам, сложенным преимущественно биотитовыми и двуслюдяными гранитами, тяготеют известные на Северо-Востоке СССР рудопоявления олова, относящиеся к касситерит-кварцевой формации, а также оловоносные пегматиты. Расположены они или в апикальных частях массивов, наиболее метасоматически измененных, или в их экзоконтактовом ореоле. Оловянное и вольфрамовое оруденение связано именно с теми массивами, где адамеллиты, биотитовые и двуслюдяные резкопорфировидные граниты встречаются совместно [38]. Таким образом, с образованием пород адамеллит-гранитной формации связано формирование руд касситерит-кварцевой формации.

Особого внимания заслуживают оловопоявления, связанные с развитием флангов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Омсукчанский и Чукотский типы), с формированием слабых дислокаций мезозонид и в зонах значительной линейной складчатости (Иньяли-Дебинская зона). По набору физических свойств наиболее интересен омсукчанский тип преимущественно лейкократовых гранитов, к которым приурочены значительные рудопоявления касситерит-силикатной формации. Лейкократовые и биотитовые порфировидные граниты, слагающие интрузивы, выделены в петрофизическую группу по наименьшей плотности (2,50–2,55). Их средняя магнитная восприимчивость $180\text{--}380 \cdot 10^{-6}$ СГС, причем отдельные вариации k достигают более высоких значений (около 1000 ед.). В магнитном поле ΔT_a эти массивы отражаются положительными аномалиями, с отрицательными кольцевыми аномалиями в экзоконтакте и со значительными горизонтальными градиентами ΔT_a . Граниты пересыщены глиноземом, бедны кальцием, калий преобладает над натрием. Биотиты интрузивов Омсукчанской зоны имеют довольно высокую степень окисленности железа Fe_2O_3 ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) – 0,14–0,7. Наиболее характерными акцессорными минералами гранитов являются магнетит, флюорит, турмалин, касситерит. Для интрузивов этой зоны характерно влияние процессов постмагматического калиевого метасоматоза, сменяющегося натриевым, и постоянство минерального состава пород в различных массивах [49]. Низкое содержание кальция и магния в гранитах коррелируется с их пониженной плотностью.

Неравномерное распределение магнитных параметров (k и I_n) отражает содержание магнетита в мелкозернистых и крупнозернистых разностях гранитов. По магнитным свойствам оловоносные интрузивы этого района относятся к пара-ферромагнитным, с постоянно низкой плотностью, тяготеют к зонам разломов, глубина заложения их в пределах 1 км. По геофизическим данным интрузивы имеют узкий подводящий канал и лакколитобразную верхнюю часть.

Широкое проявление оруденения касситерит-сульфидной формации отмечается в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магматические образования пояса по химическому составу занимают

Таблица 12

Среднее весовое содержание (%) главных петрогенных окислов интрузивов

Порода	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
<i>Район слабых дислокаций мезозойд</i>				
Ферро-парамагнитная группа биотитовых и лейкократовых гранитов:				
гранит	20	74,8	0,14	12,9
<i>Омсукчанский прогиб</i>				
Ферро-парамагнитная группа лейкократовых и биотитовых гранитов:				
гранит	40	75,2	0,186	12,76
<i>Инъяли-Дебинский синклиорий</i>				
Парамагнитная группа рогово-обманково-биотитовых гранитов и адамеллитов:				
гранит	36	73,8	0,202	13,8
<i>Остаточные массивы: Омолонский, Тайгоносский</i>				
Ферро-парамагнитная группа гранитов-сиенитов-диоритов-габбро:				
гранит	8	72,1	0,30	14,1
диорит, габбро	15	58,7	0,59	17,5
<i>Охотско-Чукотский вулканогенный пояс</i>				
Ферромагнитная группа гранит-гранодиорит-диоритового состава:				
гранит	13	71,7	0,36	14,1
гранодиорит	7	63,4	0,68	16,3
диорит, габбро	14	57,8	0,98	17,3
<i>Чукотская складчатая зона</i>				
Ферро-парамагнитная группа гранитов-гранодиоритов, преимущественно касситерит-кварцевая формация:				
гранит оловоносный лейкократовый, биотит-амфиболовый	49	72,37	0,24	14,29
гранит биотитовый	27	71,9	0,22	14,4
гранодиорит	12	64,4	0,30	16,6
диорит	5	59,0	0,85	17,0
габбро	8	46,3	2,18	16,1
габбро-диабаз	19	47,9	2,00	14,9

промежуточное положение между магматическими породами мезозойской и кайнозойской складчатых областей. По данным Е.К. Устиева [59], средний состав всех послепетрогенных интрузивных и эффузивных образований пояса отвечает гранодиорит-андезит-дацит с содержанием SiO₂ 63,49%; для кайнозойской области среднее содержание кремнезема —

Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
<i>Район слабых дислокаций мезозойд</i>					
Ферро-парамагнитная группа биотитовых и лейкократовых гранитов:					
0,59	2,05	0,25	0,71	3,16	4,45
<i>Омсукчанский прогиб</i>					
Ферро-парамагнитная группа лейкократовых и биотитовых гранитов:					
0,55	1,32	0,21	3,15	3,20	4,80
<i>Инъяли-Дебинский синклиорий</i>					
Парамагнитная группа рогово-обманково-биотитовых гранитов и адамеллитов:					
0,60	1,30	0,36	1,10	3,45	4,32
<i>Остаточные массивы: Омолонский, Тайгоносский</i>					
Ферро-парамагнитная группа гранитов-сиенитов-диоритов-габбро:					
1,13	1,58	0,62	1,18	3,81	4,26
2,87	0,46	3,04	5,12	4,12	2,98
<i>Охотско-Чукотский вулканогенный пояс</i>					
Ферромагнитная группа гранит-гранодиорит-диоритового состава:					
2,11	1,52	0,60	1,64	4,03	3,15
3,07	2,78	2,23	4,71	3,22	2,48
2,39	4,71	3,30	5,88	3,78	1,86
<i>Чукотская складчатая зона</i>					
Ферро-парамагнитная группа гранитов-гранодиоритов, преимущественно касситерит-кварцевая формация:					
0,60	1,75	0,28	1,48	3,46	4,43
1,30	0,94	1,57	0,58	3,75	4,51
1,56	2,15	1,69	4,25	3,69	3,27
3,42	3,13	2,70	5,48	3,61	2,39
4,83	9,30	9,24	5,67	2,86	0,85
2,67	1,18	6,19	8,79	2,08	1,08

55, 77, для мезозойской — 70, 29%. В пределах районов развития оруденения, тяготеющих в основном к мезозойской части вулканогенного пояса, резко проявились метасоматические гидротермальные процессы, которые сопровождаются интенсивной переработкой вулканогенных образований. Для околорудных изменений характерны хлоритизация, окварцевание и

Таблица 12 (окончание)

Порода	Na ₂ O+K ₂ O	Fe ₂ O ₃ +FeO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O
	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +FeO+MgO+MnO	FeO+Fe ₂ O ₃	Na ₂ O
<i>Район слабых дислокаций мезозойд</i>				
Ферро-парамагнитная группа биотитовых и лейкократовых гранитов:				
гранит	59	87	0,22	1,41
<i>Омсукчанский прогиб</i>				
Ферро-парамагнитная группа лейкократовых и биотитовых гранитов:				
гранит	63	89	0,29	1,50
<i>Иньяли-Дебинский синклиниорий</i>				
Парамагнитная группа роговообманково-биотитовых гранитов и адамеллитов:				
гранит	56	82	0,31	1,25
<i>Остаточные массивы: Омолонский, Тайгоносский</i>				
Ферро-парамагнитная группа гранитов-сиенитов-диоритов-габбро:				
гранит	57	81	0,42	1,12
диорит, габбро	41	70	0,56	0,72
<i>Охотско-Чукотский вулканогенный пояс</i>				
Ферромагнитная группа гранит-гранодиорит-диоритового состава:				
гранит	51	85	0,58	0,78
гранодиорит	35	72	0,53	0,77
диорит, габбро	32	68	0,34	0,49
<i>Чукотская складчатая зона</i>				
Ферро-парамагнитная группа гранитов-гранодиоритов, преимущественно касситерит-кварцевая формация:				
гранит оловоносный лейкократовый, биотит-амфиболовый	55	76	0,26	1,28
гранит биотитовый	58	80	0,58	1,20
гранодиорит	41	68	0,42	0,89
диорит	35	70	0,52	0,66
габбро	23	60	0,34	0,30
габбро-диабаз	21	69	0,18	0,52

каолинизация, интенсивность этих процессов значительно убывает по мере удаления от рудных тел [36].

Рудопоявления сульфидной формации в зоне вулканогенного пояса часто являются комплексными: вместе с оловом в рудах содержатся и другие металлы. Их формирование относится к малоглубинным (не превышающим 1000 м). По петрофизическим данным оруденению этого типа пространственно соответствуют ферромагнитные магматические комплексы со сложным характером распределения k , от среднемагнитных до сильномагнитных. Плотность метасоматически измененных интрузивных пород часто понижена до 2,55–2,60. Плотность вмещающих пород (эффузивных и эффузивно-осадочных) изменчива. В магнитном поле гранитные массивы проявляются по-разному; иногда над ними фиксируется нормальное, слабоповышенное поле ΔT_a без заметных аномалий в экзоконтактовой зоне; есть массивы со значительными отрицательными аномалиями в экзоконтакте. Отношение $Fe_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3)$ составляет 0,05–0,39, $K_2O/Na_2O = 0,40–1,14$ во внешней зоне вулканогенного пояса и соответственно 0,36–0,62 и 0,33–1,38 во внутренней (см. табл. 6).

Анализ взаимосвязей коэффициента степени окисленности железа, отношения K_2O/Na_2O , средней плотности и магнитной восприимчивости ряда интрузивных формаций (табл. 8, 12) приводит к следующему.

В преимущественно оловоносных группах гранитоидов по мере увеличения средней магнитной восприимчивости гранитов возрастает степень окисленности железа — 0,22–0,26–0,29 (соответственно для районов слабых дислокаций мезозойд, Чукотской складчатой зоны и Омсукчанского прогиба). Плотность пород в этих структурах имеет обратную пропорциональную зависимость с намагниченностью (более магнитные разновидности обладают минимальной средней плотностью), и отношение K_2O/Na_2O снижается по мере возрастания средней плотности — 1,50–1,41–1,28 (Омсукчанский прогиб, район слабых дислокаций мезозойд, Чаунская складчатая зона). Аналогично снижается коэффициент железистости гранитов — 89–87–76 и их щелочности — 63–59–55.

Граниты, с которыми связаны проявления преимущественно касситерит-силикатной формации, имеют самый высокий коэффициент железистости и щелочности, минимальную среднюю плотность, максимальные значения k и I_n (часто $I_n > k$), более высокие окисленность железа и отношение K_2O/Na_2O . В этой петрофизической группе гранитов не отмечены корреляционные связи между петрогенными окислами и величинами σ и k . Для гранитов центральной части Чукотской складчатой зоны, где с гранитоидами связаны преимущественно касситерит-кварцевые проявления, характерна повышенная плотность, пониженные значения коэффициентов щелочности и железистости и наименьшее отношение $K_2O/Na_2O = 1,28$. Граниты в районе слабых дислокаций мезозойд, где известны рудопоявления касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной формаций (мы предварительно не разделяли массивы гранитоидов по типу рудопоявления олова), имеют среднюю плотность промежуточного типа между вышеупомянутыми петрофизическими группами, более низкую, по сравнению с ними же, магнитную восприимчивость и наименьшую степень окисленности железа — 0,22. Наблюдается прямая корреляционная связь магнитной восприимчивости с Fe_2O_3 и MgO , обратная — с Na_2O (табл. 13); прямая зависимость между плотностью и Na_2O и CaO (табл. 14). Основные закономерности изменения плотности и магнитной восприимчивости интрузивных пород ряда районов, а также их петрохимическая и металлогеническая характеристики иллюстрируются табл. 15.

Таблица 13 Оценка коэффициентов взаимной корреляции магнитной восприимчивости в гранитоидах разных тектонических зон

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO
<i>P-н слабых дислокаций мезозойд</i>							
Гранит	+0,16	-0,17	-0,11	+0,25	+0,01	+0,28	+0,13
<i>Омсукчанский прогиб</i>							
Гранит	-0,03	+0,05	+0,13	+0,03	-0,09	+0,04	-0,06
<i>Иньяли-Дебинский синклинорий</i>							
Гранит	+0,14	+0,11	-0,17	+0,15	-0,10	-0,09	-0,13
<i>Остаточные массивы: Омолонский, Тайгоносский</i>							
Гранит	+0,01	-0,13	-0,01	-0,07	-0,07	+0,10	+0,24
Гранодиорит	-0,65	-0,02	+0,45	+0,29	+0,20	+0,42	+0,50
<i>Охотско-Чукотский вулканогенный пояс</i>							
Гранит	-0,51	+0,74	+0,08	+0,87	-0,10	+0,36	+0,08
Гранодиорит	-0,47	-0,70	+0,80	-0,85	+0,70	+0,60	0,48
Диорит	-0,17	+0,11	+0,07	+0,74	-0,50	+0,44	+0,33
<i>Чаунская складчатая зона</i>							
Гранит	+0,05	-0,13	-0,07	-0,07	-0,13	+0,10	+0,24
Гранодиорит	-0,65	-0,02	+0,45	+0,29	+0,20	+0,42	+0,50
Диорит	+0,62	+0,46	+0,70	+0,93	+0,18	-0,30	+0,81

Таблица 14 Оценка коэффициентов взаимной корреляции плотности в гранитоидах разных тектонических зон

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO
<i>P-н слабых дислокаций мезозойд</i>						
Гранит	-0,33	-0,05	+0,30	-0,16	+0,14	+0,09
<i>Омсукчанский прогиб</i>						
Гранит	+0,07	+0,04	+0,05	-0,30	+0,19	-0,23
<i>Иньяли-Дебинский синклинорий</i>						
Гранит	-0,46	+0,48	+0,50	-0,45	+0,34	+0,17
<i>Остаточные массивы: Омолонский, Тайгоносский</i>						
Гранит	-0,03	-0,04	-0,11	-0,02	+0,32	-0,10
Гранодиорит	-0,49	+0,48	+0,39	+0,28	+0,57	+0,15
<i>Охотско-Чукотский вулканогенный пояс</i>						
Гранит	-0,09	+0,33	-0,17	+0,37	-0,31	+0,70
Гранодиорит	-0,72	-0,04	0,60	-0,42	+0,58	+0,73
Диорит, габбро-диорит	-0,69	+0,28	+0,38	+0,30	+0,27	+0,74
<i>Чаунская складчатая зона</i>						
Гранит	-0,67	+0,71	+0,66	+0,38	+0,42	+0,70
Гранодиорит	-0,56	+0,32	-0,28	+0,36	+0,45	+0,76
Диорит	-0,92	+0,92	+0,20	+0,77	+0,85	+0,47

Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O+K ₂ O	Fe ₂ O ₃ + FeO	I _n	σ	Кол-во образцов
		Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO + MgO + MnO			
<i>P-н слабых дислокаций мезозойд</i>						
-0,62	+0,17	-0,17	+0,14	+0,12	-0,10	20
<i>Омсукчанский прогиб</i>						
+0,11	-0,08	-0,10	-0,02	-0,10	+0,09	40
<i>Иньяли-Дебинский синклинорий</i>						
+0,33	-0,06	+0,20	+0,15	+0,44	-0,25	36
<i>Остаточные массивы: Омолонский, Тайгоносский</i>						
+0,13	-0,01	-0,05	-0,32	+0,70	+0,42	8
-0,35	+0,45	-0,20	-0,18	+0,47	+0,47	15
<i>Охотско-Чукотский вулканогенный пояс</i>						
-0,02	-0,08	-0,09	-0,11	+0,27	+0,01	13
-0,35	-0,45	-0,72	-0,47		-0,14	7
+0,03	-0,65	-0,42	-0,49		+0,33	14
<i>Чаунская складчатая зона</i>						
+0,13	-0,01	+0,05	-0,32	+0,70	-0,08	27
-0,35	+0,45	-0,20	-0,18	+0,47	+0,49	12
-0,82	-0,81	-0,91	+0,89	+0,87	+0,67	5

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O+K ₂ O	Fe ₂ O ₃ + FeO	I _n	Кол-во образцов
			Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO + MgO + MnO		
<i>P-н слабых дислокаций мезозойд</i>						
+0,36	+0,47	-0,06	+0,07	-0,03	+0,33	20
<i>Омсукчанский прогиб</i>						
+0,21	-0,07	-0,27	-0,06	+0,09	0,09	40
<i>Иньяли-Дебинский синклинорий</i>						
+0,38	-0,09	-0,23	-0,48	-0,05	+0,97	36
<i>Остаточные массивы: Омолонский, Тайгоносский</i>						
+0,17	-0,31	+0,22	+0,33	+0,53		8
+0,41	-0,18	-0,18	-0,27	-0,06		15
<i>Охотско-Чукотский вулканогенный пояс</i>						
+0,44	-0,51	-0,38	+0,64	-0,60	-0,29	13
+0,64	-0,38	-0,60	-0,37	-0,55		7
+0,82	-0,41	-0,86	-0,82	-0,67		14
<i>Чаунская складчатая зона</i>						
+0,55	-0,05	-0,31	-0,75	-0,46	-0,28	27
+0,53	-0,78	+0,59	+0,2	-0,45	+0,29	12
+0,92	-0,64	-0,73	-0,62	+0,52	+0,80	5

Таблица 15

Средние плотности, магнитная восприимчивость и некоторые особенности химизма петрофизических групп интрузивных пород северо-востока Азии

Петрофизические группы	$\sigma_{\text{ср}}$, г/см ³	$K_{\text{ср}} \cdot 10^{-6}$ СГС	Fe_2O_3		Тип оловорудной формации	Глубина становления интрузивов по геофизическим данным
			Fe_2O_3	$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$		
I Басугунинская гранодиорит-диоритов	2,70 2,72	10 30	0,25	1,13 0,71		
II Адамеллит-гранитная	2,60–2,70	10	0,31	1,25	Касситерит-кварцевая только для отдельных массивов	До 7,5 км
III Биотитовые и лейкократовые граниты района слабых дислокаций мезозойд	2,58	60	0,22	1,41	Касситерит-кварцевая, касситерит-силикатная, оловоносные скарны	До 8 км
IV Преимущественно лейкократовые порфиroidные граниты Омсукчанской впадины	2,54	200	0,29	1,50	Преимущественно касситерит-силикатная	До 4 км
V Массивы сложного состава Иньяли-Дебинского синклиория, в том числе						
граниты	2,58	80	0,30	1,13		
гранодиориты	2,65	500	0,45	0,82		
VI Интрузивы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, в том числе внешняя зона:					Касситерит-сульфидная, встречается касситерит-силикатная	
граниты	2,56	330	0,32	1,08		
гранодиориты	2,64	1600	0,48	0,73		
диориты	2,67	30	0,12	0,90		
диориты	2,80	3300	0,50	0,60		
габбро	2,86	100	0,14	0,40		
габбро	2,80	3630	0,50	0,33		
Внутренняя зона:						
граниты	2,60	900	0,57	0,84		
гранодиориты	2,71	1750	0,59	0,65		
диориты	2,78	2500	0,60	0,29		
VII Интрузивы, занимающие промежуточное положение между мезозойдами и вулканогенным поясом, в том числе						
граниты	2,62	120	0,22	1,41		7–10 км
гранодиориты	2,68	200	0,31	1,03		
габбро-диориты	2,85	1800	0,39	0,24		
VIII Интрузивы Омолонского и Тайгонского массивов (жестких), в том числе						
граниты аплитовидные	2,58	400				
граниты биотитовые	2,60	1200	0,42	1,12		
щелочные	2,65					
кварцевые нордмаркиты	2,72	1700	0,47	0,97		
габбро-диориты	2,80–2,90	2700	0,56	0,72		
IX Интрузивы Чукотской системы, в том числе						
граниты в зонах:						До 5 км в Чаунской зоне
Ангюйской	2,60–2,65	0–30	0,25	1,04	Незначительные проявления касситерит-кварцевой	
Чаунской	2,55–2,60	10–30	0,26	1,28	Касситерит-силикатная, касситерит-кварцевая	
Вост. Чукотской	2,60	100–200	0,58	1,20	Касситерит-сульфидная	

ПЕТРОФИЗИКА ГЛУБИННЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

(по результатам интерпретации геофизических данных)

1. ИНТЕРПРЕТАЦИОННЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ПЕТРОФИЗИКИ ГЛУБИННЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Принципы изучения физических свойств глубинного вещества северо-востока Азии обычны для подобного рода исследований. Методика глубинных исследований основана прежде всего на петрофизической характеристике поверхностных образований (см. гл. 1) и при помощи группы приемов, использующих результаты геофизической интерпретации и разнообразные петрофизические и минералогические закономерности, позволяет распространять ее до нужных глубин.

С помощью гравиметрических наблюдений в подземных выработках в шахтах Магаданской области определялась плотность осадочных и метаморфизованных пород в их естественном залегании. Практически такие исследования дают сведения о плотности поверхностных (первые сотни метров) толщ в естественном залегании. Наблюдения велись в районе Аркагалинской впадины (в выполняющих ее меловых отложениях) и в Тенькинском районе, где определялась плотность пермских отложений верхоянского терригенного комплекса. Сведения, полученные в результате такого рода работы, не только содержали данные о плотности пород в естественном залегании, но и позволяли осуществлять независимый контроль денсиметрических исследований.

После введения поправок за смещения нуля-пункта плотность σ рассчитывается по формуле:

$$\sigma = \frac{\Delta g_{\text{в}} - \Delta g_{\text{н}} + \frac{\partial g}{\partial H} H}{4\pi k H - \Delta h F + \frac{\delta g_{\text{н}}}{2} - \frac{\delta g_{\text{в}}}{2}}, \quad (1)$$

где $\Delta g_{\text{в}}$ — значение силы тяжести в точке с большей абсолютной отметкой высоты, расположенной на поверхности или в выработке; $\Delta g_{\text{н}}$ — значение силы тяжести в точке с меньшей абсолютной отметкой высоты;

H — разность высот между точками в м; $\frac{\partial g}{\partial H} = 0,3086$ мгл/м — верти-

кальный градиент силы тяжести; k — гравитационная постоянная; Δh — высота выработок в точках, где производятся наблюдения; F — функция Венинг-Мейнеса [50] для бесконечных прямоугольных призм с поперечным сечением, равным по размеру половине поперечного сечения выработки, в которой ставятся наблюдения; $\delta g_{\text{н}}$, $\delta g_{\text{в}}$ — влияние рельефа в соответствующих точках наблюдений при плотности 2 г/см^3 [15].

Таблица 16

Плотность пород по гравиметрическим наблюдениям в горных выработках

Название толщи и ее литологический состав	Возраст	Местоположение	Плотность по наблюдениям в шахте	Абсолютная ошибка определения	Плотность по денсиметрическим данным
Осадочная толща, составленная песчаниками, аргиллитами, алевролитами, глинистыми и песчано-глинистыми сланцами	K_2	Аркагалинская впадина, шахта № 6/7	2,43	0,04	2,48
Осадочная толща, составленная песчаниками, аргиллитами, углями, песчано-галечными отложениями, прослоями и линзами льда	K_2	Аркагалинская впадина, шахта № 10	2,40 (2,47) *	0,01	2,39
Метаморфизованные глинистые и туфогенные сланцы, рудная зона	P_2	Тенькинский р-н: поверхность — горизонт 750 м, поверхность — горизонт 700 м, горизонты 700 м — 750 м	2,69 (3,00) 2,69 (2,98) 2,70 (2,97)	0,02 0,01 0,01	2,71—2,70

* В скобках указаны значения плотностей, рассчитанные без учета поправки на рельеф.

Из формулы (1) видно, что в наблюдения вводился ряд поправок: за изменение силы тяжести в свободном воздухе, за влияние рельефа, за влияние размеров выработки, аппроксимируемой бесконечной прямоугольной призмой. Аномальный вертикальный градиент силы тяжести не учитывается. В одних случаях, как показали детальные гравиметрические исследования на поверхности, в этом не возникло необходимости (работы в Аркагалинской впадине) в других — поверхностная съемка не выполнялась, но совпадение плотностей, рассчитанных по наблюдениям с гравиметрами между различными высотными уровнями, указывает на незначительность этого эффекта (Тенькинский район).

Результаты определения плотности по гравиметрическим наблюдениям в шахтах приводятся в табл. 16.

Оценку точности определения плотности можно произвести двумя способами. Первый — сравнение получившихся значений плотности с результатами денсиметрических измерений. В разрезе верхнепермских отложений (Тенькинский район) преобладают сланцы, плотность которых мы и приписали всей толще (расхождение — 0,02). В Аркагалинской впадине разрез оказался чрезвычайно изменчивым. Особенно большое влияние на величину средней плотности толщи оказывают сильно варьирующие от точки к точке по мощности линзы льда. Кроме того, плотности рассчитывались по литологическим колонкам скважин, не совпадающих с вертикалями, на которых велись наблюдения. Тем не ме-

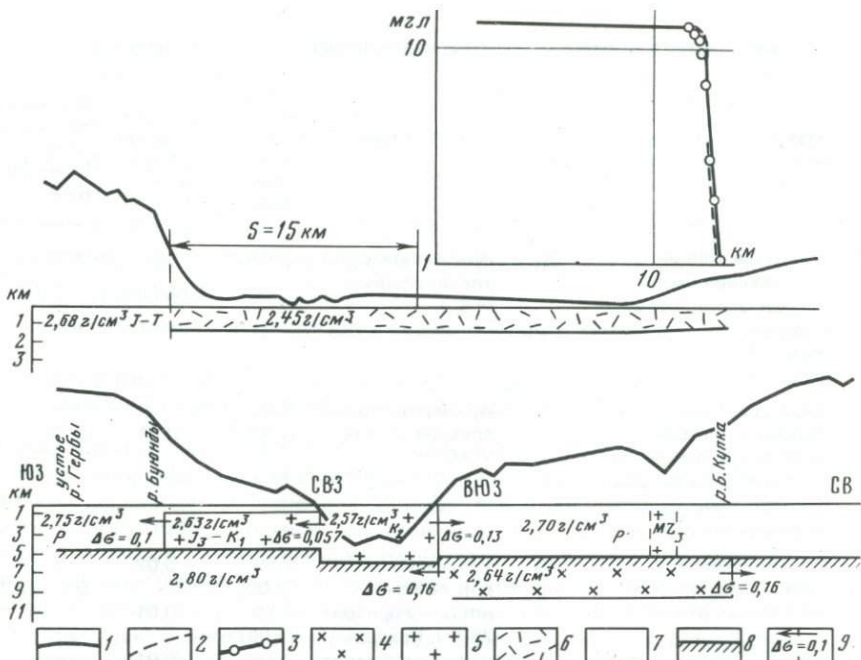


Рис. 15. Примеры петроплотностных разрезов:

кривая $\Delta \rho$: 1 — в обычном масштабе; 2 — теоретическая и 3 — наблюдаемая в логарифмическом масштабе; 4 — граниты; 5 — гранитоидные массы в фундаменте (предположительно граниты-гранитогнейсы Pz-Pst); 6 — эффузивно-осадочная толща K_2 ; 7 — отложения верхоянского комплекса; 8 — подошва отложений верхоянского комплекса; 9 — величина разности плотностей и направление ее увеличения

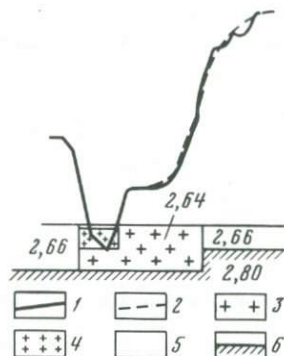
нее сравнение плотностей, полученных обоими способами, дало расхождение 0,01 и 0,05.

Второй способ — сравнение плотностей, определенных по независимым гравиметрическим наблюдениям в шахтах в разных местах района. Такой случай имел место в Аркагалинской впадине. Наблюдения, проведенные в ее пределах (в двух шахтах) показали величины плотности, равные 2,40 и 2,43.

Большое количество информации о верхних частях разреза дала интерпретация аномалий силы тяжести с помощью билогарифмических палеток, рассчитанных для тел в форме прямоугольного параллелепипеда [8, 12]. По форме к таким телам приближаются структуры типа грабен и горстов, гранитные батолитоподобные интрузии, широко распространенные на северо-востоке Азии, некоторые эффузивные залежи. Одним из основных источников погрешностей при интерпретации аномалий силы тяжести билогарифмической палеткой является отклонение боковых граней возмущающего тела от вертикального положения. Это влияние тем меньше, чем больше горизонтальные размеры тела в сравнении с вертикальными. Такое условие выполняется для многих возмущающих тел. На рис. 15 приводится аномалия силы тяжести над верхнемеловыми эффузивно-осадочными отложениями. Толща образует тело,

Рис. 16. Определение плотности пород "фундамента" ("гранитного" слоя) при интерпретации аномалий типа гравитационной ступени

кривая Δg : 1 — наблюдаемая; 2 — теоретическая; 3 и 4 — разновозрастные граниты; 5 — терригенные породы верхоянского комплекса; 6 — кровля "фундамента"



имеющее субвертикальный западный и пологий восточный боковые контакты с вмещающими породами отложений верхоянского комплекса и примерно постоянную мощность. Хорошее совпадение палеточной и практической кривой свидетельствует о достаточно надежном определении перепада плотности $\Delta \sigma = 0,23$ между триасовыми—юрскими отложениями и эффузивной толщей. Ошибка не должна превышать нескольких сотых $г/см^3$. Результаты определения плотности изверженных пород при интерпретации аномалий силы тяжести с использованием билогарфмических палеток приведены в табл. 17.

По сравнению с рассматриваемыми до сих пор методами данный способ дает несколько больший, хотя и вполне допустимый, разброс значений плотности между собой. Возможно, что такой разброс имеет и некоторую реальную основу — действительное различие плотностей. Так, вариации плотности эффузивно-осадочных отложений могут связываться с изменением соотношений эффузивной и осадочной составляющих толщи. В таком случае, принимая плотность эффузивной части равной плотности липаритов (2,61), а плотность осадочной части — примерно равной плотности меловых отложений Аркагалинской впадины (2,43), можно рассчитать соотношение последних на разных участках района. Конечно, данный расчет теряет силу, если величина плотности эффузивов, слагающих толщу, подвержена значительным колебаниям. К достоинству метода следует отнести возможность определения с его помощью плотности пород в их естественном залегании, причем в отношении верхнемеловых эффузивно-осадочных пород он — пока единственный достоверный источник сведений.

Еще один способ — это интерпретация аномалий силы тяжести типа ступеней. Нами проведена интерпретация большого количества аномалий подобного вида. Наиболее исследована аномалия довольно правильной формы по профилю вдоль рек Сухахы и Тыэллах (район массива Анначаг). Здесь (рис. 16) интерпретация осложнена отрицательной аномалией, создаваемой гранитами. Плотностный перепад граниты—фундамент превосходит более чем в три раза плотностный перепад граниты—отложения верхоянского комплекса.

Аномалия фиксирует крупный разрыв [9], по которому произошло вертикальное перемещение блоков фундамента. Нижняя ветвь гравитационной ступени осложнена отрицательной аномалией, создаваемой входящими здесь на поверхности гранитами, что очень типично для всей Яно-Колымской складчатой области.

Кривая использовалась для определения плотности пород основания верхоянского комплекса — верхней части "гранитного" слоя. Методами интегральных преобразований [11, 12, 18, 34] рассчитывали положение верхней и нижней кромок ступени, образованной фундамен-

Таблица 17

Плотности пород, полученные при интерпретации геофизических наблюдений

Породы	Район	Метод определения	$\Delta\sigma$
Гранит щелочной K_2	Челомджа-Ямский прогиб	Логарифмическая палетка	0,10—0,12
Гранодиориты K_2	Среднее течение р. Буюнды р. Вилига		0,10—0,13 0,06
Эффузивно-осадочная толща эвенской серии	Верхнее течение р. Олы	Интерпретация гравиметрической ступени	0,11—0,15
	Черное озеро п. Талая		0,23
	К югу от п. Мякит		0,12—0,13
	р. Иганджа — р. Голубая		0,16 0,07—0,14
Породы основания отложений верхоянского комплекса (верхи "гранитного" слоя) "Базальтовый" слой	Пос. Ягодное р. Сухахы	Интерпретация гравиметрической ступени	0,16 0,11
	г. Магадан — верховья р. Олы		0,08
Подкорковое вещество	Верховья р. Олы	Комплексная интерпретация гравиметрии и ГСЗ	0,18

* Денсиметрические данные о плотностях пород.

** Плотность по кривой $V_p = f(\sigma)$, где V_p — скорость распространения продольных волн [3].

*** Плотность, вычисленная по формуле (2).

том. Билогарифмическими палетками и другими методами, учтя известные перепады плотности между отложениями верхоянского комплекса и гранитами данного массива, вычисляли положение нижней кромки гранитного массива, затем амплитуду опускания фундамента по разлому и, наконец, плотность пород фундамента. Подбором находили теоретическую кривую, наиболее близкую по форме к фактической, а параметры соответствующего ей уступа, в том числе и плотность, принимали за окончательные. Подсчитанная таким образом плотность пород консолидированного основания оказалась равной 2,80.

Сравнивая расчетную плотность с прямыми измерениями плотности пород основания, можно заметить, что полученная величина достаточно близка к ней. Так, среднее значение плотности пород Магаданского

Вмещающие и контактирующие породы	σ вмещающих или контактирующих пород	σ искомая	σ тех же пород по другим данным	Отношение объема эффузивов в эффузивно-осадочной толще ко всему объему толще, %
Гранодиориты Магаданского батолита	2,75	2,62—2,65	2,64—2,65*	
Пермские отложения верхоянского комплекса	2,70	2,57—2,60	2,64—2,65*	
Юрские и триасовые отложения верхоянского комплекса	2,69	2,63	2,64—2,65*	
Юрские отложения верхоянского комплекса	2,66	2,51—2,55		45—70
Триасовые отложения верхоянского комплекса	2,68	2,45		10
Андезиты—андезито-дациты	2,68	2,55—2,56		70
Граниты	2,69	2,53		55
	2,67—2,74	2,53—2,67		55—100
Юрские и триасовые отложения верхоянского комплекса	2,64	2,80	2,75—2,80*	
	2,66—2,69	2,77—2,80	2,75** 2,82***	
"Гранитный" слой	2,77—2,80	2,85—2,88	2,92** 2,94***	
"Базальтовый" слой	2,85—2,88	3,03—3,06	3,40** 3,18***	

многофазового батолита, который по занимаемому им положению в разрезе земной коры можно считать выступом "гранитного слоя" [9, 12], колеблется в пределах 2,73—2,79. По работам Г.К. Шапошниковой и К.К. Шапошникова [61], плотность древних пород, слагающих Охотский массив, в среднем равна 2,80, что соответствует величине плотности пород основания верхней части "гранитного" слоя.

Третий прием — комплексная интерпретация ряда геофизических данных. В районе работ имеется профиль ГСЗ по линии г. Магадан — пос. Усть-Среднекан [9, 12]. Несколько ранее на профиле проводились маршрутные магнитные и гравиметрические исследования (Ю.А. Ващилов, 1958). Я.Б. Шварц рассчитывал перепады плотности между слоями земной коры известным способом составления и решения системы урав-

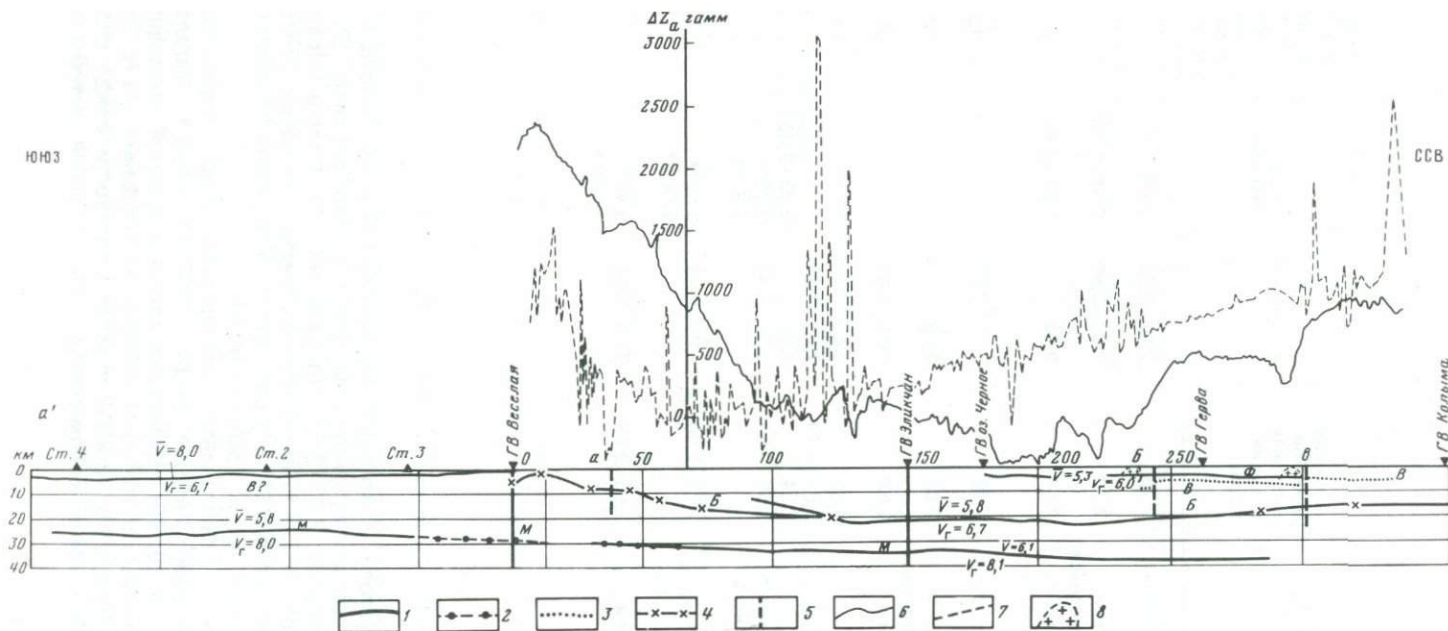


Рис. 17. Сводный сейсмический разрез земной коры, проходящий через Охотское море — Магадан — Усть-Среднекан

М — граница Мохоровичича; Б — кровля "базальтового" слоя; Ф — "физическая" граница; В — подошва отложений верхоянского комплекса; 1 — сейсмические границы по данным ГСЗ; 2 — интерполируемая между наземными и морскими наблюдениями по методу ГСЗ граница; границы земной коры: 3 — по гравиметрическим и 4 — по магнитным наблюдениям; 5 — коровые глубинные разломы, установленные по гравиметрическим наблюдениям (а — Челомджа-Ямский, б — Нижне-Мякитский, в — Горнинский); 6 — кривая Δg ; 7 — кривая ΔZ_{α} ; 8 — гранитные интрузии, не вскрытые процессами эрозии и установленные по гравиметрическим наблюдениям

нений, связывающих изменение силы тяжести и поведение основных границ по профилю. Он пришел к выводу об отсутствии корреляции или изменения характера корреляции между вариациями глубин земной коры и силы тяжести вдоль всего разреза [23].

Чтобы все же как-то оценить перепады плотности на границах слоев земной коры, использовали отдельные участки простой линейной корреляции между кривой Δg_a и поведением границ раздела земной коры. Однако на эти участки имеются сейсмические разрезы небольшой протяженности, особенно на северном конце профиля. Характер взаимоотношений полей Δg и разреза земной коры в южной части профиля показан на рис. 17 (в основу легли материалы ГСЗ 1957—1959 гг. и геофизические данные по профилю Магадан — Усть-Средюкан по работам 1958 г.). Граница Конрада занимает в северной части разреза примерно горизонтальное положение. Граница "М" (Мохоровичича) постепенно погружается на север, с чем мы связываем уменьшение силы тяжести. Можно допустить, что изменение гравитационного поля обусловлено одним лишь поведением границы "М", а возможное изменение мощности отложений верхоянского комплекса на характер поля здесь существенного влияния не оказывает. Рассчитанный при таких условиях перепад плотностей на границе "М" равен 0,18 (см. табл. 17). Если же мощность верхоянской терригенной толщи меняется в значительных пределах и притом таким же образом, как и на участках, расположенных севернее, т.е. увеличиваясь с юга на север, то величина 0,18 должна быть несколько выше действительной.

Расчет перепада плотностей между "гранитом" и "базальтом" сделан по южной части разреза (см. рис. 17). Здесь кровля "базальта" обнаруживает тенденцию к резкому воздыманию, которое прослеживается по данным ГСЗ на небольшом расстоянии. Однако поведение поля силы тяжести не оставляет сомнения, что этот подъем имеет место и далее на юг, почти вплоть до Магадана. Если же угол наклона кровли "базальта" считать постоянным, таким же, каким он намечен в начале воздымания по сейсмическим данным (именно об этом говорит постоянный градиент регионального поля силы тяжести), то в месте максимума кривой Δg кровля "базальта" должна находиться на глубине около 5 км. Интерпретация магнитной аномалии ΔZ_a в этом же месте дает глубину верхней кромки возмущающего тела 3—6 км. Нам неизвестно и положение границы "М", но его можно примерно определить линейной интерполяцией между наземным и морским сейсмическими профилями. Зная положения границ Конрада и Мохоровичича, мы подсчитали, что перепад плотности на первой из них равен 0,08.

Плотность "гранита", согласно изложенному выше, составляет 2,80. Приняв эту величину за исходную, можно определить плотность "базальта" и подкорового вещества (см. табл. 17). Как видим, значения плотности оказываются несколько ниже общепринятых. Кроме очевидных погрешностей самого метода расчета, вынуждающих нас считать приведенный плотностной разрез земной коры для данного района лишь первым грубым приближением, занижение результатов определения плотности могло иметь место и вследствие принимаемой предпосылки об отсутствии монотонного возрастания с глубиной величины плотности внутри слоев земной коры. Эта предпосылка делается и в работах других авторов.

Дальнейшие исследования показали, что возникновение аномалий силы тяжести связано преимущественно с плотностными неоднородностями в форме блоков. На основе этих представлений разработана и реализована

вана методика построения схем плотностных неоднородностей. Колебаниям квазигоризонтальных границ раздела отводится подчиненная роль в формировании поля силы тяжести, и именно поэтому выполненные определения плотности отдельных слоев земной коры можно считать весьма условными.

Интересно сопоставить полученные значения плотности слоев земной коры с величинами плотности, рассчитанными по формуле:

$$V_p = 6\sigma - 11. \quad (2)$$

Формула устанавливает зависимость скорости распространения продольных волн V_p от плотности σ для песчано-глинистых и некоторых карбонатных отложений. Плотности оказываются систематически завышенными по сравнению с полученными (см. табл. 16). То же относится и к плотностям, снятым с кривой, приводимой Б.А. Андреевым и И.Г. Клушиным [3].

Одной из целей геологической и физической интерпретации гравитационных аномалий является получение количественной информации о плотностных неоднородностях внутри земной коры и верхней мантии с целью изучения их вещественного состава. Обычный источник наших знаний о плотности пород верхней части Земли, как мы уже указывали, — это результаты скорее качественной интерпретации представлений о глубинной петрологии, использования сейсмических данных о скорости распространения упругих колебаний, привлекаемых для расчетов плотности, ее количественных расчетов по гравиметрическим данным на профилях глубинного сейсмического зондирования и т.д. По-видимому, из всех перечисленных способов многообещающим представляется последний комплексный. Однако его практическая реализация на основе взглядов о преимущественно слоистой природе гравитационных аномалий часто заводит исследователей в тупик, а использование при этом двумерной модели строения среды делает получаемые результаты некорректными.

Плотностные разрезы и срезы земной коры и верхней мантии — лишь один из видов геологической продукции, получаемой при интерпретации гравиметрических аномалий с позиций представлений о преимущественно "блоковом" их происхождении. Этот подход достаточно широко испытан на практике и освещен в печати. В основе его лежит такой постулат: главные черты и особенности поля силы тяжести в редукции Буге формируются плотностными неоднородностями в форме блоков с примерно вертикальными боковыми ограничениями, а колебания глубин до разнотных слоев играют второстепенную роль.

Блоковая модель явилась отправной при разработке методов количественной интерпретации гравитационных аномалий размерами от нескольких километров до многих сотен. Применялись автоматическая реализация задачи, палеточные методы, последние преимущественно для трехмерной объемной модели. Разрабатывались такие методы, которые позволяли определить все пространственные параметры и скачок плотности в горизонтальном направлении по одной лишь кривой силы тяжести без ввода какой-либо дополнительной параметрической информации. Использовались разработанные для блоковой модели приемы тотальной интерпретации с одновременным разделением аномалии и выбором нулевого уровня [8, 16].

Массовое применение этого подхода на различных акваториях и территориях СССР и мира и статистическая обработка результатов позволили

установить весьма важное явление, характерное для блоково-слоистой модели структуры земной коры и верхней мантии — тяготение нижних и верхних ограничений плотностных неоднородностей — блоков к горизонтальным границам расслоения. Сопоставление этих результатов гравиметрии с данными ГСЗ и их совпадение можно рассматривать в качестве экспериментального доказательства справедливости построения блоково-слоистой модели и наших априорных представлений о природе аномалий.

При решении обратной задачи гравиметрии на основе предположений о преимущественно блоковой природе аномальных объектов последние представляются набором разноплотных блоков с различными глубинами до верхних и нижних граней. Примером могут служить многочисленные разрезы, например по линии п-ов Тайгонос — верховье р. Алазея. Скачки величин плотности в горизонтальном направлении определяли в результате интерпретации. Системы блоков, полученных в результате интерпретации, можно срезать на какой-то глубине горизонтальной плоскостью и построить схему плотностных неоднородностей — относительных приращений плотности от блока к блоку. Это — первый этап. Ошибки интерпретации возникают по причинам того, что не все аномалии от блоков интерпретируются ввиду упрощенного моделирования блоков и что на возникновение части аномалий существенное влияние оказывает сложность геологического среза и тела диапироподобной формы.

В результате, если “идти” по такому срезу замкнутыми полигонами, получаются невязки δ скачков плотности $\Delta\sigma$. Величины невязок служат объективными критериями точности определений приращений плотности. Относительная погрешность определения плотности, оцененная по результатам повторных расчетов, в среднем составляет 20%. Эти данные получены в результате использования выборки в первые тысячи проинтерпретированных аномалий. Величины невязок разбрасывались пропорционально изменению $\Delta\sigma$. Чем выше плотностная контрастность территории, тем выше должно быть значение невязки при прочих равных условиях. Так, для территории северо-востока Азии величина невязки для нескольких замкнутых полигонов была, как правило, меньше $0,05 \text{ г/см}^2$.

Глубины верхних и нижних ограничений блоков рассчитываются с некоторой погрешностью. Надежность выделения плотностных неоднородностей на схемах тем ниже, чем ближе к верхней или нижней грани блока проходит линия среза. Она может быть оценена с привлечением простейших вероятностных соображений.

На основании приведенной ниже системы уравнений вероятность пропуска P_1 плотностной неоднородности —

$$P_1 = 0,5 - P(\xi_1 - \delta\xi_1 < S < \xi_1), \quad (3)$$

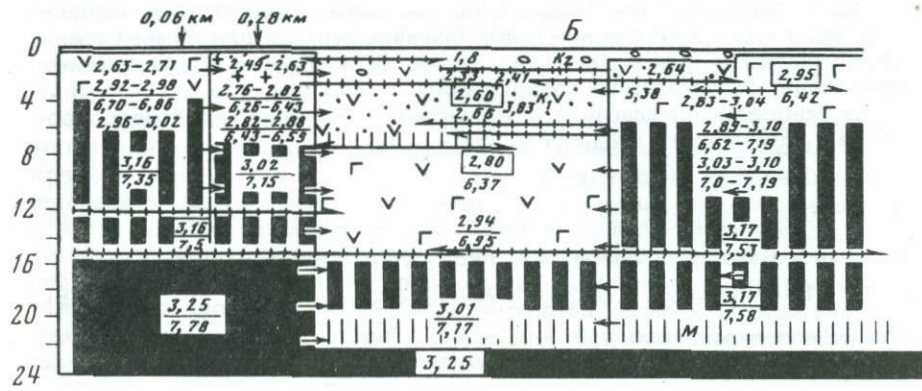
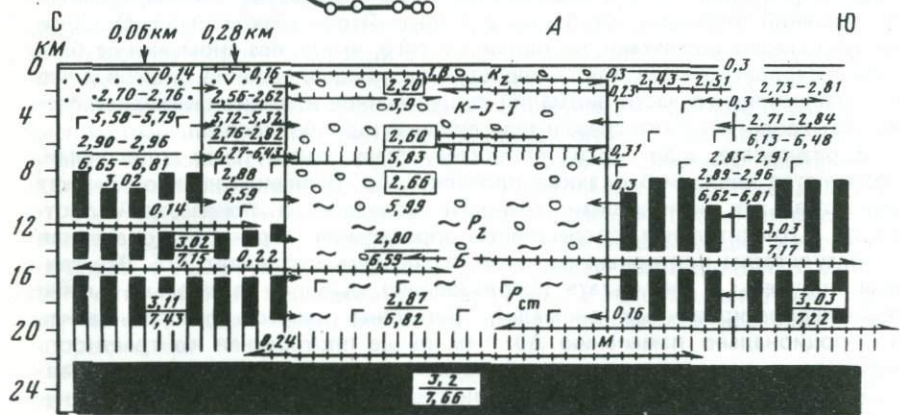
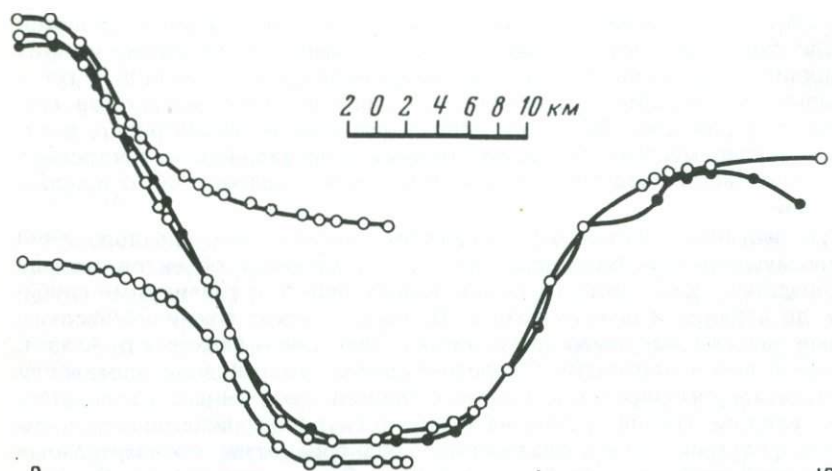
$$P_1 = 0,5 - P(\xi_2 + \delta\xi_2 > S > \xi_2), \quad (4)$$

вероятность ложного нанесения P_2 плотностной неоднородности —

$$P_2 = 1 - P(\xi_2 - \delta\xi_2 < S < \xi_2) - P(\xi_1 + \delta\xi_1 > S > \xi_1). \quad (5)$$

Ось OZ направлена вниз.

Здесь ξ_1 и ξ_2 — вычисленные глубины верхнего и нижнего ограничений плотностных неоднородностей, S — глубина плотностного среза, $\delta\xi_1$ и $\delta\xi_2$ — смещение плоскости среза, соответственно, относительно ξ_1 и ξ_2 .



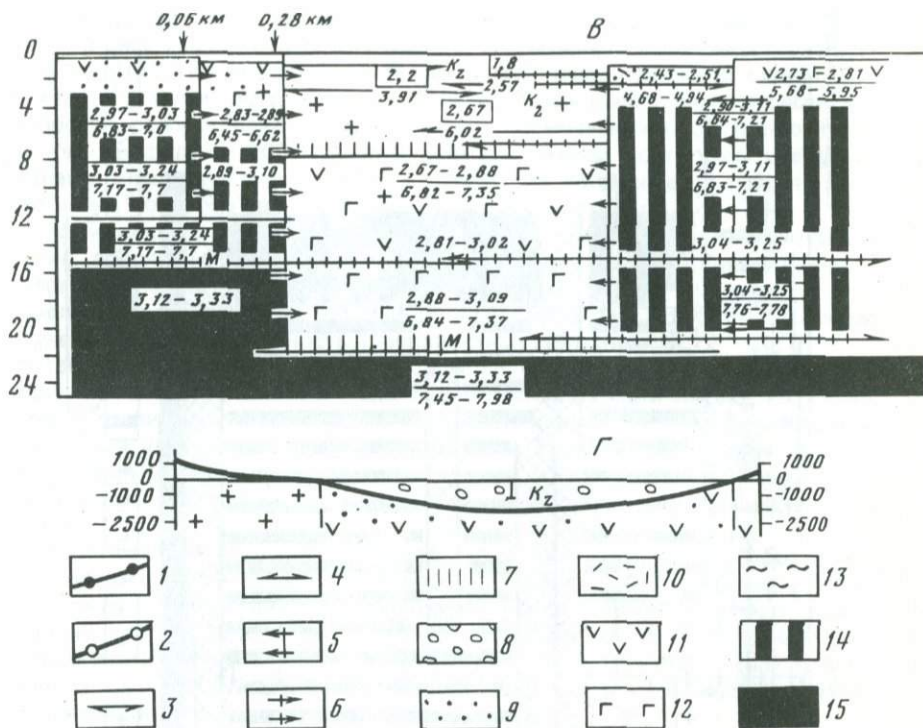
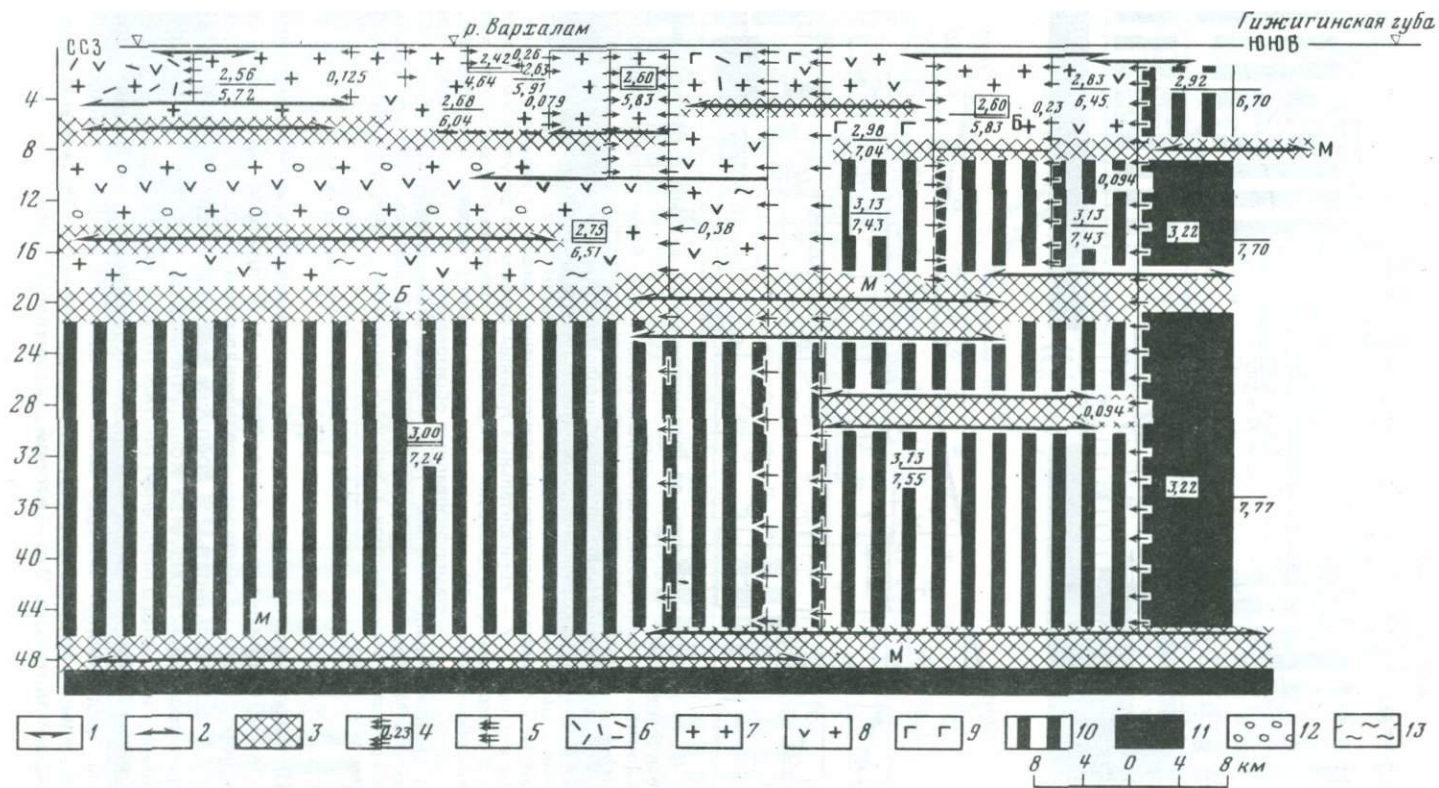


Рис. 18. Разрезы земной коры по гравиметрическим данным в районе Кавинско-Тауйской впадины

варианты интерпретации, основанные на: А и Б — блоко-слоистой модели литосферы, Г — слоистой (по Д. Беляевой); кривые силы тяжести: 1 — Δg наблюдаемые, 2 — Δg теоретические; ограничения плотностных неоднородностей: 3 — верхние, 4 — нижние; вертикальные ограничения плотностных неоднородностей в форме блоков (разломы): 5 — по результатам интерпретации, 6 — предположительно (стрелки указывают направление разуплотнения, цифры — величину скачка плотности в $г/см^3$); 7 — горизонтальные границы раздела по результатам интерпретации; 8 — терригенные образования впадины; 9 — осадочные образования; магматические образования; 10 — преимущественно кислого состава, 11 — среднего, 12 — основного; 13 — метаморфизованные образования; 14 — "смесь" пород основного и ультраосновного состава; 15 — породы ультраосновного состава; М — поверхность Мохоровичича; в дробях: в числителе плотность пород по результатам интерпретации, в знаменателе — скорость продольных волн, определенная по формулам (7).

Предполагается, что центр распределения погрешностей совпадает с ξ_1 и ξ_2 . Например, если плоскость среза S проходит выше плотностной неоднородности на величину среднеквадратичной погрешности определенной $\delta \xi$, то вероятность P_1 пропуска составит около 0,16. Срез данной территории характеризуется конкретной средней величиной вероятности пропуска и ложного нанесения плотностной неоднородности.

Схемы относительных приращений плотности на разных уровнях среза представляют интерес сами по себе. Но конечно ценность схем в значительной мере возрастает, если представить их как схемы абсолютных значений плотности. Это — второй этап интерпретации.



Чтобы перевести увязанную схему относительных приращений плотности в схему абсолютных ее значений, необходимо определить абсолютную величину плотности хотя бы в одной точке увязанной схемы. Существуют разные пути оцифровки схем. Можно, например, пересчитать скорости распространения продольных сейсмических волн в плотность на тех профилях ГСЗ, где скорости рассчитаны достаточно уверенно. Однако анизотропия скоростей сейсмических волн создает сама по себе большие "ножницы" в абсолютных значениях плотности.

Нами широко использован метод геолого-гравиметрического определения абсолютных величин плотности на так называемых эталонных участках, т.е. на участках, где значения силы тяжести получены с значительно более высокой детальностью и точностью, достаточно хорошо изучена геология и плотность поверхностных образований.

Так, в основу плотностного среза на глубине 10 км, построенного для территории северо-востока Азии путем интерпретации около 1000 аномалий, легли результаты анализа абсолютных значений плотности на двух эталонных участках — Средне-Кавинском и Туромчинском (рис. 18, 19). Они детально изучены гравиметрическими и геологическими методами, а плотность исследована на основе измерения плотности образцов и керн скважин.

Обратимся к Средне-Кавинскому участку, в центре которого расположена одна из впадин системы Ямо-Тауйских рифтогенных впадин. Результаты количественной интерпретации аномалий силы тяжести (трехмерный случай) удовлетворительные, если судить по совпадению расчетной и теоретической кривых Δg . Следует лишь пояснить, что представленный на рис. 18 разрез является обобщенным. На него снесены результаты интерпретации по нескольким профилям.

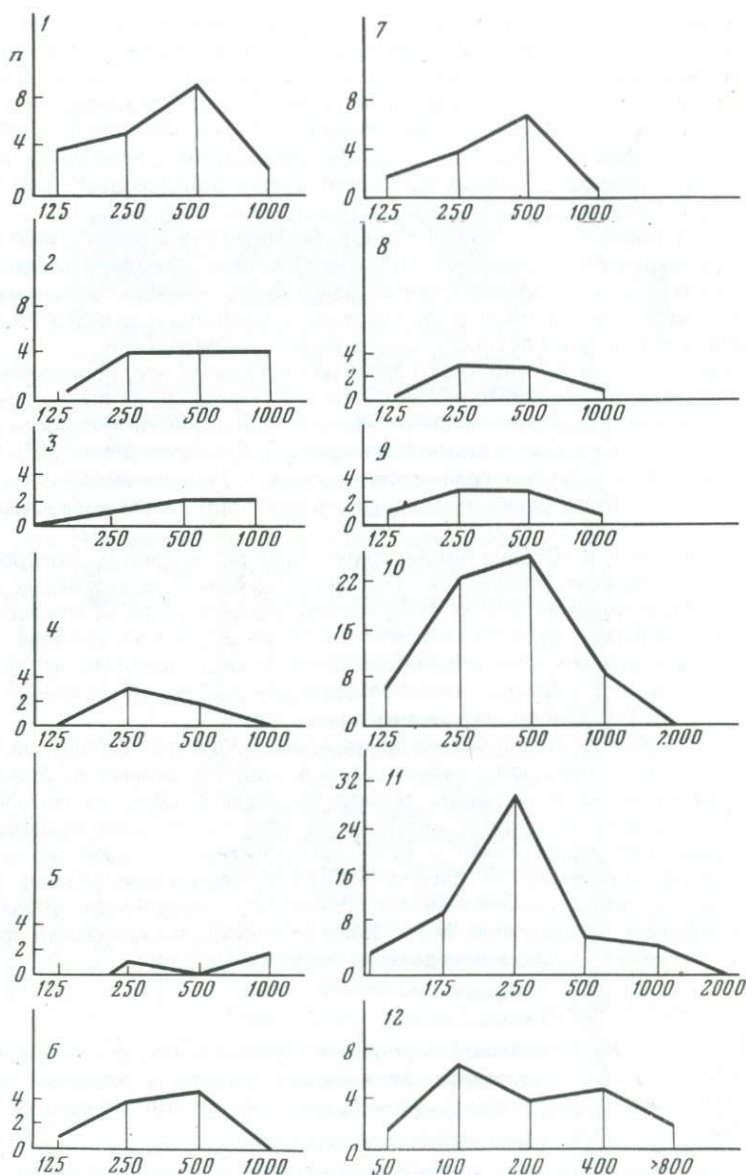
У нас имеется первичная исходная информация о плотности на поверхности и на небольшой глубине (1—1,5 км) по скважине. Дальнейшая последовательность операций такова. Выбирается одна из трех геологических гипотез о природе аномальных масс по впадине: осадочно-метаморфическая, эффузивная и осадочно-гранитная. Каждой из них соответствует определенный спектр изменения плотности. Кроме того, в случае варианта осадочно-метаморфического заполнения впадины использовалась выведенная М.Л. Озерской [44] эмпирическая формула (6) изменения плотности осадочных пород с глубиной

$$\sigma_i = \sigma_0 + B (1 - e^{-0,45 H_i}), \quad (6)$$

где σ_i — плотность влажной породы на глубине H км, B — эмпирический коэффициент, определенный для каждого района, в котором имеются плотностные разрезы по скважинам, σ_0 — исходная плотность на поверхности.

Рис. 19. Глубинный разрез в районе р. Туромчи по гравиметрическим данным

Ограничения плотностных неоднородностей: 1 — верхние, 2 — нижние; 3 — границы раздела, в том числе М (Мохоровичича) и Б (кровля "базальтового" слоя); вертикальные ограничения плотностных неоднородностей в форме блоков (разломы): 4 — по результатам интерпретации, 5 — предположительно (стрелки указывают направление разуплотнения, цифры — величину скачка плотности в $г/см^3$); 6 — ливариты и субвулканические граниты; 7 — граниты; 8 — гранодиориты; 9 — магматические образования основного состава; 10 — "смесь" пород основного и ультраосновного состава; 11 — породы ультраосновного состава; 12 — терригенные образования; 13 — метаморфизованные образования; в дробях: в числителе — плотность пород по результатам интерпретации, в знаменателе — расчетная скорость продольных волн, определенная по формулам (7)



Ее применение для экстраполяции величин плотности возможно лишь в том случае, когда изучен закон изменения плотности по скважине в данном регионе. Мы располагали подобной информацией (определение плотности керна по нескольким скважинам). Определение плотности по формуле (6) проведено до глубин около 5 км. Плотность в нижележащих слоях принята равной плотности залегающих здесь гипотетических образований.

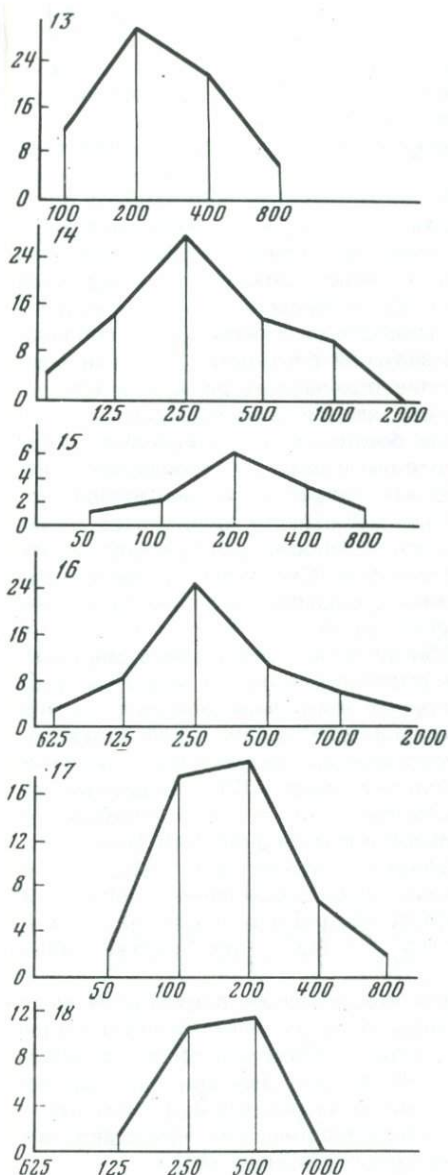


Рис. 20. Вариационные кривые намагниченности пород по результатам интерпретации магнитных аномалий

1 — гипербазиты Северо-Востока СССР; 2 — габбро Северо-Восток СССР; 3 — габбро Корьякско-Камчатской складчатой области; 4 — габбро Анойской и Олойской складчатых зон; 5 — габбро Охотско-Чукотского вулканического пояса; 6 — базальты Северо-Востока СССР (Корьякский р-он и Охотско-Чукотский вулканический пояс); 7 — диориты Северо-Востока СССР; 8 — диориты Яно-Колымской системы, Анойской складчатой зоны, Охотско-Чукотского вулканического пояса; 9 — эффузивы среднего состава Северо-Востока СССР; 10 — магматические породы среднего, основного и ультраосновного состава Северо-Востока СССР; 11 — гранодиориты Северо-Востока СССР; 12 — граниты Северо-Востока СССР; 13 — Корьякско-Камчатская складчатая область; 14 — Охотско-Чукотский вулканический пояс; 15 — северо-восточная часть Охотско-Чукотского вулканического пояса и мезозойды; 16 — Олойский прогиб и Анойская складчатая зона; 17 — Яно-Колымская миогеосинклинальная система (без Балыгычанского поднятия и Гижигинской зоны); 18 — Балыгычанское поднятие, Гижигинская зона; по оси абсцисс — $1 \cdot 10^5$ СГС, ординат — число случаев

По скачкам плотности на разломах, ограничивающих блок малоплотных пород, определены ее значения во вмещающих блоках.

При определении плотности пород с использованием ее скачков $\Delta\rho$ соблюдался принцип отсутствия инверсии плотности по глубине при минимальном ее вертикальном градиенте.

На глубине 10 км максимальное расхождение плотности для всех трех вариантов не превышало 0,14. В качестве исходного был выбран

вариант разреза, на котором плотность пород на глубине 10 км была минимальной.

Туромчинский эталонный участок расположен на расстоянии около 750 км от Средне-Кавинского. Межблоковый перенос плотности дал невязку между эталонными участками меньше $0,1 \text{ г/см}^3$.

На эту величину возможно смещение общего уровня абсолютных значений плотности на схеме.

По результатам детальных гравиметрических съемок возможно построение срезов на значительно меньших глубинах, которые проверяются бурением и которые представляют непосредственный интерес для геологов-поисковиков. Здесь возможности более конкретного построения схем плотностных неоднородностей в абсолютном исчислении увеличиваются. Для материковых областей существует возможность использовать в качестве реперов абсолютных значений плотности гранитные массивы. Многочисленные расчеты и анализ получаемых данных показывают, что нижние грани гранитных массивов, часто имеющих форму пластинчатых тел с примерно вертикальными боковыми ограничениями, закономерно тяготеют к определенным уровням в разных регионах, но обычно не уходят на глубины свыше 10 км, например верхнемезозойские гранитоиды Верхояно-Чукотской складчатой области. Существует достаточно веское основание предполагать, что плотность гранитов, слагающих массивы, с глубиной существенно не меняется. Схему плотностных неоднородностей в относительном выражении привязывают в районе таких гранитных тел к абсолютному уровню их плотности.

Построение срезов на больших глубинах предполагает и большие допуски в колебании абсолютного уровня плотности, хотя погрешности относительных приращений плотности могут не измениться или даже уменьшиться вследствие уменьшения величины ее скачка с глубиной. Для абсолютных привязок в этом случае используются результаты пересчетов скорости сейсмических волн в плотность на разрезах ГСЗ или общие петрологические соображения. Например, схема относительных приращений плотности на глубинах 20 км центральной и южной акватории Охотского моря была переведена в схему абсолютных значений на основе предположения, что блок относительно малоплотных пород в основании Курильской гряды на глубине 20 км сложен наиболее распространенными на поверхности породами андезито-базальтового состава с плотностью $2,85-2,90 \text{ г/см}^3$ [8].

Третий этап — собственно геологическая, а точнее, петрографическая интерпретация схемы плотностного среза в схему вещественного состава на разных уровнях. Это — наименее строгий момент в работе. Его осуществление становится возможным на основе тщательного анализа имеющейся геологической и геофизической информации и схем плотностных неоднородностей, а также общетеоретических представлений о петрологических формах вещества на разных глубинах [64].

Для вычисления скоростей сейсмических волн использованы [20] эмпирические зависимости (2) для глубин: 1 км — $V = 3,35\sigma - 3,46$; 4 км — $V = 2,72\sigma - 1,24$; 13,5 км — $V = 2,54\sigma - 0,52$; 20 км — $V = 2,54\sigma - 0,47$; 33 км — $V = 2,44\sigma - 0,08$.

На представленных разрезах и срезах наряду с величинами плотности нанесены рассчитанные таким способом значения скорости распространения продольных волн.

Магнитные свойства изучаются, как правило, путем лабораторных исследований образцов горных пород. Однако ценность такого рода

информации в значительной мере снижается из-за очень больших вариаций величины намагниченности не только для образцов, взятых на разных интрузивных массивах, но и внутри одного массива, неточностей методов лабораторных измерений и прочих причин технического и методического характера. Поэтому целесообразным оказывается обращение к методике анализа магнитных аномалий, дающих представление о магнитных свойствах массивов в целом.

Впервые на Северо-Востоке эта методика была широко применена Д.М. Печерским [46]. Но надо сразу же оговориться, что в его работах она не получила законченного выражения, поскольку автор ограничился лишь качественными описаниями магнитного поля, на основе которых и делал свои выводы. Многие из этих выводов вступают в противоречие со статистически обработанными результатами интерпретации магнитных аномалий (об этом см. ниже).

В данной монографии метод анализа магнитных свойств изверженных пород заключался в определении путем количественной интерпретации аномалий ΔT_a положений верхней ζ_1 (иногда нижней ζ_2) кромки намагниченного тела, его горизонтальной мощности и вертикальной составляющей полного вектора намагниченности ΔI_z , близкой по своей величине для района Северо-Востока к величине полного вектора намагниченности.

Для статистического определения средних величин ΔI_z , полученных при интерпретации магнитных аномалий, на монологарифмическом бланке строились вариационные кривые, максимум которых соответствовал наивероятной величине намагниченности. Интервал значений на логарифмической шкале выбирался исходя из возможной (50%) относительной ошибки расчетного значения (рис. 20).

Определение электропроводности и скорости сейсмических волн осуществлялось ординарными методами, которые используются при интерпретации электроразведочных и сейсмометрических данных.

Результаты применения интерпретационных методов изучения петрофизики поверхностных и глубинных образований приводятся в разделах 2, 3 и 5.

2. ИССЛЕДОВАНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД В ЕСТЕСТВЕННОМ ЗАЛЕГАНИИ

В этом разделе рассматриваются результаты определения физических свойств горных пород в естественном залегании, анализируются особенности из изменения на территории северо-востока Азии, сравниваются петрофизические характеристики пород в образцах и в естественном залегании и разбираются некоторые другие вопросы. Что касается результатов расчетов плотностных параметров, полученных интерпретационными методами, то они описаны в разделах 1, 3 и 4, а также приведены в табл. 16 и 17.

Результаты исследования магнитного поля, которые содержатся в работах И.В. Беляева [5], Ю.Я. Ващилова [9, 10], Т.П. Зимниковой [28, 29], Д.М. Печерского [46], позволили выделить намагниченные и амагнитные тела изверженных и протрузивных пород.

Результаты количественной оценки намагниченности горных пород, полученные при интерпретации магнитных аномалий (Ю.Я. Ващилов, 1966), обобщены на рис. 20 и в табл. 18. Если определения намагниченности, выполненные Д.М. Печерским посредством интерпретации маг-

Таблица 18

Намагниченность протрузивных, интрузивных и эффузивных пород северо-востока Азии по результатам интерпретации магнитных аномалий

Породы на поверхности, фиксируемые магнитными аномалиями	$I \cdot 10^{-6}$ СГС, интерпретация			$X \cdot 10^{-6}$ СГС лабораторные измерения		
	min	max	ср.	min	max	ср.
Гипербазиты	1000	10000	5000	0	25000	~4000
Габбро, диабазы, до- лериты	2500	10000	5000	0	31000	950
Базальты	2000	5000	4500	0	7600	200
Диориты	1000	10000	4000	0	4600	160
Андезиты	1000	10000	3500	0	6400	170
Гранодиориты	750	20000	2500	0	6400	100
Граниты	50	8000	2000	0	6400	80

нитных аномалий, рассматривать как первое приближение к действительным значениям, то данные табл. 18 являются вторым, хотя тоже грубым приближением. Расчеты Д.М. Печерского сделаны по формуле, применение которой предполагает, что намагниченное тело выходит на поверхность, а его нижнее ограничение находится на большой глубине.

В табл. 18 помещены результаты интерпретации магнитных аномалий, осуществленной при более общих предположениях о намагниченном объекте: на положение верхней грани ζ_1 ограничений не накладывается, однако нижняя грань также считается удаленной на большую глубину. Эта таблица иллюстрирует то обстоятельство, что среднее (логарифмическое) значение намагниченности закономерно изменяется в зависимости от типа пород, которые картируются в зоне магнитной аномалии, несколько увеличиваясь от гранитов ($2000 \cdot 10^{-6}$ СГС) к гипербазитам ($500 \cdot 10^{-6}$ СГС). Анализ таблицы показывает также, что намагниченность пород по результатам измерений на образцах и последующих пересчетах по формуле $I = kT$ (T — полный вектор магнитного поля земли) систематически занижена по сравнению с данными интерпретации магнитных аномалий.

Согласно расчетам, эффективные глубины верхних ограничений намагниченных масс редко тяготеют к дневной поверхности, располагаясь в большинстве случаев на глубине 0,5–2,0 км и более (табл. 19). Так, для массивов гранодиоритов с намагниченностью 1250, 5000 и $10000 \cdot 10^{-6}$ СГС характерно положение верхнего ограничения возмущающих масс на глубинах 1–3 км, для гранитов — от многих сотен метров до 2 км. У Тамватнейского массива гипербазитов верхняя кромка расположена на глубинах 2,5–5,2 км при $I = 2500 \cdot 10^{-6}$ СГС, что создает впечатление о немагнитности или относительно слабой намагниченности гипербазитов, залегающих вблизи поверхности.

Все перечисленные факты (расположение верхнего ограничения намагниченного аномального тела на некоторой глубине в массивах магматических пород разного генезиса — от кислых до ультраосновных — их небольшие различия между собой по средней намагниченности, заниженные значения намагниченности по лабораторным измерениям в

Таблица 19

Положение верхних кромок намагниченных тел северо-востока Азии

Регион	Число верхних кромок в интервалах глубин, м					
	0–200	200–500	500–1000	1000–2000	2000–5000	>5000
Корякско-Камчатская складчатая область	8	7	6	21	16	1
Охотско-Чукотский вулканогенный пояс	10	7	12	26	17	0
Яно-Колымская складчатая зона (без Балыгычанского поднятия и Гижигинской зоны)	9	6	10	12	2	0
Гижигинская зона и Балытычанское поднятие	6	4	5	1	3	0
Олойская и Анюйская складчатые зоны	10	10	11	12	5	0

сравнении с полученными при интерпретации над массивами соответствующих пород) можно объяснить:

1. Эффектом интрузии или протрузии более основных пород в интрузии более кислых. Такое явление характерно для массивов гранодиоритов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и для некоторых гранитных массивов; в местах глубокого эрозионного среза подтверждается непосредственными геологическими наблюдениями.

2. Эффектом разрушительного воздействия на магнетит окислительных процессов вблизи поверхности.

3. Эффектом затухания на глубине вторичных гидротермальных процессов с которыми связано формирование магнитных минералов.

4. Возникновением магнитных аномалий под эффузивами преимущественно за счет пород подводящих каналов, по которым происходило излияние.

5. Существованием систематических методических погрешностей интерпретации (завышение глубин ζ_1 верхних ограничений при расчетах по принятой методике, отсутствие учета величины остаточной намагниченности при оценках намагниченности природных объектов по результатам лабораторных измерений и др.).

Следовательно, определенная по результатам интерпретации намагниченность далеко не всегда характеризует именно те магматические породы, которые выходят на поверхность в зоне магнитной аномалии.

Отмечаются определенные изменения средней статистической (лог-рифмической) величины намагниченности между тектономагматическими зонами.

В Корякско-Камчатской складчатой области преобладают интрузивные массивы с $I = 1500-2500 \cdot 10^{-6}$ СГС (43% из общего числа определений) и $I = 3000-5000 \cdot 10^{-6}$ СГС (31%); в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе — с $I = 1800-3500 \cdot 10^{-6}$ СГС (40%); в Олойской зоне и Анюйской складчатой зоне с $I = 1800-3500 \cdot 10^{-6}$ СГС (48%), в Яно-Колымской складчатой зоне (без Гижигинской зоны и Балыгычанского поднятия) — с $I = 700-1400 \cdot 10^{-6}$ СГС (34%), в Гижигинской зоне и

частично в Балыгычанском поднятии — $c / I = 3500-7000 \cdot 10^{-6}$ СГС (46%) и $I = 180-350 \cdot 10^{-5}$ СГС (42%).

По результатам интерпретации магнитных аномалий и статистической их обработки для всего Северо-Востока СССР наиболее характерна $I = 2500 \cdot 10^{-6}$ СГС, т.е. намагниченность пород, свойственная зоне максимальной развития гранодиоритов.

Не представляется ясной природа возмущающих магнитное поле тел, которые фиксируются аномалиями ΔT_a в зоне ряда глубинных разломов Яно-Колымской и Чукотской ветвей мезозойд и аномалиями, окаймляющими гранитоидные массивы. Намагниченность I_z изменяется в пределах $1000-2000 \cdot 10^{-6}$ СГС, причем в Яно-Колымской складчатой зоне чаще встречаются величины $I = 1000 \cdot 10^{-5}$ СГС, а в Анюйской складчатой зоне — $I = 2000 \cdot 10^{-5}$ СГС.

Переинтерпретация детальных геофизических исследований (электро-разведочных, гравиметрических, магниторазведочных) в зоне разлома между гранитными массивами Буркандья и Оханджа, проведенных под руководством В.А. Кириллова [33], и аэромагнитной съемки показывает, что верхняя кромка намагниченного тела в зоне разлома расположена на глубинах 0,5–0,6 км; нижняя — на 5–7 км; до глубин 1000–1800 м (в зоне магнитной аномалии — до 1000 м) от поверхности прослеживается чрезвычайно низкоомная для условий северо-востока Азии (десятки Ом) зона, осадочные породы которой характеризуются значительной сульфидной минерализацией, большим количеством кварцевых жил и, видимо, наличием высокоминерализованных растворов неясного происхождения. Положение верхней кромки намагниченного тела в пределах низкоомной среды, определенное и по аэромагнитным и по наземным магнитометрическим наблюдениям, указывает на несомненную роль магнитных минералов гидротермального генезиса (магнетита, пирротина) в возникновении магнитной аномалии. В то же время значительная глубина нижней кромки намагниченного тела и наличие высокоомных пород на глубине более 1000 м в зоне магнитной аномалии является аргументом в пользу представлений о магматической, дайковой природе магнитных аномалий.

Следовательно, возмущающие магнитное поле тела в интратектонической структуре разлома и на контактах с гранитоидными массивами Яно-Колымской складчатой зоны имеют двойственную природу. Они образованы дайками и зонами сульфидной минерализации с эффективной намагниченностью I_n — около $100 \cdot 10^{-5}$ СГС. Судя по увеличению намагниченности до $200 \cdot 10^{-5}$ СГС, идентичные аномалии Анюйской ветви мезозойд фиксируют преимущественно дайковые образования.

Определения по магнитным аномалиям глубин нижних ограничений намагниченных масс сделаны примерно в 100 случаях. Результаты статистической обработки позволили высказать некоторые суждения о максимальной глубине распространения магнитных тел и оценить примерную температуру вещества земной коры на этих глубинах. Интерпретация магнитных аномалий с целью определения глубин каждого нижнего ограничения намагниченных масс выполнялась методами одного из авторов [16]. Максимальные значения этих глубин составляют около 25 км. Такие величины получены в Корякско-Камчатской складчатой области и в пределах Омолонского массива. Они могут указывать как на структурные границы типа границы Мохоровичича или Конрада, так и на положение температурной поверхности точки Кюри.

На полигоне распределения глубин ζ_2 нижних ограничений намагни-

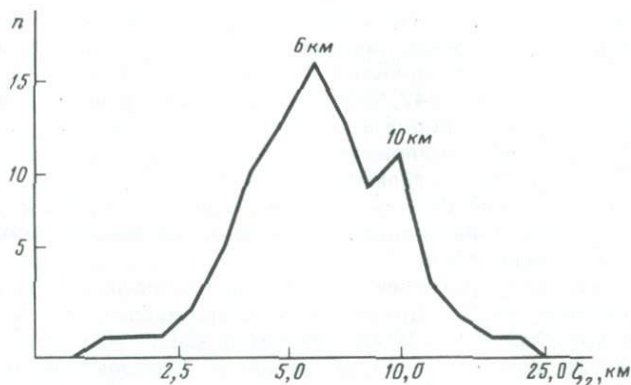


Рис. 21. Полигон глубин нижних ограничений намагниченных масс Северо-Востока СССР

ξ_2 — глубина, n — число случаев

ченных масс Северо-Востока СССР (рис. 21), построенном в основном по материалам интерпретации магнитных аномалий в юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области, главная мода соответствует глубине 6 км и вспомогательная 10 км. Большинство проинтерпретированных аномалий тяготеет к периферии мезозойских гранитных массивов как вскрытых, так и не вскрытых процессами эрозии, а также к некоторым глубинным разломам. Возможно и структурное и физическое истолкование этих данных. Известно [9], что к указанному интервалу глубин тяготеют нижние ограничения указанных гранитных массивов, и тогда количественная интерпретация магнитных аномалий вблизи гранитных тел лишь подтверждает справедливость этого вывода, сделанного главным образом по результатам гравиметрических исследований. Но, с другой стороны, практическое отсутствие глубин нижних ограничений, превышающих 10–12 км, фиксируемых вспомогательной модой 10 км, резонно объяснить существованием на этой средней глубине температур, близких к температуре точки Кюри. Если намагниченность аномальных объектов связана с магнетитом и гематитом, то на глубине около 10 км температура должна быть 580–675°С (точка Кюри для магнетита и гематита), а геотермический градиент — 58–68°С/км (т.е. вдвое превышающий нормальный температурный градиент). Если намагниченность связана с пирротинном, то температура на глубине 10 км составит 300°С, а температурный градиент будет равен нормальному 30°С/км. Следствием первого предположения является возникновение условий образования гранитной магмы на этих глубинах, продолжающееся формирование существующих ныне гранитных тел и наличие на этих глубинах вещества в пластическом состоянии. Из второго предположения следует, что намагниченность тел обусловлена пирротинном.

Наиболее известными опубликованными работами, в которых содержатся сведения об удельном электрическом сопротивлении горных пород в естественном залегании, являются работы В.С. Якупова [66], В.А. Кириллова [33], Л.В. Сюзюмова [42]. Электроразведочные работы выполнялись на значительных площадях Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области. Объект исследования — первые сотни метров геологического разреза. Работы сосредоточивались в районах долин и низ-

менностей, заполненных рыхлыми отложениями. Для рыхлых отложений подавляющая масса данных получена при интерпретации кривых ВЭЗ на участках с известной мощностью наносов в предположении геоэлектрического разреза типа К [42, 66]. Определялись удельные электрические сопротивления горных пород в зимнее и летнее время — в мерзлом и талом состоянии. В.С. Якуповым изучалась в основном электропроводность мерзлых пород, удельное электрическое сопротивление которых он рассматривает как функцию распределения, зависящую от "литологического состава, типа криогенной текстуры, влажности, минерализации влаги и температуры" [66].

Электрические сопротивления горных пород северо-востока Азии представлены в табл. 20. Для докембрийских кристаллических пород ρ изменяется в пределах 1500—10000 Ом * м и выше. Наибольших значений электрическое сопротивление достигает в карбонатных и гнейсовых толщах. На территории Якутии докембрийские метаморфические породы характеризуются сопротивлениями в 5000—10000 Ом * м.

Известняки, доломиты, песчаники и алевролиты нижне-, средне-палеозойского возраста в складчатых областях северо-востока Азии также имеют высокое сопротивление — до 5000 Ом * м и более (по данным электроразведки методом ВЭЗ и по данным МТЗ). Электрическое сопротивление толщи песчано-глинистых пород мезозойского и верхнепалеозойского возраста изменяется от первых десятков до 4000 Ом * м. Наиболее высокие значения ρ отмечаются у плотных песчаников и углей, наименьшие величины — у глин и водоносных песчаников. Несмотря на широкий диапазон изменений ρ отдельных литологических разностей, среднее электрическое сопротивление всей песчано-глинистой толщи повсеместно выдерживается в пределах 100—1500 Ом * м [42].

Основной объем определений удельных сопротивлений мерзлых и талых глинистых, песчано-глинистых сланцев, аргиллитов и песчаников выполнен в структурах мезозой и относится к породам верхоянского комплекса. Отложения последнего по электрическим сопротивлениям можно подразделить на два горизонта. Нижний, мощностью в первые километры, отмечается как низкоомный ($\rho = 30\text{--}150$ Ом * м). Верхний горизонт может быть охарактеризован как высокоомный с сопротивлениями свыше 1000 Ом * м. Этот горизонт объединяет толщу многолетнемерзлых пород, мощность которой достигает 300—400 м. В зависимости от наличия и переслаивания различных песчано-сланцевых и глинистых пород происходят скачки электрического сопротивления. По мнению В.С. Якупова, коэффициент изменчивости удельного сопротивления глинистых сланцев при промерзании уменьшается, а удельное сопротивление их возрастает в среднем в 6, 7 раз.

Иногда диапазоны изменения ρ мерзлых и талых глинистых сланцев перекрываются. Медианные значения ρ глинистых и песчано-глинистых сланцев в талом и мерзлом состоянии равны соответственно 140—250 и 910—2000 Ом * м (см. табл. 20). Удельное электрическое сопротивление переслаивающихся сланцев и песчаников убывает по мере увеличения глинистости. Метаморфизованные песчано-сланцевые породы отличаются от неизменных более высоким ρ . Выделяются две группы модальных значений ρ : первая — 2500—3000 и вторая — около 5000 Ом * м [66]. В первой группе преобладают сланцы, во второй — песчано-сланцевые породы.

Удельное электрическое сопротивление ρ эффузивных пород изменяется в довольно широком диапазоне. Более высокие значения ρ отно-

Таблица 20

Удельные электрические сопротивления горных пород северо-востока Азии (в мерзлом и талом состоянии)

Наименования породы (авторы исследований)	Возраст	ρ Ом·м		
		min	max	ср
1	2	3	4	5

Осадочно-метаморфические*Вост. Чукотка*

1. Гнейсы, кристаллические сланцы с прослоями кварцитов и известняков (В.А. Кириллов) $\rho_{см}$ 1500 3000* <100

Приколымское поднятие

2. Кристаллические сланцы ρ_t 600 9000* 3000*
 Порфириды 800 2200* 1500*
 Кварциты, кварцито-песчаники 3000 5000— 5000*
 7000*
 Известняки 1000 3500* 2200*
 Конгломераты (Е.Е. Лумпов, И.А. Бьков) 5000 12000* 9000*

Прибрежно-континентальные зоны северо-востока Азии

3. Сланцы с прослоями песчаников и алевролитов D 800 2000*
 Метаморфизованные известняки C 600 1500*
 50 270
 Песчано-сланцевые породы, $J-K$ 400 800*
 100 500
 Метаморфические известняки с прослоями углистых сланцев K_1 1000 2000*
 500 1000 (В.А. Кириллов)

Северо-восток Азии (обобщенные данные)

4. Глинистые сланцы Mz 910*
 140
 Песчано-глинистые сланцы 12000*
 Песчано-сланцевые породы 2000*
 250
 Песчаники (В.С. Якупов) 4010*
 410

Эффузивные*Мыс Неймана*

5. Липариты (Н.В. Поздеев) Mz 1000 1200
 Андезит-базальты (В.А. Кириллов) K_1 200 500

р. Анюй

- Диабазы (Д.М. Печерский) 4000*

Авековская и Кытымская свиты

- Эффузивно-осадочные (В.А. Кириллов) F 250 500*
 25 70

Таблица 20 (окончание)

1	2	3	4	5
<i>Верховье р. Янранай</i>				
Эффузивно-туфовые (З.М. Шаф- рост)	Р	150	540**	
<i>р. Афонькина</i>				
Лавы и туфолавы среднего и кис- лого состава, аргиллиты, алевро- литы (Э.А. Мягкова)	?	700	1000**	
Базальты, андезиты (Л.В. Сюзю- мов)	?	200	500*	
		200	400	
Интрузивные				
6. Гранитоиды "охотского" типа,	Mz			1950*
Гранитоиды "омсукчанского" и				5040*
"колымского" типов (В.С. Якувов)				1030*
Граниты (Д.М. Печерский)				2000*
Граниты		1200	6000*	
		600	1200	
Гранодиориты (В.А. Кириллов)		3000	5000*	
		1200	3000	
Гранитоиды неразделенные		1000	1200*	
(Л.В. Сюзюмов)		600	1200	
Диориты кварцевые (В.А. Ки- риллов)	K ₂	1200	2500*	
		200	500	
<i>Бассейны рек Колымы, Омолона, Б. и М. Анюй</i>				
Габбро пироксеновые к/з	Mz	600	700*	
Габбро пироксеновые с/з		1200	1500*	
Габбро оливиновые		700	1000*	
Микрогаббро		1500	3000*	
Габбро-перидотиты				2000*
Серпентиниты перидотиты		4000	5000*	
(Д.М. Печерский)				
Габбро-диабазы	?	10000	23000**	16000**
Дуниты и перидотиты (В.А. Цы- ганкова)	?	900	1500*	1200
Диабазы, габбро				
Перидотиты (Л.В. Сюзюмов)	?	700	5000*	

* Мерзлые породы.

** Малочисленные замеры мерзлых пород.

сятся к метаморфизованным и измененным, более древним, эффузивным породам [66], среднее значение ρ для таких пород в мерзлом состоянии составляет 3240, в талом (3 определения) — порядка 1000—1700 Ом·м. Базальты, андезито-базальты, дациты и липарито-дациты в мерзлом состоянии имеют ρ порядка 200—1200, в талом — до 500 Ом·м. Вулканогенно-осадочные породы характеризуются неоднородным распределением удельного сопротивления. Удельное сопротивление в интервале

140—560 Ом · м характерно для пород, где преобладают эффузивы, а породы с преобладанием тонкозернистых разностей туфогенных и осадочных отложений характеризуются более высоким, свыше 1000 Ом · м, удельным электрическим сопротивлением [66]. По данным МТЗ, во внешней зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса переслаивающиеся толщи вулканогенно-осадочных образований отмечаются ρ порядка 100—1500 Ом · м, а неоген-четвертичные образования в районе Челомджинской впадины — 5—30 Ом · м (по А.Е. Максимову, 1981). Следует отметить, что для геоэлектрической характеристики эффузивных пород (по сравнению с другими породами) замеров было меньше.

Удельное электрическое сопротивление интрузивных пород в естественных условиях залегания весьма неоднородно и зависит от ряда факторов. Кроме сезонных изменений влажности, на поведение ρ существенно влияет различный петрографический состав и разная степень трещиноватости массивов. Большое влияние оказывают также присутствующие в интрузивных породах минералы с электронной проводимостью — магнетит, сульфидные минералы. По удельному электрическому сопротивлению, так же как и по другим физическим параметрам, отчетливо выделяются гранитоиды охотского типа (до 3000 Ом · м) и гранитоиды колымского и омсукчанского типов (3000—6000 Ом · м). Медианные значения для мерзлых гранитоидов равны 1950 и 5040 Ом · м соответственно для охотских и колымских [66]. Граниты, гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры, в состав которых входят плохо проводящие минералы (кварц и биотит), имеют более высокое сопротивление, чем габбро, включающие минералы с несколько меньшим сопротивлением (пироксены, полевые шпаты). Наиболее низкими значениями ρ отличаются пироксеновые крупнозернистые габбро. Серпентинизированные перидотиты и габбро, где магнетит присутствует в виде прожилок и ксеноморфных выделений, характеризуются сравнительно низким сопротивлением, хотя по существу эти породы относятся к высокоомным. В гранитоидах магнетит имеется в виде изолированных зерен и не оказывает влияния на их электропроводимость.

Удельное электрическое сопротивление гранитоидов охотского типа при температуре выше 0° относительно велико — до 750—1500 Ом · м [66]. Дайки изверженных пород в мерзлом состоянии высокоомны (порядка десятка тысяч Ом · м). Зоны дробления имеют обычно более низкое ρ , чем вмещающие породы, оно не превышает первые сотни Ом · м. К относительно низкоомным относятся также интрузивные породы, вмещающие рудные тела, обогащенные сульфидами и подвергшиеся процессам окисления. Изучение физических свойств на участках оруденений, которое проводилось А.А. Ворошиловым, Г.М. Нищанским (1976) и Б.Б. Шатовым (1973—1975), показало, что рудовмещающие зоны характеризуются повышенной эффективной пористостью (около 6% и выше), пониженной плотностью ($\Delta\sigma = 0,08 \pm 0,124 \text{ г/см}^3$) и повышенным почти в три раза удельным электрическим сопротивлением. Контрастность проявления плотности и электрических свойств дает возможность выделить и проследить рудовмещающие структуры.

Изучение электропроводности глубинных слоев земной коры и верхней мантии выполнялось с помощью магнитно-теллурического зондирования (МТЗ) и профилирования (МТП). В 1965—1966 гг. исследования проводились по профилю пос. Марины Расковой — г. Сусуман — пос. Буркандья в пределах верхоянского терригенного комплекса [37]. В результате этих работ получен четырехслойный геоэлектрический раз-

рез во всех точках профиля. Первый слой — сравнительно низкого сопротивления (ρ_1 меняется от 20 до 800 Ом · м), отражает строение и мощность верхоянского комплекса. Второй слой — высокоомный ($\rho_2 = 2000-20000$ Ом · м), соответствует предположительно карбонатным толщам палеозойского возраста. Третий слой — низкоомный ($\rho_3 = 5-100$ Ом · м), возможно соответствует рифейским отложениям. Четвертый слой, связанный с кристаллическим фундаментом, — высокоомный ($\rho_4 \rightarrow \infty$). Отмечается значительная дифференциация электрических сопротивлений не только по вертикали, но и по горизонтали, что связано со сменой фациального состава отложений.

Ввиду несовершенства применяемой в то время методики обработки МТЗ и МТП приведенные результаты (геоэлектрический разрез, электрическое сопротивление) следует рассматривать как весьма приближенные.

Исследования методом МТЗ последних лет проинтерпретированы по более совершенной методике. По данным А.Е. Максимова, в долине р. Седедема вблизи Алазейского плоскогорья геоэлектрический разрез земной коры двуслойный; причем верхний слой весьма маломощен. Суммарное сопротивление этих двух верхних слоев (мощность 40–50 км) составляет 600–1400 Ом · м.

Геоэлектрический разрез принципиально подтверждает плотностной разрез земной коры по гравиметрическим данным (см. разд. 5): постепенное нарастание плотности пород от подходящих почти к поверхности средне- и верхнепалеозойских отложений (2,66–2,75) до нижнепалеозойских — рифейских метаморфизованных пород в фаши глаукофансланцевого и зеленосланцевого метаморфизма (от 8 до 20 км с плотностью $\sigma = 2,90-3,0$), занимающего в разрезе место "базальтового слоя, и пород "базит-гипербазитового" слоя (20–40 км, $\sigma = 3,0-3,2$), где на глубинах 40–80 км происходит постепенное уменьшение, а на глубинах 80–120 км резкое падение сопротивления.

На магаданском участке Охотско-Чукотского вулканогенного пояса выделяются два типа разреза: восточный, характеризующийся высоким сопротивлением и более простой структурой, и западный, которому свойственны более низкие сопротивления и более сложная структура разреза.

МТЗ восточного участка проведено в зоне Челомджа — Ямского разлома [9] — в пределах Малканской впадины (в интервале глубин от поверхности до 60–70 км, сопротивление $\rho \approx 500-600$ Ом · м), а также к северо-западу (до 120–130 км — $\rho \approx 5000-6000$ Ом · м) и к югу от нее (до 90 км — $\rho = 1500-2000$ Ом · м).

МТЗ в пределах Средне-Кавинской впадины (западный участок) дает пятислойный геоэлектрический разрез, число выделяемых горизонтальных границ раздела и глубины до них совпадают с границами плотностного разреза (см. рис. 18).

До глубины 3 км сопротивление толщи кайнозойских отложений составляет $\rho_1 = 5$ Ом · м; на плотностном разрезе граница раздела проходит на глубине около 2 км и плотность по результатам измерений керна скважин достигает 2,20 г/см³. В интервале глубин 3–9 км сопротивление выражено первыми сотнями Ом; по гравиметрическим данным в интервале 2–8 км $\sigma = 2,60-2,67$; здесь предполагаются средне-, верхнемезозойские осадочные или эффузивно-осадочные образования. На глубинах 9–15 км располагаются предположительно палеозойские и нижнемезозойские метаморфизованные осадочные и эффузивные обра-

зования с $\rho \approx 10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ и $\sigma = 2,66\text{--}2,90$. На этих глубинах возможна генерация гранитной магмы (см. разд. 3, гл. 2) и образование "гранитного" и "базальтового" слоев. На глубине 22 км по гравиметрическим данным выделяется граница "М", ниже которой $\sigma = 3,2$; по данным МТЗ $\rho = 150\text{--}200 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ до глубин 45–50 км, где затем быстро уменьшается до первых $\text{Ом} \cdot \text{м}$.

По мере развития и проведения сейсморазведочных работ на Северо-Востоке СССР специалисты изучали скоростную характеристику пород. Недостаточный охват территории сейсморазведкой позволяет получить лишь общие представления о скоростной характеристике разреза.

Для изучения скоростного разреза использовались скважинные измерения и результаты обработки годографов отраженных, преломленных и прямых волн [42]. Скоростная характеристика кристаллических пород в настоящее время изучена относительно слабо. По имеющимся материалам (табл. 21) граничная скорость (V_r) распространения упругих волн в породах фундамента характеризуется величинами 5000–6000 м/с. Для докембрийских пород повышенными значениями граничных скоростей обладают ортосланцы, доломиты, известняки, кварциты и кварцито-песчаники. Средняя скорость для пород верхоянского комплекса по данным ГСЗ равна в среднем 5300 м/с, по данным сейсмопрофилирования и КМПВ — 4200–5200 м/с, по замерам на образцах — 4000–4500 м/с. Пониженные значения скоростей относятся к терригенным, а повышенные — карбонатным образованиям.

Средняя скорость упругих волн в рыхлых третичных и четвертичных отложениях изменяется от 1750 до 2000 м/с у талых и от 3000 до 4600 м/с у мерзлых [42].

Наиболее полно изучена скоростная характеристика пород в пределах Анадырской и Хатырской впадин, где пробурено большое число скважин. Так, на территории Анадырской впадины скорость распространения отраженных волн получена по данным сейсмокаротажа, скоростных зондирований и по годографам МОВ. Пластовые скорости для всего комплекса отложений возрастают с глубиной. Общее увеличение пластовой скорости от подошвы многолетнемерзлых пород до кровли нижнемеловых туфогенно-осадочных достигает 1500 м/с. Изменение пластовой скорости с глубиной характеризуется уменьшением вертикального градиента. Наиболее резкий скачок скорости происходит в неогене, на глубине 1600–1800 м (Д.Д. Миронюк, Р.А. Вахрушкин, Р.А. Миронюк, А.А. Шахмеликян, 1977). Вертикальный градиент скорости с глубиной уменьшается. Скачки плотностей и скоростей наблюдаются на границах литолого-стратиграфических комплексов, резко отличных по условиям образования (мел—кайнозой). Уменьшение пористости на 1% соответствует увеличению плотности на $0,08 \text{ г/см}^3$ и пластовой скорости на 150 м/с, а увеличение плотности на $0,1 \text{ г/см}^3$ ведет к ее возрастанию на 500 м/с.

В западной части Хатырской впадины по скважине глубиной свыше 3000 м выполнен литолого-скоростной и плотностной разрез (Г.Г. Романенко, Г.Г. Войков, И.П. Котова, 1978). Отложения здесь представлены в основном ионайской свитой (алевролиты, аргиллиты с прослоями песчаников), средняя плотность которой $2,45 \text{ г/см}^3$ с перепадом плотностей на границах подвпит в $0,09\text{--}0,12 \text{ г/см}^3$. Пластовая скорость здесь в основном постоянна — 3000–3200 м/с, увеличивается вниз по разрезу до 3950 м/с. В песчано-глинистой толще выделяется несколько преломляющих горизонтов с разными скоростями. Преломляющий горизонт с пластовыми скоростями 3100–4300 м/с приурочен к границе двух

Таблица 21
Упругие свойства горных пород (в естественном залегании)

Образования, породы, свиты (авторы исследований)	Возраст	Метод исследований	Скорости распространения упругих волн (м/с)		
			V_T (граничные)	V_P (продольные)	$V_{пл}$ (пластовые)
1	2	3	4	5	6
<i>Приколымское поднятие (Столбовской блок)</i>					
Доломиты	Pt	Сейсмопрофилирование	5400–5600		
Сланцы серицит-хлоритовые			3900–4300		
Сланцы известковые			5100–5800		
Сланцы метаморфические			5400–5900		
Известняки			3800–4000		
Кварцито-песчаники, кварциты			5000–5600		
Порфиroidы (Е.Е. Лумпов, И.А. Быков – 1967)			4400–4600		
<i>Шаманихо-Столбовской блок</i>					
Метаморфические сланцы, ортосланцы	Pt ₂	КМПВ, сейсмоскоп ИПА-59	5400–5900	3900–4800	
Филлиты, серицит-хлоритовые сланцы			3500–4800	3200	
Кварциты, кварцито-песчаники			4900–5400	3400–4200	
Порфиroidы			4900–5400	3800	
Амфиболиты			4900–5100	3800	
Известняки			5400–6200 до 7200	3700–4200	
Доломиты (Э.П. Губанов, И.А. Быков, А.Н. Кирсанов, Л.Г. Шпилько – 1968)			5400–5600	3700–4200	
<i>Бассейн р. Мылги</i>					
Конгломераты	J ₂		4000–4600	4200	
Глинистые сланцы				2000–3000	
Рыхлые талье					
Рыхлые мерзлые			3500–4200		
Осадочные породы:					
нормальные		КМПВ	4000–4600		
метаморфизованные (Г.Ф. Чулков, Е.М. Анисимов – 1965)			4600–5200		
Изверженные породы	T – J		>5200		
Зоны разломов коренных пород (Г.Ф. Чулков, Е.М. Анисимов – 1974)			<4000		
<i>Чаунская низменность</i>					
Осадочные	J	КМПВ		4600–5200	
Осадочные	K			4000–4600	
Породы в зонах тектонических нарушений (А.В. Корниенко, И.П. Котова, А.Р. Неделев – 1968)				3900–4100	
<i>Район массива Оханджа</i>					
Интрузивные			5200–6300		
Осадочные (С.П. Мазепин, С.Б. Денисов, А.Г. Растворов – 1964)	J–K		4300–5000		
<i>Район оз. Малык-Сиена</i>					
Осадочные в погребенной долине (С.П. Мазепин – 1965)			4800–5000		
<i>Бассейн р. Конго</i>					
Аллювиальные мерзлые				3500–4100	
Ледниковые				4400–4600	
Коренные (В.В. Антонов, И.А. Быков, Н.Г. Гаврши – 1966)			4100–5500		4000–4600
<i>Зап. часть Хатырской впадины</i>					
Ионайская свита:					
верхи	P–N	МОВ, сейсмокаротаж			3000–3200
низы (Г.Л. Романенко, Г.Г. Войков, И.П. Котова – 1978)					3950
<i>Анадырская впадина</i>					
Вскрытая мощность пород:					
до 194 м	Q	Сейсмокаротаж,			2500–3500
до 473 м	плиоцен	Скоростное зондирование, опробованы 11 скважин, МОВ			1950–2250

1	2	3	4	5	6
Свиты:					
Озернинская до 644 м					2150–2449
Елисейевская до 222 м					2850–3290
Автаткульская до 295 м					2850–3290
до 272 м	Средний миоцен				2850–3846
до 480 м	Нижний миоцен				3200–4043
до 1182 м	Р				3200–3733
Максимальное вскрытие (Д.Д. Миронюк, Р.А. Вахрушкин, Н.П. Миронюк, А.А. Шахмеликян – 1977)	К ₁				4600–5200
		<i>Бассейн р. Б. Мальдяк</i>			
Рыхлые	Q	КМПВ	4500–5000		
Коренные (О.Б. Тарасов – 1967)			4800–5000		
		<i>Талонская впадина</i>			
Рыхлые (О.Б. Тарасов – 1967)			4600–5000		
		<i>Район оз. Джека Лондона</i>			
Аллювиальные мерзлые	Q	КМПВ (опытно-методические работы)		3600–3700	
Ледниковые мерзлые (Ф.Г. Заединов, Е.М. Анисимов, 1962, Г.Ф. Чулков, 1963)				3900-4250	
		<i>Междуречье Малык-Сиены и Берелеха</i>			
Коренные					4600–5000
Конгломераты (под ледниковыми отложениями)	Q	Сейсмокаротаж 6 скважин до 80 м	4400–4600		
Данные по скважинам (М.М. Кайдаш, Е.М. Анисимов, Г.Ф. Чулков – 1963)					3100–4000
					3600–3900
		<i>Междуречье Берелех – Бурканди</i>			
Рыхлые (Талонская впадина)	К ₂	КМПВ	4600–5000		
Коренные песчано-глинистые (О.Б. Тарасов, А.Г. Растворов – 1968)	Q		>5000		

систем — палеоген—неоген. Отмечаются также плотностные и скоростные границы между подсвитами неогенового и палеогенового возрастов.

Таким образом, по упругим свойствам осадочные и осадочно-метаморфические породы разделяются на три толщи:

- а) многолетнемерзлых (в основном рыхлых) пород;
- б) песчано-глинистую;
- в) карбонатно-галогенную.

Толща многолетнемерзлых пород, залегающая в верхней части разреза региона, включает в себя четвертичные и более древние образования, в разных районах состоящие из различных пород. Ее мощность непостоянна и изменяется от 0 до 400 м. Скорость распространения продольных упругих волн в этой толще зависит от вещественного состава пород и колеблется в широких пределах — от 3000 до 4600 м/с. При этом уменьшение скорости распространения сейсмических волн характерно для плотных мерзлых глин, увеличение — для песчаников, насыщенных влагой и сцементированных льдом. Таликовые зоны, приуроченные к долинам непромерзающих рек и озер, характеризуются пониженной скоростью распространения упругих волн. Таликовые зоны наиболее неблагоприятны для возбуждения упругих волн и их прохождения.

Песчано-глинистая толща, мощность которой на Северо-Востоке Азии значительна, представлена породами кайнозойского, мезозойского и палеозойского возрастов. Пластовая скорость этой толщи — 2200—5200 м/с. Увеличение скорости происходит с ростом плотности отложений. Карбонатные породы достигают самых высоких значений скорости упругих волн (свыше 7000 м/с). Плотность глубинных образований Северо-Востока Азии рассматривается в разделе 5.

По данным удельного электрического сопротивления и по упругим характеристикам можно отметить основные маркирующие горизонты в верхней части геологического разреза Северо-Востока Азии:

- а) кровля юры — раздел плотности и упругих свойств;
- б) подошва верхоянского комплекса — раздел плотности и упругих свойств;
- в) кровля карбонатных отложений кембрия — в районах развития нижнепалеозойских отложений — опорный высокоомный электрический горизонт и преломляющая поверхность;
- г) поверхность кристаллического фундамента — раздел плотности, преломляющая поверхность, опорный электрический горизонт.

3. ПЕТРОФИЗИКА, ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОГО МАГМАТИЗМА И ТЕКТониКИ

Петрофизические исследования на основе интерпретации геофизических наблюдений входят в общую систему геологической интерпретации данных геофизики. Информацию о физических свойствах поверхностных и глубинных образований получают одновременно с пространственными характеристиками аномальных тел. Комплексный анализ результатов интерпретации на базе тщательного изучения плотности, намагниченности, скорости распространения сейсмических волн, электрического удельного сопротивления и других физических параметров образцов горных пород (гл. 1 и разд. 1, 2 гл. 2) позволяют сделать выводы о форме и размерах петрофизических неоднородностей, об их структурной позиции, о соотношениях с физическими полями, о петрографической природе, о тектономагматических условиях их образования и т.д. В то

же время велико обратное влияние, оказываемое решением региональных петрофизических задач на существующие представления о тектонике и магматизме северо-востока Азии.

Все это мы постарались показать в данном разделе работы. При этом объектом наших исследований явились магматические образования на глубинах до 7–10 км, т.е. такие, которые в зависимости от РТ-условий еще существенно не меняют свои физические свойства в противоположность более глубоким.

Эффузивные образования. Данные геофизических исследований позволяют пока осветить вопрос о морфологии эффузивных залежей преимущественно кислого липаритового состава, ранее относимых к эффузивам звенской серии. По представлениям И.М. Сперанской [51–53], основную часть (по объему) эффузивных кислых пород на северном побережье Охотского моря образуют игнимбриды. Е.К. Устиев и И.М. Сперанская [53, 57, 58] связывают образование игнимбридов этой части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса с формированием на небольшой глубине интрузий гранитоидов. Толщи игнимбридов заполняют депрессию, возникшую в результате опускания кровли формирующихся близ поверхности гранитов.

Как показывают гравиметрические исследования, игнимбриды фиксируются отрицательными аномалиями силы тяжести. Они располагаются в грабенообразных депрессиях (см. рис. 15). Мощность выполняющих депрессию толщ составляет в среднем около 2 км. Определенная по результатам интерпретации гравиметрических данных, она превосходит мощность игнимбридов (по И.М. Сперанской) в 2–3 раза. Подобное расхождение в оценке мощности игнимбридов, если это не результат погрешностей геологических наблюдений, может быть связано с наличием на глубине малоплотных субинтрузивных липаритов (или субвулканических гранитов). Очевидно, гравиметрия дает суммарную мощность игнимбридов и субинтрузивных липаритов. Можно предположить другой вариант интерпретации отрицательных аномалий силы тяжести над игнимбридами. В этом варианте истинная мощность игнимбридов в 2–3 раза превосходит величину, определенную геологическими методами. Плотность эффузивно-осадочных толщ по результатам интерпретации варьирует от 2,46 до 2,55 и более (см. табл. 17).

Образование толщ игнимбридов связывается с извержениями центрального типа вблизи гранитных куполов, расположенных среди эффузивов. Существование куполов устанавливается геологами и находит подтверждение в геофизических данных, например, на профиле пос. Черное озеро – курорт Талая [12]. Выходящие на поверхность породы представляют липариты, под которыми на глубине лежат граниты. Характер соотношения липаритов–гранитов не установлен. Нижняя кромка гранитоидов располагается на глубине 8–10 км.

Этот случай не единственный. В западном борту Балыгычано-Сугойской впадины под липаритами установлены граниты. Граница между липаритами и гранитами выражена очень резко.

Рассмотренные поля игнимбридов находятся в зонах разломов и в приразломных зонах, например вблизи Арmano-Детринского субмеридионального древнего шва (игнимбриды междуречья Армани и Хасына), Колымо-Алеутский палеозойской (?) дуговой зоны [9] (Верхне-Тальский магматический комплекс) и т.д.

Верхнемезозойские граниты. В пределах Верхояно-Чукотской складчатой области граниты образуют громадные пояса,

которые, как полагают, фиксируют положение глубинных разломов. Комплекс геофизических исследований гранитоидных интрузий Верхояно-Чукотской складчатой области включал в себя методы ВЭЗ, гравиметрии, наземной магнитометрии, аэромагнитной съемки и, что особенно важно, ГСЗ.

В магнитном поле почти все гранитные массивы Яно-Колымской складчатой зоны проявляют себя как немагнитные. В качестве примера можно привести Бохалчинский массив (см. рис. 14), сложенный гранитами второй петрофизической группы (разд. 2 гл. 1). В поле силы тяжести гранитные интрузии выделяются отрицательными аномалиями силы тяжести в редукции Буге: гранитные тела имеют небольшую, но выдержанную по величине дефектную плотность относительно вмещающих пород верхоянского комплекса (Ю.Я. Вашилов, 1960, М.М. Блажиев, 1961, Р.Х. Ахамадиев, 1962).

В зонах коровых глубинных разломов северо-востока Азии граниты осложняют аномалии типа гравитационной ступени относительной отрицательной аномалией симметричной формы. Отрицательная аномалия обычно смещена от областей максимальных горизонтальных градиентов в сторону низких значений силы тяжести гравитационной ступени. В большинстве случаев осложняющие отрицательные аномалии вызываются гранитоидными телами, образующими цепочки длиной до нескольких сот и шириной до десятков километров (иногда отрицательные аномалии вызываются эффузивно-осадочными породами с преобладанием среди эффузивов кислых разновидностей).

Геофизические исследования в Яно-Колымской складчатой зоне выявили и подтвердили установленные ранее некоторые морфологические особенности гранитных интрузий и особенности их тектонического положения.

Расчетом нижних кромок магнитных (на контакте и в пределах самого гранитного массива) и главным образом возмущающих поле силы тяжести масс определены максимальные глубины распространения гранитных тел. Оказывается, что тела "колымских" верхнемезозойских гранитов уходят на глубину в среднем 5–7 и не глубже 10 км; "омсукчанских" и "чукотских" (в районах центральной Чукотки) — 3–5 км [12].

Нижние границы "колымских" и "омсукчанских" гранитных тел в юго-восточной части Яно-Колымской складчатой зоны закономерно тяготеют к подошве отложений верхоянского терригенного комплекса. Эта установленная ранее эмпирическая закономерность находит свое подтверждение в свете новых факторов и данных. Результаты определения глубин нижних кромок гранитоидов интерпретацией отрицательных аномалий Δg_a и аномалий ΔZ_a на контактах с гранитными массивами сопоставлялись с величинами глубин основания отложения верхоянского комплекса по данным ГСЗ (верховья р. Мякита, водораздел рек Гербы и Среднекана), по итогам интерпретации аномалий силы тяжести типа гравитационной ступени (верховья р. Мякита, водораздел р. Гербы и Среднекана, в долине Чай-Юрья, близ устья р. Детрина и т.д.) и по геологическим данным (в пределах Аян-Уряхского антиклинория, район Вилигинского массива и т.д.). Рассчитанные таким образом величины отличались друг от друга в среднем на 15–20%, т.е. в пределах погрешности интерпретации.

На Чукотке, в междуречье Куэкувня и Рывееа, нижнее ограничение меловых гранитных массивов совпадает либо с подошвой триасовых отложений, либо с границей внутри слабодислоцированных палеозойских

отложений или с их основанием. Заметим, что максимальная мощность юры и триаса по геологическим данным соответствует на Чукотке около 5 км, причем во многих местах не наблюдаются значительные несогласия триаса с подстилающей толщей; палеозойские породы образованы преимущественно песчаниками, сланцами и другими терригенными породами, которые по своей плотности (2,66) почти не отличаются от триасовых — юрских отложений (2,65).

Возможность расположения нижних ограничений гранитоидов ниже границы мезозой—палеозой подтверждается также случаями выхода меловых гранитоидов среди палеозойских отложений, обычно слабометаморфизованных. Один из этих случаев (Алярмаутское поднятие западной Чукотки) освещен в работах М.Л. Гельмана [21, 22].

Интерпретация аномалий ΔT_a над Наяхан-Коркодонской грядой массивов дает глубины нижних ограничений намагниченного тела 5—0 км, которые, вероятно, совпадают с подошвой нижне-, среднемезозойских терригенных отложений.

По форме “колымские” и “чукотские” гранитные массивы представляют собой тела типа блоков и пластин с квазивертикальными боковыми границами. Например, гранитный массив Анначаг в месте пересечения его профилем гравиметрической съемки по рекам Л. Сухахы — Тызллах имеет ширину около 30 км, мощность — около 7,5 км и большую по сравнению с шириной длину (десятки и даже сотни километров) (см. рис. 15).

Большинство гранитных массивов мезозойского возраста располагается в районах, которые испытали максимальное погружение в перми и нижнем — среднем мезозое, но приурочены обычно в пределах этих обширных областей опускания к антиклинальным структурным элементам более высокого порядка. Таковы, например, граниты в ядре Чьорго-Оханджинской, Колымской, Тенькинской и других антиклиналей.

Эту специфику тектонического положения гранитов Удовлетворительно объясняет палингенная магматическая гипотеза их происхождения. Общее погружение территории Яно-Колымской и Чукотской складчатых зон и захоронение допермских и домезозойских образований под мощной толщей мезозойских терригенных отложений привело к повышению температуры, давления, к возрастанию роли метаморфических процессов. В обстановке повышенного подтока тепла недр Земли по глубинным разломам (в результате переноса его конвективным путем — магмой и растворами), по-видимому, происходила селективная выплавка гранитной эвтектики, переплавка захороненных древних гранитных массивов и т.д. Этим решалась “проблема гранита” [45]. “Проблема места” решалась образованием антиклинальных форм структуры высокого порядка над гранитами и возникновением изоклиальной складчатости во вмещающих толщах.

Сказанное относительно “проблемы места” и “проблемы гранита” иллюстрируется следующими примерами. На рис. 15 изображен разрез Балыгычанского поднятия от р. Гербы на восток, сделанный на основании интерпретации гравиметрических данных.

В восточной части на глубинах 5—9,5 км расположен блок пород пониженной плотности. Поскольку он находится в пределах фундамента (вероятно, докембрийского) и имеет большие размеры, — а на Северо-Востоке СССР неизвестны случаи размещения мезозойских батолитоподобных гранитных тел в сильно метаморфизованном еще до интрузии основании, — весьма вероятно, что рассматриваемый блок образован

гранито-гнейсами (плотность 2,65) допермского возраста. Нижняя часть тела гранито-гнейсов находится на глубине регенерации гранитной магмы (9,0—9,5 км). Не исключено, что эти образования явились источниками гранитной магмы. По западному Средне-Буяндинскому разлому она проникла в залегающие выше терригенные породы, где образовала Средне-Буяндинский гранитный массив ($\sigma = 2,57-2,63$). В западной части разреза наблюдается его южное, не вскрытое процессами эрозии продолжение, предполагаемое по гравиметрическим данным.

Другой пример относится к случаю формирования антиклинальной структуры в результате внедрения гранитной магмы в терригенные отложения верхоянского комплекса. По данным З.В. Орловой, исследовавшей антиклиналь такого рода — Мякитскую (существование в ее ядре гранитной интрузии предполагается по гравиметрическим наблюдениям), в направлении к оси антиклинальной складки увеличивается количество грубых фаций и уменьшаются мощности отложений верхоянского комплекса.

Это указывает на возможность формирования гранитного массива и связанной с ним антиклинали в течение длительного промежутка времени (с T_2 по $I_3 - K$), когда граниты, находясь в критическом ("квази-пластическом") состоянии и являясь малоплотными образованиями, характеризовались устойчивой тенденцией к подъему. Она была различной на отдельных этапах развития, усиливаясь в периоды повышенного поступления тепла в момент максимального раскрытия разлома. Для многих "колымских" массивов таким временем были позднерурская и позднемерловская эпохи. В момент активизации гранитного вещества в корневых зонах гранитоидных тел движение консолидированной кровли гранита вверх приводило к образованию положительных форм типа горстов (Оротуканский, Паутовский) и сундучных складок (Мякитская).

Иногда выходы гранитов приурочены к отрицательным структурным формам (граниты Балыгычано-Сугойской впадины, Одонкурнского грабена). Возможен компенсационный генезис этих впадин, формирующихся по мере горизонтальной передислокации и движения вверх гранитной магмы.

Несомненна связь поясов и цепей гранитных интрузий с разломами [38, 39]. Разломы играют большую роль на всех этапах формирования гранитных тел. На ранних этапах эта роль выразилась в поступлении аномально большого количества тепла по разлому — своеобразному вертикальному тепловоду, что вызвало "активизацию" гранитной эвтектики и переплавку захороненных гранитоидов. Этот последний процесс привел в свою очередь, к возникновению разломов минимальной глубинности — "надгранитных".

В юго-восточной части Яно-Колымской складчатой зоны преобладают пояса и цепи гранитных интрузий северо-западного простирания, фиксирующие разломы такого же простирания. Многие массивы гранитов частично вскрыты процессами эрозии. Гравиметрическими и магнитными исследованиями установлены не вскрытые или слабо вскрытые их продолжения и даже отдельные массивы гранитоидов. Например, по характерному спокойному полю ΔT_a над массивом и окаймляющим положительным аномалиям вокруг него выделяется не вскрытая процессами эрозии гранитная интрузия по правобережью р. Берелех в среднем и верхнем ее течении (Б.А. Корнилов, А.С. Карпова).

Большая группа массивов гранитоидов имеет субмеридиональную, преимущественно северо-северо-западную ориентировку (Б. и М. Анна-

чаги и Тызллах, Средне-Буюндинский и его южное продолжение и др.), причем на геологических картах группы гранитных массивов можно объединить как в цепи северо-западного, так и субмеридионального простирания. Субмеридиональная ориентировка гранитных массивов и образуемых ими цепей того же простирания, по-видимому, отражает положение неоднородностей фундамента, давших начало гранитной магме (при палингенных представлениях о генезисе). Наиболее крупные тела гранитоидов тяготеют к узлам пересечения разломов. Например, в Яно-Колымской складчатой зоне — к узлам пересечения разломов северо-западной, субмеридиональной и субширотной ориентировки. В условиях максимальной проницаемости здесь внедрились наибольшие объемы гранитной магмы, образовавшие узел массивов Б. и М. Анначагов, Малых Порогов, Уаза-Ина и др.

Характерная черта тектонической позиции гранитоидов Яно-Колымской и Чукотской складчатых зон — интрузии в основном расположены в приразломной зоне, которой соответствуют пониженные значения аномалии силы тяжести типа гравитационной ступени. В Яно-Колымской складчатой зоне аномалиями такого типа отмечаются глубинные сбросы, и гранитные интрузии встречаются в опущенном по сбросу крыле. Разломы в бассейнах рек Куэзвунь и Рывеем на Чукотке относятся, вероятно, к разломам контактного типа, возможно, со слабо выраженным ступенчатым характером. С юга к контакту прилегают менее плотные породы палеозоя—докембрия (?).

Иногда гранитные интрузии располагаются непосредственно в зоне разлома типа глубинной макротрещины, крылья которого не испытали относительного вертикального перемещения. Пример — разлом, фиксируемый на поверхности Тенькинской антиклиналю.

Верхнемезозойские гранодиориты. Областью широкого развития гранодиоритов служит "приокеаническая" часть Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (зона развития гранитоидов "охотского" типа). Массивы "охотских" гранитоидов наряду с гранодиоритами сложены интрузиями гранитов, габбро, диоритов, имеющими второстепенное значение.

По морфологии и структурному положению массивы некоторых "охотских" гранитоидов, например Магаданский батолит (см. рис. 5), существенно отличаются от рассмотренных гранитов верховьев р. Колымы и Центральной Чукотки. По форме гранитоиды "охотского" типа близки к батолитам (в понимании Р. Дэли) и в разрезе земной коры занимают место "гранитного" слоя. "Гранитный" слой земной коры, так же как и "базальтовый", на значительной части территории юго-запада Охотско-Чукотского вулканогенного пояса является новообразованным (мелового возраста), возникшим в результате внедрения интрузий и ультраметаморфической переработки близповерхностных пород. Во многих местах указанной территории он выходит на поверхность.

Комплексная интерпретация геофизических данных по профилю пос. Атка — г. Магадан (ГСЗ, гравиметрия, магнитометрия) позволила установить резкий подъем кровли "базальта" с севера на юг в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Максимум подъема имеет место в 10 км к северу от Магадана в пределах Магаданского батолита, где кровля "базальта" зафиксирована на глубине в несколько километров (см. рис. 17). При этом между дневной поверхностью и "базальтовым" слоем расположены гранитоиды Магаданского батолита с площадью эрозионного среза в несколько тысяч квадратных километров.

В пользу представлений о батолитовой (в понимании Р. Дзэли) форме Магаданского массива свидетельствуют данные о повсеместном падении боковых контактов гранитоидов под вмещающие породы и отсутствие обратных соотношений (подвернутых боковых границ). Срез Магаданского батолита горизонтальной плоскостью на глубине в несколько километров дал бы, вероятно, картину основной интрузии в ядре массива гранодиоритов. По-видимому, земная кора приокеанической зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в результате переработки расплавами и растворами стала более основной по химическому составу.

Косвенно об этом говорят такие данные. В юго-западной части Омолонского остаточного докембрийского массива имеется меридионально вытянутая интрузия палеозойских гранитов. Она вскрыта процессами эрозии в среднем течении р. Коркодона (в низовьях рек Бургачан и Джугаджак). На юг от нее в пределах вулканического пояса протягивается (установленная по данным аэромагнитной съемки) меридиональная цепь меловых гранитоидов, которые обнажаются лишь в апикальных своих частях. Можно предположить, что палеозойская цепь гранитоидов до возникновения пояса протягивалась к югу, а меловые гранодиориты возникли за счет ее переплавки. Состав меловой интрузии более "основной" по сравнению с составом исходных палеозойских гранитов.

Г и п е р б а з и т ы. В пределах Корякско-Камчатской кайнозойской складчатой области нами изучены два крупнейших на северо-востоке гипербазитовых массива — Усть-Бельский, одним из первых исследователей которого был Г.Г. Кайгородцев [32], и Тамватнейский, впервые подробно описанный Г.А. Закржевским [25]. Современное состояние проблемы гипербазитов региона освещено в работе В.В. Велинского [19].

Усть-Бельский массив образован преимущественно гипербазитами и габбро. Массив вытянут в северо-восточном направлении; такой же ориентировкой обладают полосчатые текстурные особенности пород и дизъюнктивные нарушения. Имеются также дизъюнктивы северо-западного простирания. По мнению Кайгородцева, массив расположен в пределах горстообразного поднятия. Лабораторные измерения показывают, что плотность дунитов — около 2,98, вебстерита — 3,3, верлита — 2,95, габбро — 2,99 г/см³.

В магнитном поле массив отмечается положительными аномалиями ΔT_n интенсивностью выше 1000 гамм (на высоте 1500 м), имеющими в плане локальный по отношению к массиву характер. Интерпретация аномалий указывает на положение верхней кромки намагниченного тела на глубине 1,3–2,0 км от поверхности. Детальные геофизические исследования последних лет выявили весьма неоднородную природу массива и по намагниченности, и по характеру поля силы тяжести в его пределах и, следовательно, по плотности слагающих его пород. На фоне положительной аномалии Δg , фиксирующей весь массив, отмечаются локальные аномалии амплитудой до 30 Мгл и более. Природа их разнообразна. Они могут быть связанными с интрузиями габброидов, поскольку выходы габброидов на юго-западе массива отмечаются относительными повышениями магнитного и гравитационного полей. На некоторых участках массива, в частности на его северо-западной оконечности, плотность слагающих его пород на глубинах до 2 км относительно невелика (2,70), однако на глубинах свыше 2,0 км она повышается до 2,9 и более. По результатам интерпретации верхнее эффективное ограничение массива $\zeta_1 = 1,3$ км (сравните с величиной $\zeta_1 = 0,7–1,3$ км

по магнитным данным), а нижнее $\xi_2 = 15$ км. При этом плотность на глубине около 1,5 км составляет (по результатам интерпретации) 2,70 и постепенно нарастает к глубине 7 км до 2,95, а на глубине около 7 км скачкообразно изменяется до 3,3. Латеральная и вертикальная дифференцированность массива по плотности и намагниченности, по-видимому, связана и с различной степенью серпентинизации: плотность серпентинитов изменяется в очень широких пределах (2,56—3,25), перекрывая почти весь спектр плотностей магматических горных пород.

Возникновение Усть-Бельского массива связано с тем, что он расположен в зоне максимальной проницаемости — в тектоно-магматическом узле, в котором пересекаются разломы и швы северо-восточной, северо-западной, субширотной и субмеридиональной ориентировок. При этом наибольшее значение для внедрения гипербазитов, габбро и метаморфических пород основного состава имело раскрытие Таловско-Майнского глубинного разлома, с деятельностью которого связан генезис одноименного антиклинория. Его формирование происходило в результате интрузии габбро и протрузии пород ультраосновного состава, в частности серпентинитов. Вязкость этого последнего механизма возникает из того, что вязкость (внутреннее трение) серпентинитов меньше вязкости других магматических и метаморфических пород и в определенной тектонической обстановке они выдавливаются и "вытекают" на твердую поверхность. Дифференцированное движение отдельных блоков массива приводит к возникновению весьма сложной структуры массива и перекрывающих массив отложений. В структурном отношении Усть-Бельский массив представляет собой, как и предполагалось ранее [13], выход на поверхность подкорковых образований основного—ультраосновного состава.

Тамватнейский гипербазитовый массив в форме вытянутого в восточно—северо-восточном направлении овала образования преимущественно перидотитами и апоперидотитовыми серпентинитами, в меньшей степени габбро. Его северо—северо-западная граница имеет выраженную дугообразную форму в плане. Кроме того, массив разбит радиальными разломами на сектора. Перед его дуговым ограничением за пределами массива закартированы выходы небольших интрузий гранитоидов [25]. В магнитном поле массив фиксируется двугорбого типа аномалией $+\Delta T_a$ с тяготением максимумов кривой к краевым зонам массивов. Одним из возможных вариантов истолкования двугорбой формы кривой $+\Delta T_a$ может быть предположение о небольшой относительно горизонтальных размеров вертикальной мощности аномального тела. Определение положения верхних кромок намагниченного тела позволяет думать, что собственно намагниченное тело расположено на глубинах более 1,5—2 км, как и в Усть-Бельском массиве. И форма кривых $+\Delta T_a$ и результаты количественной интерпретации этих аномалий $+\Delta T_a$ указывают на вероятное погружение верхних кромок намагниченных тел с северо—северо-запада на юго—юго-восток.

Другая интересная геофизическая особенность Тамватнейского гипербазитового массива — относительный минимум поля силы тяжести в его пределах. Это явление можно объяснить, во-первых, небольшой плотностью пород, слагающих массив — 2,60—2,65 г/см³, что является следствием интенсивных процессов серпентинизации и лиственитизации; во-вторых, — присутствием под относительно маломощной толщей гипербазитов пород пониженной плотности, уходящих на большую глубину и сложенных глубоко серпентинизированными гипербазитами. Отрица-

тельная аномалия Δg от них по интенсивности намного перекрывает положительную аномалию гипербазитов, расположенных на поверхности.

На основе приведенных данных северная часть Тамватнейского массива гипербазитов представляется залежью с относительно небольшой и увеличивающейся с севера на юг вертикальной мощностью. Гипербазиты, вероятно, были перемещены, с одной стороны, в результате надвигов (с юго-юго-востока на северо-северо-запад), с другой — в результате вертикальных движений. Не исключено, что вертикальные перемещения частично происходили под воздействием движущихся вверх магматических расплавов, с раскристаллизацией которых связано возникновение цепочки гранитоидов.

4. ВЗАИМОСВЯЗЬ ПЛОТНОСТИ И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГОРНЫХ ПОРОД

Геологическая интерпретация петрофизических неоднородностей на глубинах до 7–10 км, результаты которой приведены в предыдущем разделе, основывается на информации главы 1. Многие геологические образования на этих глубинах, являющиеся объектом петрофизических исследований, выходят на дневную поверхность или подходят близко к ней. Увеличения температуры и давления в верхних частях земной коры не столь велики, чтобы вызывать полиморфные превращения, и из явлений, с которыми приходится считаться, для петрофизики весьма существенно закрытие пор осадочных пород. Поэтому по результатам количественной интерпретации геофизических данных выполняются достаточно уверенные петрографическое отождествление и геологические расчленения аномальных объектов на глубинах до 7–10 км.

Однако, начиная с глубин более 10–15 км, возможность проведения аналогий с приповерхностными петрографическими образованиями резко уменьшается. Так, на больших глубинах в земной коре уже, вероятно, не встречаются крупные массивы гранитоидов. Вещество недр подвергается воздействию глубоких метаморфических процессов и преобразуется в новые, не свойственные поверхностным комплексам пород модификации. Поэтому задача петрологической интерпретации в этом случае — лишь самое грубое подразделение петрофизических неоднородностей на объекты магматической или метаморфической природы ультраосновного, основного, среднего составов и т.д. Именно такой принцип был использован для “вещественного” истолкования петроплотностных срезов и разрезов (раздел 2). Но даже для самой грубой петрохимической классификации по плотности глубинного вещества (учитывающей изменение степени его “основности”) необходимо специальное изучение зависимостей между химическим и минералогическим составом и плотностью.

Наглядно демонстрирует существование такой зависимости метод подсчета плотности кристаллических горных пород по их химическому составу и некоторые связанные с ним проблемы, которые рассматриваются в данном разделе.

Общеизвестна тесная связь между плотностью кристаллических горных пород и их химическим составом, в частности содержанием в них SiO_2 (известняки, мраморы и некоторые другие хемогенные породы не рассматриваются). Существующие методы петрохимических пересчетов наглядно демонстрируют эту взаимосвязь. Более того, определив пере-

ходной коэффициент для образцов с известным химическим составом и плотностью, можно использовать его для расчетов плотности по химическому составу пород (с точностью до нескольких сотых г/см³). Такой метод мы предложили в 1960 г. Поскольку тогда физические свойства горных пород Северо-Востока СССР были мало изучены, то пересчет химического состава в плотность позволил прогнозировать величины плотности изверженных и метаморфических пород. Теоретическое значение величин плотности впоследствии подтвердилось непосредственными измерениями [17].

В данной работе рассматривается метод расчета плотности по химическому составу, который представляет собой усовершенствованную модификацию указанного. Под плотностью мы понимаем минералогическую плотность (плотность минерального скелета). Эта физическая константа в научной литературе часто называется удельным весом в противоположность объемному весу образца.

Отправной пункт предлагаемого способа пересчета — "кислородный" метод Т. Барта [67, 68], используя который, можно по весовому содержанию окислов химических элементов в породе рассчитать количество атомов этих элементов в "кислородной" ячейке, имеющей 160, 1600 или иное число анионов кислорода.

В основе метода Т. Барта лежит следующее свойство пород, слагающих внешнюю оболочку Земли: подавляющая часть объема ее вещества (около 91%) приходится на анионы кислорода (это позволило В.М. Гольдшмиду назвать земную кору "кислородной" оболочкой).

Рядом исследователей сделаны расчеты объемов главнейших химических элементов в литосфере (табл. 22). Из таблицы видно, что в базальтах, гранитах и изверженных породах объемное содержание кислорода колеблется от 90,13 до 92,12%. Объяснение этому дает кристаллохимия: атомы и ионы, слагающие минералы, заполняют объем кислородной ячейки по принципу плотнейшей шаровой упаковки, причем все ионы (атомы) имеют постоянные эффективные радиусы.

Величина ионных радиусов элементов, расположенных в системе Менделеева, уменьшается с уменьшением зарядов ионов в периоде и возрастает по вертикали сверху вниз. Радиусы анионов, как правило, больше радиусов катионов. Если элемент имеет положительную и отрицательную валентности, то радиус катиона всегда меньше радиуса аниона (табл. 23).

К главнейшим элементам литосферы относятся: анион — O²⁻, катионы — Si⁴⁺; Al³⁺; Fe²⁺; Fe³⁺; Mg²⁺; Ca²⁺; Na¹⁺; K¹⁺. У всех катионов (за исключением группы "больших" — Ca, Na, K) радиус значительно меньше радиуса иона кислорода, поэтому строение пород можно представить как плотнейшую упаковку кислородных анионов с намного меньшими по размерам катионами в промежутках. Что касается элементов Ca, Na, K, то занимаемый ими в породе суммарный объем составляет (согласно табл. 22) 4,76—5,88%.

Итак, в большинстве пород литосферы (без зон выветривания и седиментации) в равных объемах содержится приблизительно одно и то же количество анионов кислорода. При расчетах плотностей решающее влияние на точность результатов оказывают изменения объема кислородной ячейки.

Предлагаемый метод пересчета заключается в следующем: вычисленные по методу Т. Барта величины, характеризующие число анионов кислорода и катионов остальных элементов в породе, умножаются на соответ-

Таблица 22

Соотношение объемного содержания (%) главных химических элементов в породах литосферы

Элементы	Изверженные породы (по Гольдшмиду)	Граниты (по Заварицкому)	Базальты (по Барту)	Базальты—плато базальтов Дели (по Барту)	Гранит докембрийский — Южн. Норвегия (по Барту)	Изверженные породы (по Кларку, Вашингтону)
O	91,77	90,13	91,14	91,11	92,11	91,83
Si	0,80	0,93	0,71	0,70	0,92	0,83
Al	0,76	0,63	0,53	0,74	0,76	0,79
Fe	0,68	0,32	1,14	1,47	0,21	0,58
Mg	0,56	0,09	1,07	1,09	0,09	0,58
Ca	1,48	0,45	2,78	2,78	0,45	1,50
Na	1,60	1,43	1,38	1,28	1,75	1,64
K	2,14	3,24	1,17	0,70	3,68	2,19
Ti	0,22	0,01	0,07	0,12	0,02	0,05

Таблица 23

Величины ионных радиусов (Å) наиболее распространенных элементов земной коры

Анионы					Катионы			
O^{2-}	S^{2-}	F^{1-}	Cl^{1-}	OH^{1-}	Si^{4+}	Al^{3+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}
1,32	1,81	1,33	1,81	1,40	0,39	0,57	0,83	0,67
1,40	1,82	1,31	—	—	0,42	0,51	0,74	0,64
1,36	—	—	—	—	—	—	0,80	—

Таблица 23 (окончание)

Катионы								
Ti^{4+}	P^{5+}	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Na^{1+}	K^{1+}	S^{6+}	Mn^{2+}	Ba^{2+}
0,64	—	0,73	1,06	0,98	1,33	0,34	0,91	1,34
0,62	0,35	0,66	0,99	0,97	—	0,29	0,80	—
—	—	0,74	1,04	—	—	—	—	—

ствующие атомные веса и суммируются. Полученная сумма произведений пропорциональна плотности пород. Коэффициент пропорциональности определяется при сравнении измеренной плотности и вычисленной. Объем кислородных ячеек пород, образовавшихся в различных условиях, варьирует; следовательно, подсчитывать плотность по химическому составу с одним коэффициентом можно лишь для тех групп кристаллических пород, которые сформировались в сходной обстановке. Объем кислородной ячейки зависит также и от содержания в породе "больших" катионов

Таблица 24

Результаты химического анализа и весового расчета для образца гранита № 80

Оксиды	Вес, %	Атомное количество	Множитель	Атомное количество кислорода m_k	Атомный вес катионов	Условный вес отдельных элементов, $n_k \cdot a_k$
SiO ₂	72,21	1202	2	2404	28606	33728
TiO ₂	0,15	2	2	4	47,9	96
Al ₂ O ₃	14,18	278	1,5	417	26,97	7498
Fe ₂ O ₃	0,49	6	1,5	9	55,85	335
FeO	0,93	13	1	13	55,85	726
MgO	1,20	30	1	30	24,32	730
CaO	0,92	16	1	16	40,08	641
Na ₂ O	4,94	160	0,5	80	22,997	3680
K ₂ O	3,06	65	0,5	32	39,096	2841
P ₂ O ₅	0,23	2	2,5	5	20,98	62
H ₂ O	0,64	71	0,5	36	1,008	71
		$\sum_{i=1}^i m_k = 3046$			$\sum_{i=1}^{i=11} n_k \cdot a_k = 50111$	

и анионов и других факторов, учитываемых в какой-то мере введением специальной поправки. Этим приемом результаты расчетов приводятся к объему "нормальной" кислородной ячейки.

Как пример, рассмотрим расчет плотности пород по их химическому составу, сделанный Ю.Я. Вашиловым в 1960 г. В табл. 24 даны результаты химического анализа, ход пересчета по методу Т. Барта и весовые подсчеты для образца гранита № 80, взятого в долине р. Суухаы (измеренная плотность $\sigma = 2,64$).

Используя величину атомного веса структурной ячейки и значения истинных плотностей образцов, определяем число атомов кислорода в "единичном" объеме.

"Единичным" называется такой объем, для которого атомный вес всех химических элементов, умноженный на 10^{-4} , численно равен плотности вещества в г/см³. Например, для образца № 601, $\sigma = 2,65$ ($t^\circ = 21^\circ \text{C}$), количество анионов кислорода в "единичном" объеме $\alpha_0 = 815 \cdot 10^{-4}$; для образца № 80 $\sigma = 2,64$ и $\alpha_0 = 814,1 \cdot 10^{-4}$. Средневесовое значение числа атомов кислорода в "единичном" объеме, определенное из величин $\alpha_0 \cdot 10^{-4} = 815,0$ и $\alpha'' \cdot 10^{-4} = 814,1$, равно $\alpha_0 \cdot 10^{-4} = 814,8$. В дальнейших расчетах значение $\alpha_0 = 815 \cdot 10^{-4}$ взято нами за основу. В качестве веса для каждой из двух серий измерений при выводе среднего принято число образцов, имеющих истинную (наивероятную) плотность ($\sigma = 2,65$ — вес 24; $\sigma = 2,64$ — вес 6).

Атомный вес $814,8 \cdot 10^{-4}$ атомов кислорода $P_0 = a_0 \alpha_0 = 16 \cdot 814,8 \cdot 10^{-4} = 1,304$ г. P_0 — постоянная величина в приведенной ниже формуле (8). Отметим, что условное число анионов кислорода легко перевести в безусловное.

Вычисление плотности по химическому составу осуществляется приведением к "единичному" объему путем умножения атомного веса катионов на величину $814,8/m_0$ (а не на $1600/m_0$, как при определении посто-

нной α_0). Затем подсчитывается $P_k = \frac{\sum_{k=1}^n a_k n_k \alpha_0}{\sum_{k=1}^n m_k}$, где P_k — грамм-атом

всех катионов, связанных с кислородом, в "единичном" объеме; n_k и a_k — число катионов конкретного химического элемента в пересчете по Т. Барту ($n_1 = n_{Si}$, $n_2 = n_{Ti}$ и т.д.) и их атомные веса $a_1 = a_{Si} = 28,06$, $a_2 = a_{Ti} = 47,90$ и т.д.); m_k — число анионов кислорода, связанных с катионами конкретного химического элемента; i — количество химических элементов в породе, образующих катионы:

В сумме P_k и P_0 дают величину плотности σ :

$$\sigma = P_k + P_0 = \sum_{k=1}^i n_k \cdot a_k \cdot \frac{\alpha_0}{\sum_{k=1}^i m_k} + a_0 \alpha_0. \quad (8)$$

Результаты расчетов плотности горных пород по их химическому составу и сравнение с экспериментальными определениями плотности тех же горных пород показаны в табл. 25. Максимальное расхождение расчетных и средних величин измеренных плотностей составляет 0,04. Расчетная плотность интрузивных пород больше как расчетной, так и измеренной плотности их эффузивных аналогов.

Расхождения в величинах плотности, полученных при подсчете и измеренных денситометром, вызваны целым рядом причин. По происхождению их можно разделить на две группы. Первая — расхождения из-за неидентичности образцов, идущих на химический анализ, и тех, плотность которых измерялась; вторая — расхождения из-за ошибок самого метода подсчета. К ним относятся: погрешности определения α_0 , погрешности химического анализа и погрешности из-за присутствия в породе нейтральных атомов, кислородных анионов, "больших" катионов.

Величина α_0 варьирует, во-первых, вследствие ошибок в ее определении, во-вторых, из-за фактических колебаний, связанных с изменением структуры кристаллических пород, и, следовательно, координационного числа ионов. Погрешности вычисления α_0 появляются в связи с неточным определением плотности эталонных образцов. Так, Наттинг [54] указал на возможность ошибки в 1—2% при определении минералогической плотности породы пикнометрическим способом (адсорбция воды порошкообразным кварцем и другими минералами приводит к аналогичным погрешностям при последующем расчете плотности). При измерении плотности условие постоянства температуры часто не соблюдается; в этих случаях в статьях и справочниках указывается, что величина плотности получена при нестандартной комнатной температуре.

При вычислениях α_0 по результатам определения плотности денситометром или обычным взвешиванием образцов (и наоборот, при вычислении их плотности по химическому составу) большие погрешности возникают из-за присутствия в породах пор и пустот. Пористость пород такова, что даже при самом большом увеличении под микроскопом она визуально незаметна. По Пэку [47], пористость гранитов и гранодиоритов на щитах (как и более основных пород) — около 0,5—0,7%, интрузивных пород геосинклинальных районов — 2—2,5%, субвулканических пород — 7—7,5% и более. Поэтому для вычисления α_0 лучше ис-

Таблица 25

Значения плотности изверженных и метаморфических кристаллических пород, полученные в результате подсчета по химическому составу и непосредственно измеренные

Породы (№ образца)	Место взятия образца	$\sigma_{рас}$	$\sigma_{изм}$	$\sigma_{рас}^*$ с учетом вариаций содержания K^{1+}
Гранит (3812/2), гнейсы и гнейсограниты	р. Урультун	2,65	2,65	2,65
Аляскит-гранитный аплит (839/7), мигматит		2,60	2,56	2,64
Гранит мелкозернистый, порфиroidный (180/97)	Лево-Омсуks-чанский массив	2,64	2,48—2,63	2,61
Гранит-порфир (291)	Западно-Бутугычагский батолит	2,67	2,55—2,61	2,65
Гранодиориты**	Магаданский батолит	2,77	2,60—2,80	2,67
Гранодиориты**		2,72	2,60—2,80	2,75
Гранодиорит порфиroidный (110)	Массив Басугунья	2,71	2,69—2,88	2,71
Гранодиорит биотит-роговообманковый (246)	Бухта Нагаева	2,74	2,73—2,74	2,75
Андезит пироксеновый палеотипный (450)	Бассейн р. Армань	2,75	2,63—2,90 2,80	2,77
Липарит субщелочной (4436)	р. Армань	2,65	2,62	2,64
Амфиболит (616)	р. Урультун	2,94	2,93—3,07	3,01
Гранито-гнейсы (3812/2)		2,65	2,65	2,66

* Отклонение содержания по сравнению с эталонным образцом на 3,54%.

** Определение химического состава и плотности выполнено на разных образцах.

пользовать минералогические плотности пород. Подсчеты α_0 по результатам одновременных измерений минералогической плотности и определений химического состава пород для Северо-Востока СССР в 37 случаях дали и среднее вероятностное и среднеарифметическое значение: $\alpha_0 = 815 \cdot 10^{-4}$. Такая же величина α_0 для пород кислого и среднего состава получена в результате расчетов по химическим анализам, приведенным в сборнике Э. Струве [55]. Однако среднеквадратическая погрешность достигает $\Delta\alpha_0 = \pm 17 \cdot 10^{-4}$, что соответствует погрешности определения плотности $\Delta\sigma = \pm 0,04$, а без 7 (20%) наиболее значительных отскоков ($\Delta\alpha_0 \geq 25 \cdot 10^{-4}$) $-\Delta\sigma = \pm 0,03$, без 17 ($\Delta\alpha_0 \geq 15 \cdot 10^{-4}$) $-\Delta\sigma = \pm 0,02$.

Структурные изменения в породах, связанные с изменением координационного числа в связи с процессами метаморфизма, влияют на α_0 , которая варьирует в очень широких пределах, причем на вариационных диаграммах отсутствуют какие-либо ее модальные значения.

Величина $\alpha_0 = 815 \cdot 10^{-4}$ пригодна для вычисления плотности пород кислого, среднего и отчасти основного состава. Но расчеты показывают: уже у пород основного состава α_0 меняется настолько, что возникшие при этом погрешности в значительной мере искажают результат, и расчет

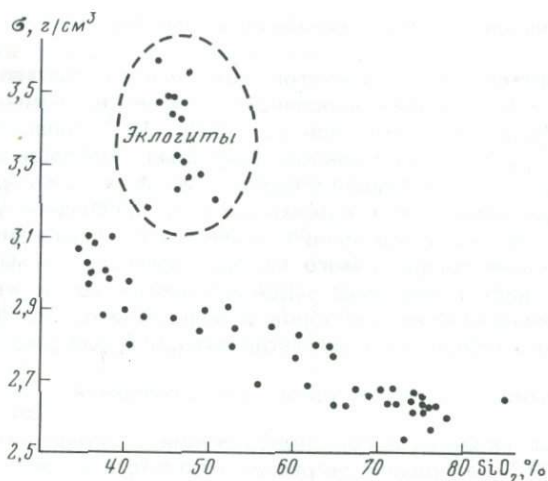


Рис. 22. Поле корреляции и прямая регрессия для плотности и числа анионов кислорода в 1 см^3 кристаллических пород

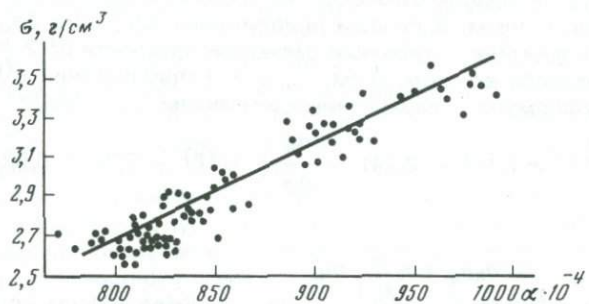


Рис. 23. Поле корреляции для плотности и содержания SiO_2 в кристаллических породах

плотности по химическому составу теряет смысл. В большей степени сказанное относится к гипербазитам и метаморфическим образованиям глубоких фаций типа эклогитов.

На рис. 22 приведено поле корреляции величин плотности и числа анионов кислорода в "единичном" объеме. У эклогитов α_0 достигает $1000 \cdot 10^{-4}$. Эмпирическая зависимость имеет хорошо выраженный линейный характер. Она выведена на основе исследования небольшой по размерам выборки данных. Поэтому линейный характер зависимости σ и α_0 с коэффициентом $\frac{\Delta\sigma}{\Delta\alpha_0} = 50 \text{ г/см}^3$ может оказаться случайным.

По-видимому, останется справедливым лишь более общий вывод о том, что с увеличением плотности возрастает число анионов кислорода в единичном объеме.

Для понимания природы вариаций плотности интерес представляет диаграмма поля корреляции между плотностью и содержанием SiO_2 в породе (рис. 23). Линейная корреляция отмечается для всех пород,

за исключением экологитов, образующих самостоятельную группу ("облако").

Анализ выполненных пересчетов химического состава в плотность показывает, что при фиксированном количестве анионов кислорода в единице объема, например при $\alpha_0 = 815 \cdot 10^{-4}$, пересчет может быть осуществлен с удовлетворительной точностью (погрешность до 0,03—0,04), если диапазон изменения плотности исследуемых пород составляет 0,3—0,4, и они относятся к одному региону (последнее условие менее обязательно). Большие изменения величины α_0 ограничивают возможности применения предлагаемого метода пересчета. Весьма перспективным представляется изучение закономерностей связи квазилинейного характера между плотностью пород и величиной α_0 , которая выявлена на относительно небольшом количестве материала (см. рис. 23).

Расчет плотности в случае известного отношения $\frac{\Delta\sigma}{\Delta\alpha_0}$ выполняется методом последовательного приближения (итераций). Величине $\alpha_0 = 815 \cdot 10^{-4}$ на прямой регрессии соответствует значение $\sigma = 2,74$. Никаких других значений плотности при данной величине α_0 пересчетом не может быть получено. Следовательно, любые отклонения плотности от 2,74 при пересчетах означают, что число кислородных анионов в 1 см^3 должно быть иным. В первом приближении поправка $\Delta\alpha_0$ к α_0 определяется по величине отклонения расчетной плотности от 2,74. Расчет величины плотности во 2-ом, 3-ем, ..., $p + 1$ приближении $\sigma^{(p+1)}$ выполняется по формуле с исправленным значением $(\alpha_0 + \Delta\alpha_0)$:

$$\Delta\alpha_0^{(p+1)} = (\sigma^{(p)} - 2,74) \cdot \frac{\Delta\alpha_0}{\Delta\sigma} = (\sigma^{(p)} - 2,74) \cdot 0,02 \quad (9)$$

отсюда

$$\sigma^{(p+1)} = \frac{\sum_{k=1}^i n_k a_k + a_0 \sum_{k=1}^i m_k}{\sum_{k=1}^i m_k} [\alpha_0 + (\sigma^{(p)} - 2,74) \cdot 0,02] =$$

$$= A\sigma^{(p)} + B. \quad (10)$$

Условие сходимости итерационного процесса, описываемого выражением (10), определяется неравенством:

$$A < 1, \quad (11)$$

где A — производная по $\sigma^{(p)}$.

Подстановка A из выражения (10) в формулу (11) показывает, что условие (10) выполняется.

Расчет плотности гарцбургита № 136/6 ($\sigma_{\text{изм.}} = 2,98-2,99$) дал $\sigma_{\text{рас}}^{(1)} = 2,84$ (первое приближение при $\alpha_0 = 815 \cdot 10^{-4}$), а окончательное значение плотности $\sigma_{\text{рас}}^{(8)} = 2,99$, т.е. совпадение полное; соответствующие значения для экологии № 384 — $\sigma_{\text{изм.}} = 3,49$; $\sigma_{\text{рас}}^{(1)} = 2,89$; $\sigma_{\text{рас}}^{(21)} = 3,56$; экологит № 371 — $\sigma_{\text{изм.}} = 3,59$; $\sigma_{\text{рас}}^{(1)} = 2,988$; $\sigma_{\text{рас}}^{(15)} = 3,66$.

Обобщенные результаты изучения зависимости плотности интрузивных пород (а также минерала граната) от условного числа анионов кислорода в единице объема приведены в табл. 26. Анализ таблицы пока-

Таблица 26

Диапазоны изменения условного числа анионов кислорода в единице объема и минералогической плотности

Породы	α	σ г/см ³
Граниты	0,080—0,087	2,59—2,70
Липариты, кварцевые кератофиры	0,081	2,55—2,62
Гранодиориты*	0,078—0,082	2,64—2,77
Дацит	0,079	2,64
Диориты	0,080—0,083	2,71—2,85
Андезиты	0,077—0,082	2,65—2,88
Габбро, диабазы, долериты	0,080—0,088	2,84—3,18
Базальты	0,077—0,083	2,55—3,02
Перидотиты, пироксениты, гарцбургиты, дуниты и др.	0,081—0,090	2,88—3,34
Эклогиты	0,089—0,099	3,18—3,60
Гранаты	0,113—0,143	3,45—4,79

* Петроплотностные характеристики приведены на основе анализа небольшой выборки данных.

зывает, что для всех широко распространенных на поверхности горных пород, включая ультраосновные, число анионов кислорода в единице объема изменяется в пределах от 0,078 до 0,090. Большинство вулканических пород характеризуется меньшим диапазоном изменения абсолютных величин α_0 — от 0,077 до 0,083. Максимальные значения α_0 имеют эклогиты (до 0,099). Для сравнения приведены аналогичные величины для минерала граната (0,113—0,143). Это дает основание предполагать, что условное число анионов кислорода в единице объема породы в определенной степени зависит от глубины, на которой она формировалась.

Приведенная таблица послужила основой для петрографической интерпретации схемы плотностного среза на глубине 10 км и плотностных разрезов земной коры и верхней мантии (см. раздел 5 данной главы). Все породы на плотностном срезе были разбиты по плотности на 5 интервалов, каждый из которых примерно соответствовал диапазону изменения плотности (в г/см³) гранитов (менее 2,69), гранодиоритов (2,70—2,77), диоритов (2,78—2,85), базитов (2,86—2,99) и смеси базитов—гипербазитов (свыше 3,0).

Назовем "интервалом неопределенности" разность между максимальной и минимальной величинами плотности в том диапазоне изменений физического свойства, на котором происходит перекрытие физических свойств для пород разного типа, а коэффициентом "неопределенности" — отношение величины "интервала неопределенности" к средней величине физического свойства того типа пород, для которого оно минимально. Так, диапазон изменения минералогической плотности (г/см³) гранитов, липаритов, кварцевых кератофиров составляет 2,55—2,70 (см. табл. 26), гранодиоритов и дацитов 2,64—2,77. Интервал неопределенности гранитов и гранодиоритов — 2,70—2,64 = 0,06, среднее значение плотности гранитов

принято 2,62, коэффициент неопределенности — $\frac{0,06}{2,62} = 2,3\%$. Соответственно, коэффициент неопределенности у гранодиоритов и диоритов — 2,2% (среднее значение плотности гранодиоритов 2,73), у диоритов и базитов — 0,3% (2,81) у базитов и гипербазитов — 4% (2,95). В то же

время сейсмические скоростные характеристики среды даже в неизменной среде могут изменяться в зависимости от анизотропии до 10–15%. Поэтому петрологическая интерпретация вещества на плотностной основе более однозначна, чем на скоростной. Табл. 26 была использована также для вещественного отождествления разрезов и выделения известных слоев земной коры. Породы с плотностью менее 2,85 отнесены к породам "гранитного" слоя и осадочным породам, породы с плотностью 2,86–2,99 – к породам "базальтового" слоя, породы с плотностью 3,00 и более к смеси базит-гипербазитов и к гипербазитам.

5. ПЛОТНОСТНЫЕ И СКОРОСТНЫЕ ГЛУБИННЫЕ РАЗРЕЗЫ И СРЕЗЫ

Глубинный скоростной разрез земной коры изучен на профиле ГСЗ по линии г. Магадан – пос. Усть-Среднекан (см. рис. 17). Граница Мохоровичича характеризуется граничными скоростями, которые меняются в пределах $V_T = 8,0–8,1$ км/с, увеличиваясь с севера на юг. Верхам базальтового слоя свойственны значения скорости $V_T = 6,1–6,7$ км/с. В центральной части разреза на глубине 4–6 км намечается граница раздела со скоростями продольных волн $V_T = 6,0$ км/с. Эту границу можно интерпретировать как основание отложений верхоянского комплекса. На этом сведения о скоростях продольных волн глубинного вещества земной коры на Северо-Востоке СССР, полученные по сейсмическим данным, фактически исчерпываются. Остальная информация – результат пересчета плотности в скорость.

Плотностные разрезы большой глубинности построены:

1) в Кавинско-Тауйской впадине, 2) на Туромчинском участке, 3) по линии п-ов Тайгонос – верховья р. Омолон – среднее течение р. Колымы – верховья р. Алазеи – р. Индигирка – пролив Дм. Лаптева, 4) по линии рек Колыма–Седедема – истоки Алазеи – Индигирка. Плотностной и соответствующий ему скоростной срезы на глубине 10 км составлены для всей территории северо-востока Азии.

Результаты количественной интерпретации аномалий силы тяжести на северном побережье Охотского моря в районе Кавинско-Тауйской впадины вблизи скважины К-1 обобщены на рис. 18. Характер и параметры разреза слоистой модели в основном определяются величиной скачка плотности на границе малоплотных осадков с их основанием, которая выбиривается априорно. Количественные характеристики разреза в блоково-слоистой модели постоянны, но его геологическая интерпретация неоднозначна. Геологическое толкование разреза основывается на расчетах полученных скачков плотности между разноплотными блоками. Абсолютные значения плотности выбирались на основе измерений керн, образцов горных пород, экстраполяции плотности осадочных пород на глубину на базе эмпирических формул, общих представлений о плотностном разрезе региона и предположения об отсутствии инверсии плотности с глубиной.

Схема разреза А отвечает гипотезе об осадочно-метаморфическом происхождении верхней части малоплотного блока во впадине, Б – об эффузивном и В – осадочно-гранитном (гранитное тело в интервале глубин 2–7 км). Разрез А, по нашему мнению, лучше всего отражает истинную геологическую структуру впадин и ее бортов. Он объясняет отсутствие магнитных аномалий над впадиной, обычно ассоциирующих

с магматическими породами. Схема разреза *Б* лучше характеризует геологическое представление о структуре региона.

Анализ блоково-слоистой модели интерпретации и особенно варианта *А* показывает, что в самой верхней части разреза впадины по гравиметрическим данным выделяются три границы с глубинами у бортов 60—200, 280—450, 580—870 м. Это в принципе согласуется с результатами бурения. Ниже по разрезу во впадине могут иметь место границы на глубинах 1,85—2,4; 5,5—7,2; 15 км (кровля маломощного "базальтового" слоя) и 19—22 км (граница "М"). Разрез подтверждает предположение, что на данном участке Охотско-Чукотского вулканогенного пояса кровля "базальтового" слоя располагается на глубине первых километров, а местами даже выходит на поверхность, где представлена комплексами пород основного состава. Действительно, уже на незначительной глубине плотность пород, образующих борта впадины, достигает величин свыше 2,9. В средних и нижних частях земной коры значения плотности колеблются в пределах 3,0—3,2, что свойственно породам, возникшим в результате тектонического сжатия и магматического смешивания образований ультраосновного и габбрового составов (верхней мантии и "базальтового" слоя), например, типа габбро-дунит-перидотитовой формации.

Туромчинский участок расположен на северо-восточном побережье Гижигинской губы в бассейнах рек Гарманда, Вархалам и Туромча среди магматических образований Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в зоне перехода его материковой части к приокеанической. С генеральным разломом Охотско-Чукотского вулканогенного пояса совпадает на этом участке отрезок Приохотского разлома, по которому наблюдается коренная перестройка структуры земной коры от материкового типа к переходному.

Здесь выделены несколько горизонтальных границ раздела в земной коре: 46—49 км, 28—30 км, 18—23 км, 15 км, около 5 км (см. рис. 19). Поверхность раздела на глубине 20—23 км к северо-западу от Приохотского разлома представляет собой поверхность Конрада в ее классическом понимании, а юго-восточнее она переходит в границу *М*. Поверхность раздела на глубине 46 км прослеживается и к юго-востоку от генерального разлома пояса, однако здесь она обладает уже иными свойствами, проходя внутри верхней мантии. Приохотский разлом вместе с расположенным примерно в 26 км юго-восточнее Гижигинским разломом формируют ступенчатое воздымание кровли "базальта" и поверхности *М* в направлении к Гижигинской губе.

Этот вывод подтверждается также расчетами по району Доктомычанского гранитного массива, расположенного в пределах "материковой" части Охотско-Чукотского пояса на Туромчинском участке. Интерпретация отрицательной аномалии силы тяжести над этим массивом позволила определить величину скачка плотности между гранитами и вмещающими их породами. На основе денсиметрических измерений плотность гранита имеет среднее значение около 2,60. Как показывают результаты измерения минералогической плотности пород и исследование пористости гранитов, увеличение плотности с глубиной за счет закрытия пор должно быть незначительным и не превысит сотые г/см³. Примем значение 2,60 за исходное. К северо-западу от Доктомычанского массива плотность пород в интервале глубин блока гранитного тела по результатам расчета составляет 2,60. Такой плотностью обладают адамеллиты и некоторые другие гранитоиды, которые картируются на поверхности (см. раздел 2

гл. 1). Нижние грани гранитных массивов закономерно тяготеют к основанию толщи осадочных образований верхоянского комплекса. Следовательно, на глубине 7–10 км находится граница консолидированного основания. Минимальную среднюю плотность пород основания посчитаем равной 2,75. Но даже при указанных минимальных значениях плотности пород на глубине свыше 10 км к юго-востоку от Приохотского разлома оказывается чрезвычайно высокой (см. рис. 19) и повышается до 3,2 на юго-восток от Гижигинского разлома, проходящего вдоль долин рек Гижиги и Черной в северо-восточном направлении.

Принципиальные отличия глубинного строения ряда крупнейших структурных элементов Северо-Востока Азии демонстрирует плотностной разрез по линии п-ов Тайгонос – верховья р. Омолон – среднее течение р. Колымы – верховья р. Алазеи – р. Индигирка – пролив Дм. Лаптева (рис. 24, см. вкл.). Разрез пересекает Тауйско-Тайгоносскую складчатую зону, Тайгоносский блок, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, Гижигинский прогиб, структуры Омолонского массива, Приколымское поднятие, Алазейскую эвгеосинклинальную зону и поднятие хр. Улахан-Сис. Разрез выполнен в блоково-слоистом варианте и сооставлен с кри-вой силы тяжести.

На плотностном разрезе отчетливо выделяются три зоны: Алазейская и Тайгоноская зоны повышенных значений силы тяжести и Омолонско-Гижигинская зона относительного минимума. В первых двух основание "гранитного" слоя расположено на глубинах менее 10 км, а Омолонско-Гижигинская является зоной разуплотнения. Если практически по всему разрезу породы "базальтового" слоя имеют плотность 2,96–3,05, то в зоне минимальных значений силы тяжести (Гижигинская зона) плотность составляет 2,85. При этом в юго-восточной части Омолонского массива и в Гижигинской зоне породы "гранитного" слоя характеризуются плотностью, действительно близкой к гранитоидам (2,71–2,75), и, видимо, представляют собой докембрийские и палеозойские гранито-гнейсовые образования. Мощность "гранитного" слоя на этом участке – несколько больше 20 км. На северо-запад от Гижигинской зоны до Приколымского поднятия плотность пород "базальтового" слоя возрастает от 2,85 до 3,02 т.е. меняется от диорит-базальтового до габбро-гипер-базитового состава.

Тенденция к повышению плотности на северо-запад характерна и для "гранитного" слоя. Одновременно уменьшается его мощность, достигая минимальных значений (менее 10 км) примерно в среднем течении р. Булун и вновь утолщаясь (до 20 км) и разуплотняясь на границе с Приколымским поднятием. В направлении от Гижигинской зоны к Тайгоносскому блоку вещественный состав и мощность земной коры и верхней мантии меняются скачкообразно на генеральном разломе, контролирующем Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Породы "гранитного" слоя практически исчезают, образуя лишь отдельные маломощные остаточные блоки типа Авековского. Его место занимают породы с плотностью 3,09–3,15, которые по комплексу геологических данных можно представить себе тектоно-магматической смесью широкого спектра пород – метаморфических комплексов типа зеленых, глаукофан- и эклогитсодержащих сланцев, амфиболитов, гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации, габброидов. С глубиной плотность смеси растет до 3,2 г/см³ и более, отражая ее превращение в ультраосновные породы.

В пределах Колымо-Индигирского междуречья северо-западнее р. Алазеи разрез приобретает некоторые черты сходства с разрезом Тайгонос-

ского блока, где очень близко к поверхности подходят породы "базальтового" слоя и габбро-гипербазитовой смеси (плотность до 3,01 у поверхности). Наряду с образованиями большой плотности здесь отмечаются блоки пониженной плотности как в пределах самого Колымо-Индибирского междуречья, так и на его обрамлении (Приколымское поднятие и левобережье р. Колымы на юго-востоке и побережье арктических морей на северо-западе). В пределах малоплотных блоков на месте "гранитного" слоя мощностью около 20 км располагаются породы с плотностью 2,8 г/см³, причем на левобережье р. Колымы ими могут быть карбонатно-терригенные породы рифея—нижнего палеозоя. Но на месте "базальтового" слоя почти повсеместно располагаются породы, представляющие собой смеси основных — ультраосновных образований магматического и метаморфического генезиса.

На детальном профиле р. Колыма — истоки р. Алазеи — р. Индибирка (рис. 25, см. вкл.) в результате изучения физических свойств горных пород по плотности четко выделяются два комплекса. С одной стороны, это породы не древнее среднего палеозоя (?), плотность которых в среднем меньше 2,65, с другой — это рифейские — нижнепалеозойские метаморфогенные породы преимущественно основного состава, часто в глаукофановой фации метаморфизма со средней плотностью 2,93—2,99 (см. разд. 1 гл. 1).

Построение плотностного разреза земной коры на профиле р. Колыма — р. Индибирка осуществлялось следующим образом. Известно, что в результате интерпретации аномалий силы тяжести получают величины скачков плотности в горизонтальном направлении между блоками. Чтобы перейти к абсолютным значениям плотности, использованы два главных приема. Первый — плотность отдельных блоков, выделяемых по аномалиям силы тяжести в верхней части разреза, характеризуется на основании изучения объемного веса и минералогической плотности наблюдаемых на поверхности комплексов магматических, метаморфических и осадочных пород. Предполагается отсутствие инверсий плотностей по вертикали. Второй — "стратификация" разреза на базе геолого-геофизической интерпретации и "присвоение" абсолютных значений плотности каждому из слоев, исходя из конкретных значений плотности слагающих его пород в данном районе или из более общих соображений.

Первый прием использован при построении верхней части плотностного разреза примерно до 8 км и частично до глубин кровли "базальта", т.е. до 22—27 км. Самая приповерхностная часть плотностного разреза до глубин 8 км составлялась следующим образом. На участках профиля, где картируются на поверхности выходы коренных пород и где, кроме того, верхняя грань плотностной неоднородности в форме блока по результатам интерпретации аномалий Δg подходит к дневной поверхности, породам блока приписывалось значение плотности этих же пород, известное по результатам лабораторных измерений. При этом, если можно предполагать наличие незакрытых пор у породы, например, имеющей осадочно-вулканогенное происхождение, то на глубинах до 8 км можно предполагать их закрытие и соответствующее увеличение плотности до минералогической или близкой к ней. Поэтому для этих же блоков у их основания принималось максимальное (из измеренных) значение плотности или близкое к нему. Наиболее благоприятны те случаи, когда на поверхности картируются полнокристаллические породы (магматические или метаморфические), в отношении которых можно предположить незначительное изменение состава и, следовательно, плотности с глубиной,

например граниты и комплексы гранитизированных пород. Однако в пределах рассматриваемого профиля они располагаются до глубин 4 — максимум 7 км. На значительно большую глубину уходят блоки метаморфических пород основного состава в фации глаукофансланцевого и зеленосланцевого метаморфизма, датируемые на поверхности как рифейско-нижнепалеозойские [40] и магматические образования основного состава юрского-мелового возраста, которые могут быть использованы для определения плотности на больших глубинах (в последнем случае до 24 км). Габбро и породы в фации глаукофансланцевого и зеленосланцевого метаморфизма имеют на таких глубинах плотность 2,9—3,0 и даже больше. Нами приняты значения 2,93—2,99.

Принятые для реперных блоков 1, 4, 9 и других величины плотности были перенесены от блока к блоку с применением рассчитанных при интерпретации значений скачков плотности. Вертикальные границы блоков отмечаются зонами повышенных горизонтальных градиентов поля силы тяжести. Однако аномалии силы тяжести, включающие зоны указанных градиентов, не всегда можно количественно интерпретировать. В таких местах на профиле находятся участки, где нарушается прослеживаемость абсолютных значений плотности между блоками. На эти участки плотность переносят от реперных блоков, расположенных по другую сторону от зоны потери прослеживаемости.

Второй прием использован при построении плотностного разреза более глубоких горизонтов земной коры. Так, для определения значения плотности на глубине 10 км была взята схема плотностного среза Северо-Востока СССР на этой глубине [63, 64], которая построена на основе изучения плотностного разреза на эталонных детальном участках — Средне-Кавинском и Туромчинском. Исходной точкой на разрезе, в которой значение плотности на глубине 10 км взято со схемы среза, явилась точка на левобережье р. Колымы — 2,83. Это значение соответствует плотности карбонатно-терригенных пород рифея—нижнего палеозоя, выходы которых изучены в пределах Приколымского поднятия. Абсолютные величины плотности на глубине 10 км по профилю совпадают с аналогичными значениями на схеме с точностью до 0,02—0,03.

Предполагается, что на глубинах от 8—10 до 22—27 км на участке профиля к северо-западу от Лево-Колымского разлома залегают протерозойские—нижнепалеозойские породы в фации метаморфизма глаукофановых сланцев и частично более молодые мезозойские габброиды со средней плотностью 2,93—2,99. По плотностным свойствам именно этот слой следовало бы назвать "базальтовым", причем, возможно и без кавычек. Однако ниже его залегают толща с плотностью 3,0—3,1 г/см³, которая выделяется по аналогии с таким же слоем на региональном профиле и которая не может рассматриваться в качестве подкоровой. По плотности она соответствует высокоплотным глаукофансланцевым — основным породам в смеси с ультрабазитами. Мощность этой толщи невелика и изменяется от 13 км непосредственно к северо-западу от Лево-Колымского разлома до 6 км на правобережье истоков р. Кыллах. По принятым в геофизике представлениям, плотность подкорового вещества считается равной 3,2 и выше.

Анализируя разрез земной коры на детальном профиле (см. рис. 25), мы видим, что верхняя часть разреза "базальтового" слоя (2,85—2,99) образована метаморфическими породами верхнего протерозоя — нижнего палеозоя, они представлены базальтами, метабазальтами, хлорит-акти-

Таблица 27

Характеристика зон раздвига

Номера зон раздвига	S_{Γ} , км	$\Delta\sigma$, г/см ³	σ_B , г/см ³	σ_M , г/см ³	S, км
1	12	0,1	2,60	2,80	6
2	8	0,14	2,67	2,95	4
4	10	0,03	2,68	2,80	2,5
17	13	0,04	2,55	2,80	2
18	8	0,06	2,54	2,80	1,8

нолитовыми и кварц-актинолитовыми сланцами, нередко в фации глаукофанового метаморфизма. Суммарная мощность "базальтового" слоя и слоя ниже границы B_2 достигает 25 км, а в местах, где комплекс пород рифея—нижнего палеозоя в виде блоков подходит к дневной поверхности (например, блок на правом берегу истоков р. Кыллах), — более 30 км. На разрезе верхи собственно "базальтового" слоя обозначаются как кремнисто-вулканогенный комплекс R—Pz₁, соответствующий спилит-диабазовой формации [35]. К юго-востоку от Лево-Колымского разлома породы на глубине 10 км и больше имеют плотность, свойственную породам "гранитного" слоя (2,86 и меньше) и ассоциируются по плотности с карбонатно-терригенной формацией рифея—нижнего палеозоя, изученного на Приколымском поднятии. При этом "базальтовый" слой несколько пониженной мощности (14 км) и несколько повышенной плотности (около 3,0) вместе с "гранитным" формируют нормальную материковую кору левоколымского участка разреза. По Лево-Колымскому разлому происходит скачкообразная перестройка коры от континентального типа к типу коры, свойственному зоне перехода от океана к матерiku — с мощным "базальтовым" и неразвитым "гранитным" слоем.

Рассмотрим детально блоково-слоистую структуру и плотностный разрез верхних 10 км разреза земной коры. На участке между р. Колымой и Лево-Колымским разломом выделяется лишь один блок повышенной плотности — 1. В интервале глубин 2—5 км он сложен изверженными породами с плотностью 2,70—2,74 (верхнеюрские андезито-базальты и их интрузивные аналоги габбро-диориты); на глубине 10—15 км — породами с плотностью 2,90 и более (верхнеюрские габбро). Сам по себе этот блок можно представить как зону глубинного корового разлома типа трещины (раздвига), по которой происходило внедрение магмы основного состава. При ширине зоны около 8 км она протягивается в северо-восточном направлении на расстояние не менее 80 км.

Верхний слой этого участка разреза сложен верхнемезозойской осадочно-вулканогенной толщей мощностью около 1,0—1,6 км, которая уменьшается к северо-западу. Ее подстилают средне-, верхнепалеозойские осадочно-вулканогенные отложения с плотностью 2,56—2,62. Суммарная мощность палеозоя — около 4,5 км. Толщи верхне-, мезозойских и средне-, верхнепалеозойских осадочно-вулканогенных пород мало различаются между собой по плотности, и потому возможны погрешности в определении мощности каждого из слоев при сохранении их суммарной величины.

На глубине около 6 км проходит граница между средне-, верхнепа-

леозойскими отложениями и карбонатно-терригенным комплексом пород рифея — нижнего палеозоя, со средней плотностью на глубине 10 км — около 2,86 и менее. По плотности эти породы можно отнести к породам "гранитного" слоя, подошва которого расположена на глубине 15 км. В интервале глубин 15—25 км породы имеют плотность, характерную для "базальтового" слоя (2,93).

В блоке пород повышенной плотности между коровым Лево-Колымским разломом и коровым (?) разломом в истоках р. Кыллах под мало-мощными (до 1 км) вулканогенно-осадочными верхне-, мезозойскими образованиями залегают средне-, верхнепалеозойские отложения (6—7 км). На этом участке разреза выделяются несколько высокоплотных, намагнитенных блоков (2—6), образованных андезито-базальтами в самых верхних своих частях и габбро-диоритами внизу. Возраст изверженных пород — верхняя юра—мел. Плотность их в вертикальном разрезе изменяется от 2,7—2,8 у поверхности до 2,9 и больше на глубинах 15—25 км. Как и блок 1, все эти блоки магматических пород повышенной плотности сформировались в зонах повышенной трещиноватости, возникших в условиях растяжения земной коры.

На этом же участке профиля существует блок пород, в котором, по-видимому, происходили интенсивные процессы "гранитизации". Под "гранитизированной толщей" здесь и далее понимаются стратифицированные образования, пронизанные интрузивными телами гранитоидов и вмещающие эффузивы кислого состава, в аналогичном смысле употребляется и термин "гранитизация". Речь идет о блоке 7, низкие плотности внутри которого до глубин 8 км в сочетании с картируемыми на поверхности выходами верхнеюрских липаритов и дают основание интерпретировать комплекс указанных явлений как результат "гранитизации" вещества внутри блока.

В Алазейско-Кыллахской зоне пониженных значений силы тяжести между 8 и 12 оп (истоки р. Алазеи и Кыллах) отмечается общее разуплотнение пород мегаблока, хотя в верхней его части сокращается разрез средне-, верхнепалеозойских отложений, а рифейские и нижнепалеозойские отложения подходят к дневной поверхности в виде блоков (8—11) высокоплотных метаморфических пород. Профиль пересекает северную оконечность мегаблока пониженной плотности, который по гравиметрическим данным представляет собой часть Момо-Зырянской впадины. Характерной чертой блоков 8—11 является отсутствие над ними заметных положительных магнитных аномалий. Справедливость интерпретации блоков повышенной плотности как относительно древних метаморфических комплексов основного состава подкрепляется тем обстоятельством, что в пределах указанных блоков или вблизи них на поверхности картируются метабазальты, метадиабазы и разнообразие сланцы в фации глаукофанового метаморфизма, относимые многими геологами к древним рифейским и нижнепалеозойским образованиям. Плотность этих пород достигает у поверхности 2,8—2,9 и выше. Ближе всего к дневной поверхности они подходят на левобережье истоков р. Кыллах.

Между блоками повышенной плотности располагаются блоки относительно небольшой плотности, образованные породами среднего—верхнего палеозоя. Породы всех этих блоков интродуцированы гранитами (блоки 12—15), хотя могут и не являться сплошь гранитными. Гранитоиды внедрялись как в палеозое, так и в мезозое, о чем говорят выходы на дневную поверхность штоков палеозойских плагиогранитов и меловых липаритов. Мощность палеозойских образований на разрезе относительно

невелика и достигает величины 3 км, плотность — 2,59–2,72. Мезозойские осадочно-вулканогенные отложения встречаются на этом участке спорадически, заполняя грабенообразные депрессии — 14, 16 или образуя блоки "гранитизированных" пород — 15. Не исключено, что в истоках р. Алазее мощность мезозойской осадочно-вулканогенной толщи достигает 2,5–4 км.

В пределах Алазейско-Кыллахского мегаблока четко выделяются два блока относительно повышенной плотности — 17 и 18. Они сложены верхнемезозойскими андезитами и андезито-базальтами. Плотность их у поверхности составляет 2,59–2,60, а на глубине 7–8 км принята 2,75 (если считать состав пород преимущественно диоритовым). Блокам 17 и 18 соответствуют положительные аномалии магнитного поля. Это позволяет считать аналогичным происхождение блоков повышенной плотности и намагниченности — 1, 2, 4 и 17, 18. Различие их усматривается в том, что блоки 1, 2, 4 сложены более плотными и потому более основными по составу магматическими образованиями.

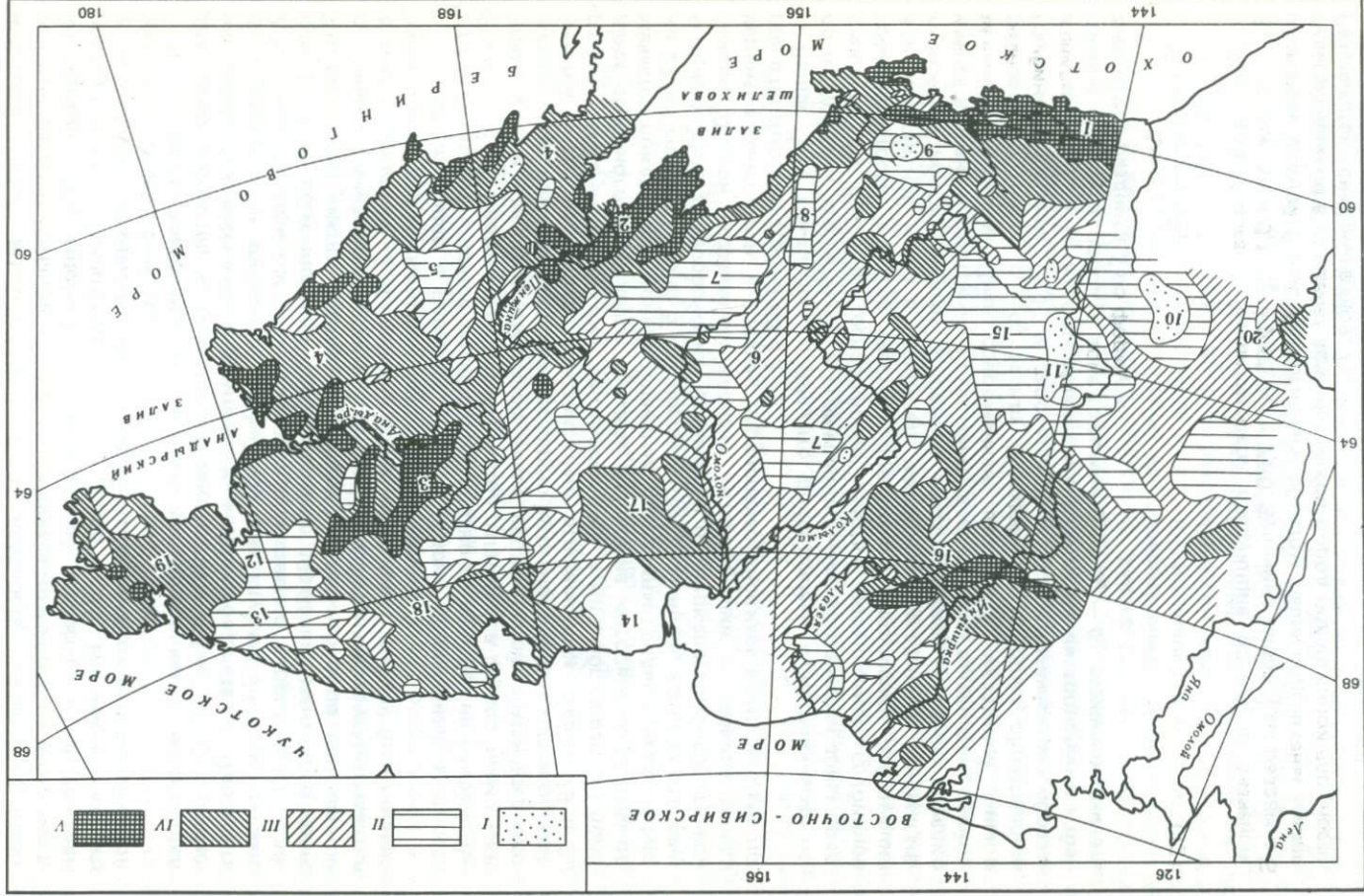
Контактирующие с блоками 17 и 18 блоки пониженной плотности (19–21) имеют у самой поверхности плотность от 2,53, на глубине 6–8 км — 2,70. Блоки малоплотных пород отличаются двуслойным строением, причем, как уже упоминалось выше, верхний слой сложен предположительно верхнемезозойскими осадочно-вулканогенными отложениями, нижний — средне-, верхнепалеозойскими отложениями. Блоки 19 и 20 разбиты мощными (до 2 км) системами даек и жил, образованных породами основного и среднего состава, положение которых на разрезе отмечается локальными положительными аномалиями силы тяжести. В блоке 22 на глубине около 5 км предполагается граница, которая отделяет мощную толщу мезозойских отложений от вулканогенно-терригенной толщи. Другой возможный вариант интерпретации — граница между верхнемезозойскими и средне-, верхнепалеозойскими комплексами пород с плотностью 2,53–2,63 и 2,75.

Выше уже говорилось о том, что фиксируемые моногеничными положительными магнитными и гравитационными аномалиями зоны представляют по существу ослабленные участки повышенной глубинной трещиноватости. На этих участках происходит разрушение, деструкция континентальной коры в результате наполнения указанных зон магматическими поступлениями основного состава. Сами эти зоны нередко имеют в плане изометричные очертания, а не линейно вытянутые, свойственные разломам. Зная современную ширину S_T указанной зоны и разность плотности $\alpha_M - \alpha_B$ между породами, в которых образовалась глубинная трещина (α_B), и заполнившими ее магматическими образованиями (α_M), а также определенную в результате интерпретации избыточную плотность пород в зоне трещины $\Delta\sigma = \alpha_T - \alpha_B$, можно рассчитать амплитуду раздвига S по формуле

$$S = \frac{\Delta\sigma}{\alpha_M - \alpha_B} \cdot S_T. \quad (12)$$

Так, для блока 1 были приняты следующие исходные значения: $S_T = 12$ км, $\Delta\sigma = 0,1$, $\alpha_B = 2,60$, $\alpha_M = 2,80$. Величина амплитуды раздвига S оказалась равной 6 км. Аналогичным образом были подсчитаны амплитуды раздвигов в пределах других блоков пород повышенной плотности. Результаты сведены в табл. 7.

Суммируя амплитуды раздвига на участке от блока 1 до блока 4,



получаем, что на 80-километровом участке профиля в мезозое произошло расширение земной коры на 13 км, т.е. на 16%. Аналогичные подсчеты на северо-западном окончании профиля с условным учетом ширины зон трещиноватости на тех участках, где интерпретация аномалий оказалась затруднительной, дают суммарную амплитуду раздвига на 100-километровом участке — 7 км, т.е. относительное расширение земной коры здесь составляет 7%.

Таким образом, северо-западнее Алазейского плоскогорья степень растяжения земной коры оказалась ниже, чем к юго-востоку. Эта оценка сохранится и при выборе самых благоприятных, но реальных значений параметров в формуле (12).

Плотностной и пересчитанный из него скоростной срез (рис. 26) на глубине 10 км построен для всего северо-востока Азии.

Схеме дано петрографическое истолкование. Фактической основой для ее построения послужили результаты расчетов глубин верхних и нижних границ и скачков плотности в горизонтальном направлении на квазивертикальном боковом ограничении аномалообразующих блоков.

Определенная оригинальность схемы плотностных неоднородностей заключается в том, что она построена на количественном уровне строгости при высокой степени точности вычисления скачкообразного изменения плотности в горизонтальной плоскости.

Выбор глубины среза именно в 10 км обусловлен желанием получить представительную информацию о соотношении плотностей на самом неглубоком уровне, который допускает количественная интерпретация существующих гравиметрических карт данного региона. Весь диапазон изменения плотностей на уровне среза 10 км разбит в соответствии с выводами (раздела 4 и табл. 23) на 5 интервалов; породы с плотностью, характерной для каждого интервала, обозначены на схеме соответствующих условным знаком.

Породы, имеющие плотность 2,69 и менее, — это граниты, слабометаморфизованные осадочные образования типа отложений верхоянского комплекса, метаморфические породы типа гранито-гнейсов. Плотность 2,70—2,77 характеризует гранодиориты и соответствующие им по химическому составу докембрийские метаморфические породы, метаморфи-

Рис. 26. Схема плотностных неоднородностей северо-востока Азии на уровне среза 10 км

Плотность пород в $г/см^3$: I — меньше 2,70; II — 2,70—2,77; III — 2,78—2,85; IV — 2,86—2,99; V — больше 3,00. Зоны преимущественного распространения: 1 — габбро-амфиболитовых комплексов; 2 и 3 — разноплотностной тектоно-магматической смеси зеленосланцевых, глаукофансланцевых, эклогитглаукофансланцевых амфиболитовых, гипербазитовых дунит-гарцбургитовой формации и габброидных образований; 3 — то же, что и 2—3, но с преобладанием зеленосланцевых и базальтовых комплексов; 5 — пород относительно пониженной плотности неопределенного вещественного состава (или осадочные отложения большой мощности — свыше 10 км, серпентинизированные породы); 6 — гетерогенных пород типа мезозойских образований основного и среднего составов, палеозойских известняков, интрузивных и эффузивных комплексов основного и среднего составов, докембрийских гнейсов, кварцитов, мраморизованных известняков и т.д.; 7 — аркейских пород гранито-гнейсового состава с наложенным ранне-среднепалеозойским анатексисом и палингенезом; 8—14 — гранитоидов мезозоны (очаги гранитной магмы); 15 — метаморфизованных терригенных образований мезозоя и палеозоя, докембрийских гранито-гнейсов, мезозойских гранодиоритов; 16 — габброидов и глаукофансланцевых пород; 17—19 — преимущественно габброидных пород "базальтового" слоя; 20 — докембрийских основных кристаллических сланцев тимптоно-желтулинского комплекса; в дробях: в числителе — плотность породы, в знаменателе — скорость продольных волн, рассчитанная по формулам (7)

зованные дациты, андезиты и терригенные породы мезозоя и палеозоя, а в верхнем интервале диапазона — известняки. Плотность в интервале 2,78—2,85 свойственна изверженным породам диоритового ряда, известнякам, метаморфическим образованиям разного возраста. Магматическим и метаморфическим породам основного состава приписана плотность 2,86—2,99, а смеси основных — ультраосновных магматических и метаморфических образований — плотность 3,00 и выше. Границы интервалов условны. Вследствие этого условны ограничения в плане плотностных неоднородностей на схеме, если только они не совпадают с разломами. Условные ограничения плотностных неоднородностей приведены на схеме штрих-пунктиром.

Таким образом, представленная схема в целом характеризует вещество на глубине 10 км по степени "кислотности" (кислые, "гранодиоритовые", средние, основные, основные—ультраосновные) в рамках имеющейся классификации магматических пород.

Анализ схемы показывает, что в полном соответствии с существующими тектоническими представлениями одним из главнейших структурных элементов северо-востока Азии является Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, отделяющий мезозоида от областей кайнозойской складчатости. На схеме плотностных неоднородностей на глубине 10 км происходит скачкообразное изменение состава образований от преимущественно среднего и кислого в мезозоидах в материковой части пояса до основного и ультраосновного в Охотской складчатой области (в приокеанической части пояса). Смена типа формаций в пределах пояса происходит по одному или системе генеральных разломов на разных участках Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

В целом в кайнозойской складчатой области на глубине 10 км преобладают породы преимущественно основного состава и смеси основных—ультраосновных пород, в мезозоидах — "среднего" состава при более широком диапазоне изменения этих свойств (от ультраосновных до кислых). В пределах приокеанской части пояса ближе 10 км к дневной поверхности подходят образования с физическими свойствами (плотностью), свойственными образованиям "базальтового" слоя земной коры (с плотностью до 3), и смеси пород основного и ультраосновного состава (с плотностью выше 3), что подтверждает высказанную ранее на скудном геофизическом материале идею о близповерхностном залегании здесь кровли "базальта" [9]. Образования гетерогенного "базальтового" слоя возникли как путем скучивания, так и посредством метаморфической переработки и магматических инъекций с существенным увеличением основности вещества в целом.

На широтном магаданско-охотском участке Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (зона 1 на рис. 27, см. вкл.) породы с плотностью 3,0—3,05 на глубине 10 км вероятнее всего представляют собой габбро, образующие тектонические и магматические "смеси" с метаморфическими комплексами основного состава, и близки по свойствам к габбро-амфиболитовой ассоциации "базальтового" слоя.

На Тайгоносско-Пенжинском (зона 2) и Анадырско-Пекульнейском (зона 3) участках характерно увеличение плотности пород до 3,2 на акваториях и прибрежных территориях. Наиболее вероятно, что вещество представлено здесь тектоно-магматической смесью метаморфических комплексов пород типа зеленых, глаукофан- и эклогитсодержащих сланцев и амфиболитов, с одной стороны, и гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации и габброидов — с другой [64]. Удельный вес каждой из

перечисленных компонентов в значительной степени варьирует по латерали, и зону 4 относительного понижения плотности (2,86–2,93) можно интерпретировать как зону преобладания зеленых сланцев и базальтов. Комплексы пород центральной и южной части Корякского нагорья (5) аналогичны по плотности породам зоны 6 (мезозоид) бассейна верхнего течения р. Б. Анюй и среднего течения р. Омолон – 2,78–2,84. Относительное понижение плотности до 2,72–2,75 истолковывается неоднозначно и связывается или с возникновением ядра гранитизации, или с увеличенной мощностью осадочных отложений (сыше 10 км), или с процессами массовой серпентинизации пород на глубине.

Область (7) мезозоид охватывает Гижигинскую зону и зону распространения кислых девонских эффузивов Омолонского массива. Плотность 2,74–2,75 и меньше весьма характерна для архейских пород гранито-гнейсового комплекса. Балыгычано-Сугуйская (8), Верхне-Ольская (9), Верхне-Куйдусунская (10), Тарынская (11) и Эгвекинотская (12) зоны минимальных в регионе значений плотности на уровне среза 10 км (меньше 2,72), по-видимому, фиксируют очаги генерации гранитной магмы, излившейся в виде обширных полей кислых эффузивов и субвулканических липаритов и дацитов. Подобные очаги анатектической и (или) палингенной гранитной магмы можно предполагать для Иультинской (13) и Сухарнинской (14) зон. Над ними сформировались крупные тела мезозойских гранитоидов, но излияния больших масс кислых эффузивов не отмечено. В зоне 15 (Аян-Юрхакский антиклинорий и юго-восточная часть Иньяли-Дебинского синклинория, без Тасканской синклинали) плотность 2,70–2,75 имеют породы консолидированного основания верхоянского комплекса (гранодиориты, метаморфизованные терригенные отложения мезозой, палеозоя, докембрийские гранито-гнейсы), метаморфизованные отложения самого верхоянского комплекса. Индигиро-Алазейский (16), Большеанюйский (17), Чаунско-Шмидтовский (18) и Чукотский (19) участки характеризуются приподнятым положением слоя со свойствами "базальтового" и смеси основных–ультраосновных пород, аналогично кайнозойской складчатой области. По геофизическим данным во всех зонах на 10-километровом срезе весьма велика роль габброидов. Но на Индигиро-Алазейском (16) участке можно предполагать и широкое распространение глаукофансодержащих сланцев повышенной плотности.

Однако более всего в мезозоидах распространены породы с плотностью в диапазоне 2,78–2,85, которым может соответствовать очень широкий спектр образований: мезозойские локальнометаморфизованные и магматические комплексы основного и среднего составов, палеозойские известняки, интрузивные и эффузивные породы среднего и основного состава, докембрийские гнейсы, кварциты, мраморизованные известняки и т.д.

В крайнем юго-западном углу схемы отмечается увеличение плотности пород до 2,93 в пределах Алдано-Майского перикратонного опускания Алданской антеклизы (зона 20). Оно связано с тем, что залегающие здесь на небольшой глубине породы докембрийского тимптоно-желтулинского комплекса не менее чем на 50% сложены пироксеновыми кристаллическими сланцами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследования физических свойств поверхностных образований северо-востока Азии (на образцах) :

осуществлено первое обобщение комплекса петрофизических характеристик горных пород;

впервые построена петроплотностная карта масштаба 1 : 5 000 000, имеющая как вспомогательное (при интерпретации геофизических данных), так и самостоятельное заключение (для выяснения корреляционных связей с размещением месторождений полезных ископаемых и др.) ;

выявлены закономерности пространственного изменения плотности и намагниченности поверхностных геологических образований и дано их объяснение;

выделено девять петрофизических групп интрузивных пород, причем предложенная типизация может быть положена в основу петрографической классификации и использована при металлогенических исследованиях :

отмечено, что наиболее ярко взаимосвязь рудопроявлений и петрофизических комплексов наблюдается на примере металлогении олова; показано, что к интрузивам II, III и IX петрофизических групп пространственно тяготеют рудопроявления касситерит-кварцевой формации, III, IV и IX групп — касситерит-силикатной, VI и IX — касситерит-сульфидной;

установлена тенденция к понижению плотности пород, слагающих гранитные массивы, в зависимости от увеличения отношения K_2O/Na_2O (интрузивы I, II, III, IV, VII, IX петрофизических групп) ;

подтверждены существовавшие ранее представления о прямой зависимости величины намагниченности от степени окисленности железа

$\frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO}$ для пород одного типа как внутри выделенных петрофизических групп, так и между группами.

Изучение петрофизики поверхностных и глубинных образований северо-востока Азии в их естественном залегании дало ряд важных результатов, в частности :

выработана система интерпретационных методов исследования петрофизических характеристик пород в их естественном залегании, причем некоторые из методов являются оригинальными;

на базе широкого использования интерпретационных методов собрана новая информация о петрофизических свойствах поверхностных и глубинных образований и подтверждено большинство результатов исследования физических свойств на образцах;

получены новые данные о петрологии вещества глубинных слоев земной коры и верхней мантии, о морфологии и природе магматических тел, их тектонической позиции и т.д.;

с использованием представительного материала впервые на большой территории северо-востока Азии осуществлено построение плотностного среза земной коры на глубине 10 км с элементами его петрографической и литологической интерпретации;

показано, что выявленные физические неоднородности земной коры обычно имеют форму блоков;

отмечено, что намагниченность горных пород по результатам интерпретации получается систематически выше определений намагниченности по лабораторным измерениям;

выявлено, что изотемпературная поверхность точки Кюри расположена на глубинах 10—20 км;

для кристаллических горных пород установлена тесная корреляционная связь между химическим составом, плотностью и числом анионов кислорода в единице объема, позволяющая с определенной точностью рассчитывать величину плотности по известному химическому составу; показано, что петрографическая интерпретация вещества на плотностной основе более однозначна, чем на сейсмической.

В целом в предлагаемой вниманию читателей книге зафиксирован лишь определенный этап в изучении физических свойств горных пород и глубинного вещества на северо-востоке Азии. Поэтому в монографии наиболее полное отражение получили сведения о плотности и намагниченности горных пород. Не были рассмотрены вопросы, относящиеся к палеомагнитным исследованиям, которые являются предметом специальных работ. Ввиду слабой изученности территории сейсмическими методами мало приводится сведений об упругих свойствах среды. Не представляет большого интереса в плане региональных глубинных исследований и информация об электропроводности первых сотен метров разреза, которая определяется главным образом мерзлотными свойствами среды. На обширной территории северо-востока Азии еще немногочисленны геотермические исследования, мал объем лабораторных определений упругих свойств горных пород, недостаточно изучаются физические свойства стратифицированного ядра скважин.

Все перечисленные пробелы в изучении петрофизики региона будут восполнены и рассмотрены более подробно в дальнейшем, по мере накопления фактического материала. При этом задачей интерпретационной петрофизики является построение объемных плотностной и магнитной моделей северо-востока Азии по системе разрезов и срезов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев С.И. Петрофизические характеристики пород и особенности геологического строения юга Корякского нагорья. — В кн.: Геологические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1975, вып. 10, с. 41—50.
2. Андреев С.И., Аникеева Л.И. Петрофизические особенности магматических пород офиолитовой серии на примере Корякского нагорья — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1974, вып. 9, с. 77—83.
3. Андреев Б.А., Клушин И.Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 495 с.
4. Бельий В.Ф. Тектонические аспекты проблемы андезитового вулканизма в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М., 1973, с. 93—105.
5. Беляев И.В., Беляева Д.Н., Мигovich И.М. Изверженные породы и структура аномальных физических полей на Северо-Востоке СССР. — В кн.: Тезисы докладов Первого Северо-Восточного петрографического совещания. Магадан: Кн. изд-во, 1968, с. 192—193.
6. Буряк В.А. О золотонности осадочных толщ и поведении в них золота в процессах метаморфизма и гранитизации. — Геология и геофизика, 1978, № 6, с. 142—146.
7. Буряк В.А., Сизых Ю.И. и др. Поведение золота в процессе гранитизации пегматитообразования (Витимо-Патомское нагорье). — Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 6, с. 1445—1448.
8. Вацилов Ю.Я. Глубинные гравиметрические исследования. М.: Наука, 1973. 156 с.
9. Вацилов Ю.Я. Глубинные разломы южной части Яно-Колымской складчатой зоны и гранитные батолиты. — Сов. геология, 1963, № 4, с. 54—72.
10. Вацилов Ю.Я. К интерпретации геологических процессов в зонах глубинных разломов Востока СССР. — Геология и геофизика, 1970, № 12, с. 94—100.
11. Вацилов Ю.Я. Метод интерпретации аномалий силы тяжести, создаваемых возмущающим телом в форме вертикального уступа. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1967, № 1, с. 96—103.
12. Вацилов Ю.Я. Методы и результаты изучения плотностного разреза земной коры юга Верхояно-Чукотской складчатой области. — В кн.: Геофизические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1964, с. 205—222.
13. Вацилов Ю.Я. Морфология и тектоническое положение некоторых магматических тел Крайнего Северо-Востока СССР по геофизическим данным. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1968, т. 13 (5), с. 92—100.
14. Вацилов Ю.Я. Некоторые геофизические аспекты проблемы Колымского массива. — В кн.: Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1977, с. 64—78. (Тр. Сев. Вост. комплекс. науч.-исслед. ин-та; Вып. 77).
15. Вацилов Ю.Я. О знаке поправки за влияние рельефа местности при подземных гравиметрических наблюдениях. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. Магадан: Кн. изд-во, 1976, с. 154—156. (Тр. Сев.-Вост. комплекс. науч.-исслед. ин-та; Вып. 76).
16. Вацилов Ю.Я. Проблема регулярности потенциальных полей на бесконечности и ее значение в интерпретации магнитных и гравитационных аномалий. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 8, с. 79—84.
17. Вацилов Ю.Я. Расчет плотности кристаллических горных пород по их химическому составу. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. Магадан: Кн. изд-во, 1976, с. 164—188. (Тр. Сев.-Вост. комплекс. науч.-исслед. ин-та; Вып. 76).
18. Вацилов Ю.Я., Нападенский Г.Б., Попов М.Г. Интегральный метод ин-

- терпретации аномалий Δg над вертикальным уступом. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 9, с. 48—58.
19. *Велинский В.В.* Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан-континент. Новосибирск: Наука, 1979. 264 с.
 20. *Вольвовский Б.С., Кунин Н.Я., Терехин Е.И.* Краткий справочник по полевой геофизике. М.: Недра, 1977. 318 с.
 21. *Гельман М.Л.* Глубинная фация меловых гранитоидов в Анойской складчатой зоне. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1963, вып. 16, с. 213—232.
 22. *Гельман М.Л.* О связи вулканической деятельности с интрузиями гранитоидов на Западной Чукотке. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 12, с. 41—58.
 23. *Давыдова Н.И., Шварц Я.Б., Ярошевская Г.А.* Материальный профиль Магадан-Колыма. — В кн.: Стрoение земной коры в области перехода от азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964, с. 117—128.
 24. *Жуланова И.Л.* Тектоника и история формирования метаморфических комплексов северной части п-ова Тайгонос. — Геотектоника, 1974, № 1, с. 111—121.
 25. *Закржевский Г.А.* Тамватнейский гипербазитовый массив. — В кн.: Геологическое строение Корякского нагорья. Л.: ГОНТИ, 1963, с. 43—57.
 26. *Зимникова Т.П.* Закономерности изменений физических свойств интрузивных пород на Северо-Востоке СССР. — В кн.: Геофизические исследования структуры и геодинамики земной коры и верхней мантии Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1979, с. 62—72. (Тр. Сев.-Вост. комплекс. науч.-исслед. ин-та; Вып. 78).
 27. *Зимникова Т.П.* Петроплотностная карта Северо-Востока СССР. — Там же, с. 40—61.
 28. *Зимникова Т.П.* Плотности и намагниченность магматических пород некоторых районов Северо-Востока СССР. — В кн.: Магнитные свойства изверженных пород. Магадан: Кн. изд-во, 1964, с. 159—169. (Тр. Сев.-Вост. комплекс. науч.-исслед. ин-та; Вып. 9).
 29. *Зимникова Т.П.* Плотность и магнитные свойства гранитоидов на территории Северо-Востока СССР. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. Магадан: Кн. изд-во, 1976, с. 33—46. (Тр. Сев.-Вост. комплекс. науч.-исслед. ин-та; Вып. 76).
 30. *Зимникова Т.П., Мишин С.В., Старухина Л.А.* Распределение плотностей и масс горных пород на территории Северо-Востока СССР. — Там же, с. 95—103.
 31. *Измайлов Л.И., Силантьев В.Н.* Отражение закономерностей размещения золотой минерализации в магнитных полях на Северо-Востоке СССР. — Там же, с. 3—13.
 32. *Кайгородцев Г.Г.* О взаимоотношении габбро с гипербазитами в Усть-Бельском массиве. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1958, вып. 13, с. 67—71.
 33. *Кириллов В.А.* Основные результаты геофизических исследований между гранитными массивами Оханджа и Буркандя-Колыма. Магадан: Кн. изд-во, 1963, № 10, с. 10—11.
 34. *Клушин И.Г.* Метод интегральных преобразований при геологической интерпретации гравитационных аномалий. — Прикл. геофизика, 1958, вып. 18, с. 173—185.
 35. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
 36. *Лугов С.Ф., Макеев Б.В., Поталова Т.М.* Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1972. 360 с.
 37. *Максимов А.Е.* Магнитотеллурическое зондирование в верховьях реки Колымы. — В кн.: Проблемы науки на Северо-Востоке СССР (геологические и географические науки). Магадан: Кн. изд-во, 1967, с. 173—177. (Тр. Сев.-Вост. комплекс науч.-исслед. ин-та; Вып. 30).
 38. *Матвеевко В.Т., Шаталов Е.Т.* Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. — В кн.: Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958, ч. 1, с. 169—240.
 39. *Матвеевко В.Т., Шаталов Е.Т.* Основные закономерности размещения оловянного оруденения Северо-Востока СССР. — Геология руд. месторождений, 1963, № 2, с. 46—61.
 40. *Мерзляков В.М., Лычагин П.П., Терехов М.И.* Еще раз о проблеме Колымского массива. — Геотектоника, 1980, № 1, с. 43—55.
 41. *Методическое руководство по определению физических свойств горных пород и полезных ископаемых.* М.: Госгеолтехиздат, 1962. 458 с.
 42. *Методическое руководство по разведке россыпей золота и олова.* Магадан: Кн. изд-во, 1974. 225 с.
 43. *Мишкин М.А., Шкодинский Е.А., Ляговская Е.А.* Новые данные по

- петрологии метаморфического комплекса п-ова Тайгонос. — Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 5, с. 1165—1168.
44. *Озерская М.Л., Семенова С.Г.* Использование результатов исследования физических свойств горных пород при геотектоническом районировании. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 17, вып. 6, с. 17—22.
 45. *Петров О.П.* Современное состояние представления о магме и проблема гранита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 3, с. 3—31.
 46. *Печерский Д.М.* Магнитные свойства гранитоидов Северо-Востока СССР. — В кн.: Магнитные свойства изверженных пород. Магадан: Кн. изд-во, 1964, с. 6—151. (Тр. СВКНИИ; Вып. 9).
 47. *Лэк А.А.* О пористости интрузивных горных пород. — В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М.: Наука, 1968, с. 291—293.
 48. Север Дальнего Востока. М.: Наука, 1970. 481 с.
 49. *Соболев А.П., Колесниченко П.П.* Мезозойские гранитоидные комплексы юга Яно-Колымской складчатой системы. М.: Наука, 1979. 173 с.
 50. *Сорокин Л.В.* Гравиметрия и гравиметрическая разведка. 3-е изд. М.: Гостоптехиздат, 1953. 479 с.
 51. *Сперанская И.М.* Геология и петрография кислых эффузивов северного побережья Охотского моря со специальным обзором проблемы игнимбритов. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1964, вып. 17, с. 122—132.
 52. *Сперанская И.М.* К вопросу о стратиграфическом расчленении меловых вулканических формаций юго-западной части Охотско-Чукотского пояса. — Там же, 1963, вып. 16, с. 67—105.
 53. *Сперанская И.М.* О природе связи игнимбритов с близповерхностными интрузиями гранитоидов. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1963, № 5, с. 16—21.
 54. Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969. 544 с.
 55. *Струев Э.А.* Сборник анализов изверженных и метаморфических горных пород СССР (с 1927 по 1937 г.). М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 591 с.
 56. *Тильман С.М., Белый В.Ф., Николаевский А.А., Шило К.А.* Тектоника Северо-Востока СССР: (Объясн. зап. к тектон. карте Северо-Востока СССР масштаба 1 : 2 500 000). Магадан: Кн. изд-во, 1969. 78 с.
 57. *Устиев Е.К.* Некоторые петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбритов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 11, с. 3—15.
 58. *Устиев Е.К.* О составе родоначальных магм на примере меловых и палеогеновых формаций Охотского вулканического пояса. — Там же, 1965, № 3, с. 3—19.
 59. *Устиев Е.К.* Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. — Сов. геология, 1959, № 3, с. 3—26.
 60. *Федынский В.В., Ващилов Ю.Я.* О слоисто-блоковой модели литосферы. — Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 6, с. 1180—1182.
 61. *Шопошникова К.Г.* Плотностная характеристика горных пород юго-западной части Верхояно-Колымской складчатой области. — Геология и геофизика, 1961, № 9, с. 105—111.
 62. *Шило Н.А., Бабкин П.В., Белый В.Ф.* и др. Новая схема тектонической и металлогенической зональности северо-востока Советской Азии. — В кн.: Тектоника и структурная геология: Планетология. М.: Наука, 1976, с. 149—154.
 63. *Шило Н.А., Ващилов Ю.Я.* Глубинное строение Северо-Востока СССР по гравиметрическим данным. — В кн.: Геофизические исследования структуры и геодинамики земной коры и верхней мантии Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1979, с. 3—29.
 64. *Шило Н.А., Ващилов Ю.Я., Мигovich И.М.* Плотностной срез земной коры Северо-Востока СССР на глубине 10 км и его вещественная интерпретация. — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4, с. 907—910.
 65. *Шило Н.А., Сидоров А.А., Зильберминц А.В.* Притихоокеанские вулканогенные пояса Советской Азии и их металлогенические особенности. — Геология и геофизика, 1967, № 4, с. 3—11.
 66. *Якулов В.С.* Электропроводность и геоэлектрический разрез мерзлых толщ. М.: Наука, 1968. 170 с. (Тр. Сев.-Вост. комплекс науч.-исслед. ин-та; Вып. 20).
 67. *Barth T.F.W.* Oxygen in rocks: A basis for petrographic calculations. — J. Geol., Jan., 1948, vol. 56, n 1.
 68. *Barth T.F.W.* The distribution of oxygen in the lithosphere. — Ibid.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1.	
Петрофизика поверхностных образований.	6
1. Петрофизическая характеристика осадочных и метаморфических пород	6
2. Петрофизическая характеристика магматических горных пород	22
3. Размещение полезных ископаемых в связи с физическими свойствами горных пород	85
Глава 2.	
Петрофизика глубинных и поверхностных образований (по результатам интерпретации геофизических данных).	98
1. Интерпретационные методы изучения петрофизики глубинных и поверхностных образований	98
2. Исследование петрофизических свойств пород в естественном залегании	115
3. Петрофизика, физические поля и некоторые проблемы регионального магматизма и тектоники.	129
4. Взаимосвязь плотности и химического состава горных пород.	137
5. Плотностные и скоростные глубинные разрезы и срезы.	146
Заключение.	158
Литература	160

**Юрий Яковлевич Ващилов,
Тамара Павловна Зимникова,
Николай Алексеевич Шило**

**ПЕТРОФИЗИКА
ПОВЕРХНОСТНЫХ
И ГЛУБИННЫХ
ОБРАЗОВАНИЙ
СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ**

*Утверждено к печати
Северо-восточным комплексным
научно-исследовательским институтом
Дальневосточного научного центра
Академии наук СССР*

Редактор *В.П. Большаков*
Художник *А.Г. Кобрин*
Художественный редактор *С.А. Литвак*
Технический редактор *Г.П. Каренина*
Корректор *Л.А. Агеева*

ИБ № 24265

Подписано к печати 25.03.82. Т — 07411
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 2
Печать офсетная. Усл.печ.л. 10,3 + 1,4.
12,0 усл. кр-отт. Уч.-изд.л. 14,4. Тираж 600 экз.
Тип. зак. 1066. Цена 2р. 20к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В 485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 20 к.

3748