

температуры на пути светового луча. Так, при определении поправки для марки № 10, если точность определения горизонтального градиента составляет  $\pm 0,02^\circ$ , погрешность в поправке составит  $\pm 0,2$  мм. В настоящее время измерение горизонтальных градиентов с точностью  $\pm 0,02$  град/м технически возможно. 3. Как правило, производство створных наблюдений с точностью 0,5—0,2 мм при длинах створа 100 м и более возможно только с учетом поправок в створные наблюдения за боковую рефракцию.

Список литературы: 1. Зюзин А. С. Боковая рефракция при измерении углов на пунктах городской полигонометрии. — Геодезия и картография, 1956, вып. 6. 2. Рабинович Б. Н. О действии боковой рефракции в триангуляции СССР. — В кн.: Тр. ЦНИИГАвК., 1949, вып. 62. 3. Moritz H. Zur Geometrie der Refraction. — Osterr. Z. Vermessungswesen, 1962, N 1, 50. 4. Robitzsch M. Die mittlere abnahme Dämpfungdruckes mit der Höhe. — Meteorolog. Zeitschr., 1944, Bd. 61.

Статья поступила в редколлегию 08. 01. 82

УДК 528.21

П. М. ЗАЗУЛЯК, В. Е. ЗИНГЕР,  
В. В. КИРИЧУК, Г. А. МЕЩЕРЯКОВ

## ПОЛЕ ДИСПЕРСИЙ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ЗЕМЛИ И СТРУКТУРЫ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА

В работе [3] были получены некоторые характеристики поля дисперсий аномалий силы тяжести (ПДАСТ) для основных геологических структур материков. Переходной зоной от материковых структур к структурам дна океанов являются, как известно [1], структуры окраин материков. Поэтому представляет интерес перед тем как переходить к структурам океанического дна, рассмотреть ПДАСТ окраин материков.

В соответствии с подразделением класса режимов материковых окраин на режимы атлантического и тихоокеанского типов, окраины материков, включающие в себя прибрежную часть суши и подводный рельеф, также делятся на атлантический и тихоокеанский типы [1].

Для окраин атлантического типа характерны широкий шельф (до нескольких сотен километров) и отсутствие вулканизма на перифериях материков. Такой тип окраин материков преобладает вокруг Атлантического и Индийского океанов и является единственным для Ледовитого океана.

Окраины тихоокеанского типа характеризуются прежде всего примыканием к океану молодой геосинклинальной зоны. Это справедливо для всего Тихого океана, северо-восточной части Индийского океана и небольших участков южной Атлантики. При этом геосинклиналь и орогенная зона частично проходят и через островные дуги (западная часть Тихого океана), называемые островными дугами 1-го типа.

Островные дуги более позднего происхождения (конец мелового периода), для которых характерны наличие глубоководного жемчужника с внешней стороны дуги и отсутствие вулканизма, называются дугами 2-го типа.

Именно с окраинами атлантического типа связано существование так называемых окраинных морей, которые подстилаются корой субокеанического типа [1] \*.

Сопоставляя карты изодисперсий ПДАСТ [3] с картами океанов [6], мы пришли к следующим оценкам дисперсий аномалий силы тяжести для структур материковых окраин (табл. 1).

Таблица 1  
Оценки дисперсий аномалий силы тяжести для структур окраин материков

Название структуры	$D_{\min}$ (млг <sup>2</sup> )	$D_{\max}$ (млг <sup>2</sup> )	$D_{\text{ср}}$ (млг <sup>2</sup> )	$n^*$
Внутренние моря	130	450	310	5
Окраинные моря				
Евразия	30	600	230	21
Австралия	280	560	370	5
Антарктида	130	450	270	9
Америка	80	1050	350	9
Островные дуги				
1-й тип	270	1460	620	12
2-й тип	130	300	210	9

\*  $n$  — количество структур, участвовавших в оценке.

Для упорядочения довольно пестрой картины ПДАСТ, полученной для окраин материков, нам пришлось дополнительно прилечь к анализу карту сейсмической активности [2], что в совокупности с картами изодисперсий и океанов позволило прийти к следующему заключению.

Как правило, максимальные значения ПДАСТ для одних и тех же структур окраин материков совпадают с районами активной сейсмической деятельности.

Так, для внутренних морей максимумы ПДАСТ (410 млг<sup>2</sup> и 450 млг<sup>2</sup>) приходится на Черное и Каспийское моря, лежащие в так называемом Средиземноморском поясе возбуждения астеносферы. Подобное заключение справедливо и для окраинных морей Антарктиды, Австралии и Евразии. В то же время аномально высокие значения ПДАСТ (405 млг<sup>2</sup> и 465 млг<sup>2</sup>) для таких окраинных морей Евразии, как Аравийское море и Бенгальский залив, объясняются, очевидно, влиянием крупнейшей глобальной отрицательной ондуляции геоида в северной части Индийского океана, вызванной горизонтальными неоднородностями распределения вещества на границе «кора—мантия» [5].

Наиболее резкое изменение ПДАСТ свойственно окраинным морям Американского континента — 80 млг<sup>2</sup> для Мексиканского

\* С некоторым допущением к этим же структурам можно отнести и немногочисленные внутренние моря.

и 1050 мЛг<sup>2</sup> для Гудзонова залива. Здесь нарушается прослеженная для структур других материков прямая связь значений ПДАСТ со степенью сейсмической активности. Так, дисперсия аномалии силы тяжести в море Лабрадора (в сейсмическом отношении спокойном) достигает 300 мЛг<sup>2</sup>, в то же время в таких сейсмически активных районах, как залив Аляска и Калифорнийский залив, она не превышает 210 мЛг<sup>2</sup>.

Как видно из табл. 1, островные дуги 1-го и 2-го типов резко различаются по дисперсии аномалий силы тяжести, причем более широким спектром ПДАСТ обладают островные дуги 1-го типа.

Средние оценки ПДАСТ для структур океанического дна \*\*

Название структуры	$D_{\min}$ (мЛг) <sup>2</sup>	$D_{\max}$ (мЛг) <sup>2</sup>	$D_{\text{ср}}$ (мЛг) <sup>2</sup>	$n^*$
Плато	130	480	290	5
«Асейсмичные» хребты	30	410	250	19
Котловины	220	320	280	48
Срединно-океанические хребты	30	1100	440	—

\*  $n$  — количество структур, участвовавших в оценке.  
\*\* — оценки  $D_{\min}$  и  $D_{\max}$  — суть средние значения соответствующих дисперсий по каждому из океанов.

Естественное объяснение этого различия заключается в существовании активной сейсмической деятельности в дугах 1-го типа и отсутствие ее в дугах 2-го типа.

В заключение отметим, что сопоставление карты изодисперсий [3] и карты теплового потока [2] для структур окраин материков подтверждает высказанное в [2] предположение о неоднозначности связи между неоднородностями гравитационного и теплового полей Земли.

Перейдем к обсуждению ПДАСТ структур океанического дна. Структуры дна океанов делятся на несколько категорий [1]. К 1-й относятся срединно-океанические хребты и океанические котловины. Их материковыми аналогами по тектонической активности являются геосинклинали и платформы, причем совокупность структурных особенностей срединно-океанических хребтов позволяет рассматривать их как аналог материковых рифтов. Структурами 2-й и 3-й категорий являются «асейсмичные»\* подводные хребты и океанические плато. Значения ПДАСТ для этих структур, осредненные по всем океанам, приведены в табл. 2.

Рассмотрим поле дисперсий аномалий силы тяжести для каждой из структур океанического дна в отдельности.

Наиболее редко встречающейся структурой ( $n=5$ ) является океаническое плато, представляющее собой поднятие дна океана,

\* Термин «асейсмичный» здесь не означает полное отсутствие сейсмической активности в настоящем или прошлом, а лишь указывает на слабость ее по отношению к срединно-океаническим хребтам.

неосложненное сбросами (горстами). Максимальное значение ПДАСТ — 480 мЛг<sup>2</sup> — определено на плато Рокаль (Атлантический океан, [6]), которое отличается от других плато максимумами сейсмической и геотермической деятельности. Если не учитывать плато Рокаль, то средняя дисперсия океанических плато составит 260 мЛг<sup>2</sup>.

«Асейсмичные» хребты имеют плоскую вершину и крутые склоны. Их характерной особенностью является прямолинейность, указывающая на связь с разломами земной коры. Формально к этой же категории структур относятся цепи подводных вулканов,

Оценки дисперсии аномалий силы тяжести для «асейсмичных» хребтов

Название океана	$D_{\min}$ (мЛг) <sup>2</sup>	$D_{\max}$ (мЛг) <sup>2</sup>	$D_{\text{ср}}$ (мЛг) <sup>2</sup>	$n^*$
Ледовитый	30	30	30	2
Атлантический (без Бермудского хребта)	120	300	200	3
Индийский (без Чаго-Лаккадивского хребта и хребта 90° E)	130	215	150	4
Тихий (без хребтов Наска и Новозеландского)	130	340	220	5

\*  $n$  — количество структур, участвовавших в оценке.

объединенных общим поднятием в пологие валы. В табл. 3 приведены характеристики ПДАСТ «асейсмичных» хребтов, оцененные по каждому из океанов в отдельности.

При составлении табл. 3 были исключены некоторые «асейсмичные» хребты, поле дисперсий которых, по-видимому, не типично для этих структур. Так, Бермудский хребет представляет собой область обширного древнего вулканизма; Чаго-Лаккадивский хребет и хребет 90° E лежат в районе крупнейшей глобальной ондуляции геоида; хребты Наска и Новозеландский характеризуются современной повышенной сейсмической активностью. С учетом этих исключений среднее значение дисперсии аномалий силы тяжести для «асейсмичных» хребтов составляет 150 мЛг<sup>2</sup>.

Океанические котловины занимают большую часть ложа Мирового океана, располагаясь в той или иной степени симметрично относительно глобального океанического рифтового пояса [6]. Кажется бы, эта симметрия должна была бы проявиться в той или иной степени в структуре аномального гравитационного поля Мирового океана. Однако исследования И. Кохрана и М. Тальвани [4] выявили отчетливую асимметрию поля аномалий силы тяжести Мирового океана относительно осей глобального океанического рифтового пояса как по величине, так и в значительно большей степени по знаку.

Мы проанализировали в этом аспекте ПДАСТ Мирового океана. Сводные результаты этого исследования приведены в табл. 4.

из которой следует, что ПДАСТ всех океанов асимметричны относительно осей срединно-океанических хребтов. Детальное сопоставление ПДАСТ с полем теплового потока [2] и картой сейсмической активности [2] позволило выявить некоторые особенности этой асимметрии для различных океанов. Так, если асимметрия ПДАСТ Ледовитого океана явственно коррелируется с сейсмической активностью (Исландская, Лофонтенская, Гренландская котловины характеризуются  $D \approx 400-500$  мгл<sup>2</sup>, а для «асейсмичных» котловин Макарова, Амундсена и др.  $D \approx 30-200$  мгл<sup>2</sup>), то в Индийском океане, обладающем наибольшей асимметрией ПДАСТ, во-

Таблица 4  
Поле дисперсий аномалий силы тяжести океанических котловин

Название океана и его региона	$D_{\min}$ (мгл <sup>2</sup> )	$D_{\max}$ (мгл <sup>2</sup> )	$D_{\text{ср}}$ (мгл <sup>2</sup> )	$n^*$
<i>Атлантический</i>	50	600	270	15
Восточная Атлантика	50	260	140	7
Западная Атлантика	210	600	390	8
<i>Ледовитый</i>	30	600	300	4
Центрально-Американская область	30	200	120	5
Гренландская область	360	600	520	4
<i>Индийский</i>	30	1290	320	10
Центральная область (к северу от 20° S)	430	1290	860	2
Периферия	30	300	190	8
<i>Тихий</i>	30	600	220	14
Американская область	140	400	220	4
Азиатско-Австралийская область	170	600	350	6
Центральная область	30	160	100	4

\*  $n$  — число структур, участвовавших в оценке.

обще не удается установить корреляции асимметрии с сейсмической активностью. Зато здесь прослеживается обратная зависимость степени асимметрии ПДАСТ от величины теплового потока в отличие от других океанов, где эта связь практически отсутствует. Асимметрия ПДАСТ Мирового океана, по-видимому, прямо связана с современным и древним вулканизмом, что особенно четко проявляется в северном полушарии, где, например, Северо-Американская котловина Атлантического океана обладает  $D = 550$  мгл<sup>2</sup>, а противолежащая ей к востоку от срединно-океанического хребта Канарская котловина имеет дисперсию всего лишь 130 мгл<sup>2</sup>.

Наименьшими значениями ПДАСТ характеризуются котловины, лежащие в центральных областях океанов — Американская

и Ледовитом океане ( $D = 30$  мгл<sup>2</sup>), Центрально-Тихоокеанская и Меланезийская — в Тихом океане ( $D \approx 15-30$  мгл<sup>2</sup>). Интересно отметить, что для котловин Тихого океана в некоторых случаях не обнаруживается прямая связь ПДАСТ с сейсмической активностью или даже прослеживается обратная связь (например, для сейсмически активной Алеутской котловины  $D \approx 160$  мгл<sup>2</sup>). Все это свидетельствует о существовании различных причин асимметрии ПДАСТ в разных областях Мирового океана и указывает на необходимость привлечения дополнительной геофизической информации при решении этого вопроса.

Наиболее крупной структурой океанического дна являются срединно-океанические хребты, общая протяженность которых составляет примерно 90 тыс. км. Разнообразие морфологии хребтов (наличие или отсутствие оси хребта, его гребня, различная степень грабенообразований и т. п.) с необходимостью отражается на структуре аномального гравитационного поля, связанного с этими структурами [4]. В частности, в [4] показано, что такая общая особенность структуры аномального поля хребтов, как наличие максимума аномалии силы тяжести на оси хребта и ее минимумов по обе стороны от оси, проявляется у отдельных хребтов по-разному. Логично было бы ожидать подобного поведения и ПДАСТ. На рис. 1—9 представлены сечения поля дисперсий аномалий силы тяжести в направлении, перпендикулярном осям различных срединно-океанических хребтов на разных широтах.

Как видно из рисунков, для ряда срединно-океанических хребтов указанная особенность структуры аномального гравитационного поля проявляется и в структуре ПДАСТ (рис. 1, 4, 7—9). В то же время для отдельных хребтов и даже для различных участков одного и того же хребта эта закономерность нарушается (рис. 2, 3, 5, 6), что в некоторых случаях объясняется наличием крупной глобальной аномалии гравитационного поля (рис. 5), либо локальными возмущениями поля, обусловленными наложениями частных аномальных полей близких хребтов (рис. 3) и материковых структур (рис. 2 и 6).

Поэтому, очевидно, без привлечения дополнительной информации трудно однозначно дать ответ на вопрос — существует ли конкретное значение дисперсии аномалии силы тяжести, присущее, в общем, срединно-океаническим хребтам как особой геологической структуре. Подтверждением этого факта могут служить данные, приведенные в табл. 5.

Определенная упорядоченность характеристик ПДАСТ различных хребтов и их отдельных участков может быть выявлена, если

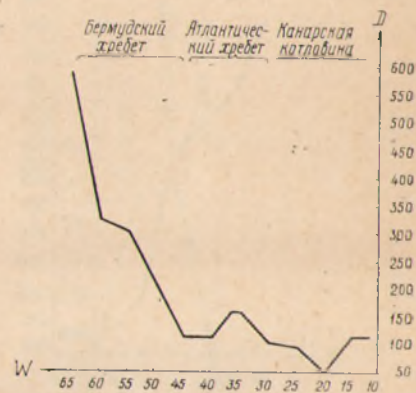


Рис. 1. Сечение ПДАСТ Атлантического хребта (28° N, 36° W).

вспомнить, что термин «рифт» означает раскол с растяжением (спрединг) [1]. Известно [4], что спрединг океанической коры в зоне хребтов, в общем, неодинаков — например, с максимальной скоростью он происходит по оси северного участка Атлантического хребта. Если расположить данные табл. 5 в порядке убывания скорости спрединга различных хребтов и их отдельных участков

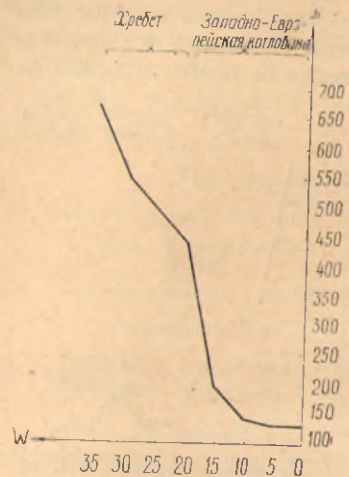


Рис. 2. Сечение ПДАСТ Атлантического хребта (46° N, 19° W).

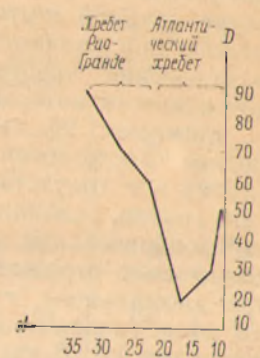


Рис. 3. Сечение ПДАСТ Атлантического хребта (36° S, 23° W).

согласно [4], то обнаружится отчетливая прямая корреляция дисперсии аномалии силы тяжести со скоростью спрединга. Отметим еще некоторые особенности ПДАСТ различных срединно-океанических хребтов, которые проявляются при сопостав-

Таблица 5  
Характеристики ПДАСТ срединно-океанических хребтов

Название хребта	$D_0$ (млг) <sup>2</sup>	Название хребта	$D_0$ (млг) <sup>2</sup>
Атлантический:			
Нансена	130	Центрально-Индийский	250
Моне	1100	Карлсберга	650
Жан-Майена	600	Красноморский	210
Центрально-Атлантический (30° N—30° S)	210	Австрало-Индийский	30
Южно-Атлантический (30° S—50° S)	30	Австрало-Антарктический	140
Бове	70	Южно-Тихоокеанский	130
Западно-Индийский	230	Восточный Тихоокеанский	70

лении карты изодисперсий [3] с картой океанического дна [6]. Так, северный участок Атлантического хребта (30° N—80° N) характеризуется дисперсией порядка 800 мlg<sup>2</sup>, причем значения ПДАСТ не коррелируют с глубинами океанического дна и их максималь-

ные значения (1000—1100 мlg<sup>2</sup>) соответствуют таким вулканическим структурам, как Азорские острова и Исландия.

Южный участок Атлантического хребта служит осью ярко выраженной асимметрии ПДАСТ (в Восточной Атлантике  $D=30-130$  мlg<sup>2</sup>, а в Западной —  $D=130-300$  мlg<sup>2</sup>). Исключением является район (36° S), соответствующий «узлу» хребтов — сре-

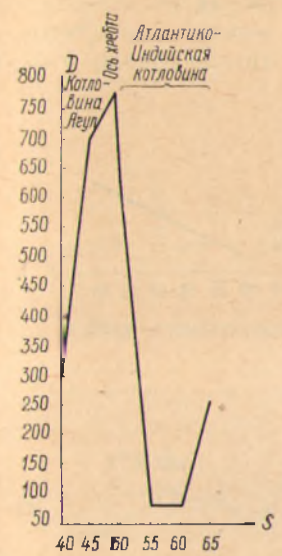


Рис. 4. Сечение ПДАСТ Хребта Бове (40° S, 30° E).

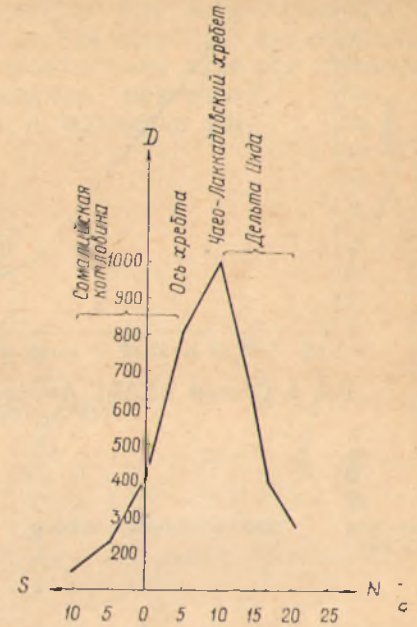


Рис. 5. Сечение ПДАСТ хребта Карлсберга (4° N, 65° E).

динно-океанического Южно-Атлантического и двух «асейсмичных» хребтов — Рио-Гранде и Китового. Здесь, по обе стороны оси Атлантического хребта, на протяжении, по крайней мере, 2000 км ПДАСТ однородно и характеризуется величиной 30 мlg<sup>2</sup>.

В системе океанических хребтов Индийского океана следует указать на аномальные черты таких хребтов, как Австрало-Ан-

Таблица 6  
Зависимость характеристик ПДАСТ срединноокеанических хребтов от скорости спрединга

Название хребта	$D_0$ (млг) <sup>2</sup>	Название хребта	$D_0$ (млг) <sup>2</sup>
Атлантический (к N от 30° N)	780	Восточный Тихоокеанский (21° N—5° N)	100
Атлантический (30° N—0°)	130	Восточный Тихоокеанский (5° S—35° S)	50
Атлантический (0°—50° S)	120	Австрало-Индийский	40

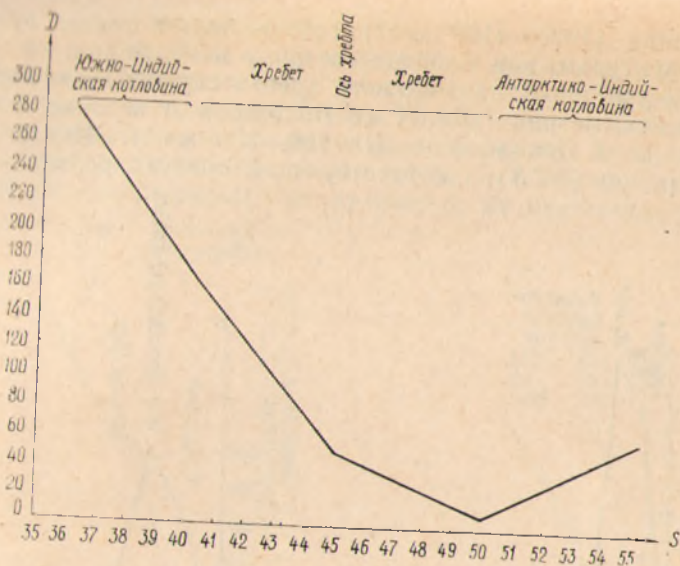


Рис. 6. Сечение ПДАСТ Австрало-Антарктического хребта ( $45^{\circ} S, 100^{\circ} E$ ).

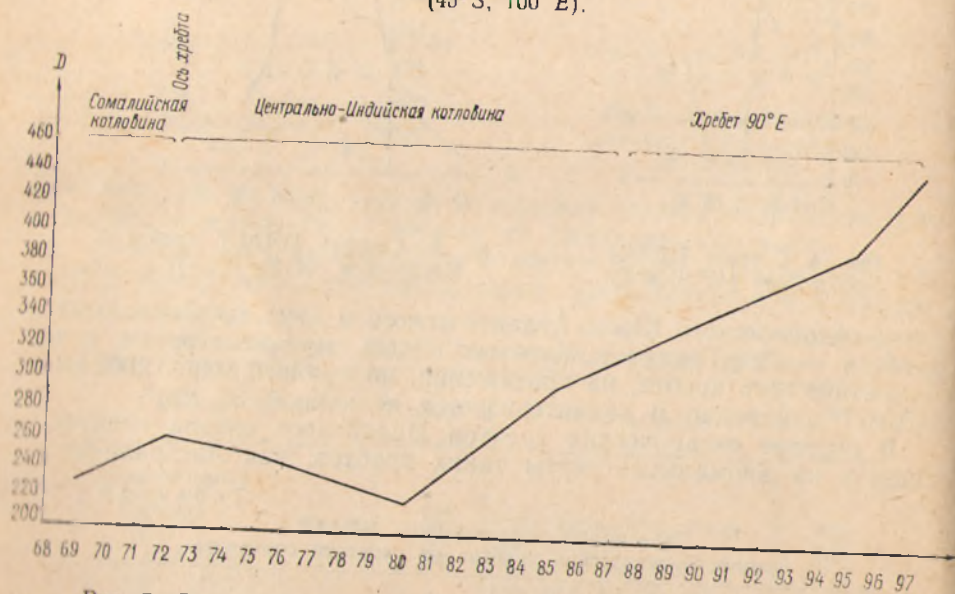


Рис. 7. Сечение ПДАСТ Центрально-Индийского хребта ( $17^{\circ} S, 72^{\circ} E$ ).

тарктический и Юго-Восточный Индийский, которые лежат в «ложбинах» ПДАСТ между «возвышенностями», расположенными на Антарктической и Индийской тектонических плитах [4]. Таким образом, здесь вместо «относительного» максимума поля дисперсий имеет место минимум порядка  $30 \text{ мЛг}^2$ . Кроме того, в районе Австрало-Антарктического хребта, начиная с  $130^{\circ} E$ , обнаружи-

вается прямая корреляция поля дисперсий с глубинами океанического дна — при изменении глубин с четырех до шести км дисперсии возрастают от 30 до  $130 \text{ мЛг}^2$ .

В Тихом океане, в отличие от других, океанический хребет можно лишь условно назвать срединным, ибо он сильно сдвинут на южную и восточную окраины океана, поэтому вряд ли имеет смысл говорить об общей симметрии или асимметрии ПДАСТ Тихого океана относительно оси хребта. Наиболее примечательной особенностью поля дисперсий Тихого океана является его мозаичная структура, вполне объяснимая мозаичной структурой океанического ложа — примерно рав-



Рис. 8. Сечение ПДАСТ Восточного Тихоокеанского хребта ( $17^{\circ} S, 114^{\circ} W$ ).

Рис. 9. Сечение ПДАСТ Восточного Тихоокеанского хребта ( $21^{\circ} N, 114^{\circ} W$ ).

номерным чередованием котловин глыбовых поднятий, «сейсмичных» хребтов и подводных вулканов.

Итак, в результате исследований ПДАСТ и его сопоставления с геологическими структурами Мирового океана можно утверждать следующее.

1. ПДАСТ структур окраин материков, а также океанических плато и котловин, как правило, коррелирует с сейсмической активностью. Исключения объясняются существованием глобальных аномалий гравитационного поля.
2. Асимметрия ПДАСТ Мирового океана относительно осей срединно-океанических хребтов, по-видимому, связана с асимметрией распределения сейсмически активных зон на поверхности Земли в целом.
3. Величина дисперсий силы тяжести центральных частей срединно-океанических хребтов связана со скоростью спрединга прямой корреляционной зависимостью.
4. Относительные максимумы ПДАСТ соответствуют осям срединно-океанических хребтов.

Список литературы: 1. Белоусов В. В. Основы геотектоники. — М.: Недра, 1976. 2. Тектоносфера Земли. — М.: Недра, 1978. 3. Зазуляк П. М., Зингер В. Е., Киричук В. В., Мещеряков Г. А. Поле дисперсий аномалий силы тяжести Земли и геологические структуры материков. — Геодезия, картография и аэрофото-съемка, 1982, вып. 36. 4. Cochran J. R., Talwani M. Free-air gravity anomalies in the world's oceans and their relationship to residual elevation. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1977, 50, № 3. 5. Kanie H. G. et. al. Detailed  $1^\circ \times 1^\circ$  gravimetric Indian Ocean geoid and comparison with GEOS-3 radar altimeter geoid profiles. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1978, 55, № 3. 6. Atlas für jedermann. — Leipzig, 1978.

Статья поступила в редколлегию 06. 10. 81

УДК 528.21

П. М. ЗАЗУЛЯК, В. Е. ЗИНГЕР,  
В. В. КИРИЧУК, Г. А. МЕЩЕРЯКОВ

### ПОЛЕ ДИСПЕРСИЙ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ЗЕМЛИ И ТЕОРИЯ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ

За последнее десятилетие в изучении процессов, происходящих в недрах Земли и на ее поверхности, ведущее положение заняла так называемая новая глобальная тектоника — тектоника плит [1, 5, 6, 11]. Теория глобальной тектоники плит — это система взглядов на развитие тектоносферы Земли, состоящей из литосферы и астеносферы, составными частями которой являются теория спрединга и тектоника плит. В соответствии с этой системой взглядов литосфера Земли разделена на шесть плит первого порядка — Евроазиатская, Африканская, Американская, Индийская, Тихоокеанская, Антарктическая, движущихся по малым кругам относительно некоторых полюсов. Учет всей сложности тектонических процессов привел сторонников новой глобальной тектоники к необходимости дальнейшего выделения из основных плит блоков меньших размеров, названных плитами второго и следующих порядков.

В настоящее время в рамках глобальной тектоники плит литосфера делится на 11 плит (см. рисунок) [16], при этом современная тектоническая активность связывается только с местами соприкосновения этих плит, в то время как внутри плит имеет место «полное... спокойствие» [2].

Известно, что для любых тектонических построений одинаково важны как данные о вещественном составе геосфер (в частности, тектоносферы), так и сведения о геофизических полях — тепловом, сейсмическом, магнитном и гравитационном. Так, сопоставление аномального гравитационного поля Земли с основными тектоническими плитами позволило установить следующую общую закономерность [13]. Отрицательные аномалии силы тяжести проявляются главным образом внутри плит, в то время как активные и тектоническом смысле границы плит, как правило, связаны с положительными аномалиями.



Схема тектонических плит земной коры.

На наш взгляд, не менее интересным является анализ поля дисперсий аномалий силы (ПДАСТ) тяжести с точки зрения глобальной тектоники плит. Прежде всего из сопоставления карты изодисперсий ПДАСТ [4] с картой основных тектонических плит (см. рисунок) для каждой из плит можно получить следующие значения дисперсий (табл. 1). Данные табл. 1 в соответствии с классификацией регионов поля аномалий силы тяжести Земли, стационарных по дисперсии [4], свидетельствуют о том, что рассматриваемые плиты, в общем, делятся на две группы.

Таблица 1

Средние дисперсии аномалий силы тяжести для основных тектонических плит

Название плиты	$D$ , (млг) <sup>2</sup>	Название плиты	$D$ , (млг) <sup>2</sup>
Американская	490	Индийская	570
Антарктическая	230	Карибская	420
Аравийская	340	Кокос	260
Африканская	200	Наска	250
Евроазиатская	320	Тихоокеанская	120
		Филиппинская	320

Первая группа включает в себя шесть плит — Кокос, Наска, Антарктическую, Африканскую, Аравийскую и Евроазиатскую — и относится к III региону ( $200 \leq D \leq 400$  млг<sup>2</sup>). Вторая группа состоит из четырех плит — Американской, Индийской, Филиппинской и Карибской — и относится к IV региону ( $400 \leq D \leq 800$  млг<sup>2</sup>). Лишь одна из плит — Тихоокеанская — относится ко II региону. При этом связь между средней дисперсией аномалии силы тяжести и размером плиты отсутствует. Если, согласно [8], ввести