

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

ПОЛЕ ДИСПЕРСИИ АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ЗЕМЛИ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ МАТЕРИКОВ

Как известно из работы [2], в качестве первого этапа изучения структуры гравитационного поля Земли и сопоставления его со структурами земной коры рекомендуется выполнить районирование гравитационного поля, т. е. выделение из глобального гравитационного поля Земли регионов, обладающих однородными статистическими свойствами. Простейшим способом районирования является построение поля дисперсий силы тяжести с последующим выделением из него регионов, стационарных по дисперсии [2].

В нашей работе в качестве исходной информации были использованы значения аномалий силы тяжести, отнесенные к центрам равновеликих пятиградусных трапеций в разграфке Каулы, общим числом 1654, приведенные в работе [6]. Применив к этой информации алгоритм скользящей дисперсии [2], мы получили для каждой из трапеций M оценки дисперсий аномалий силы тяжести D_m , совокупность которых будем в дальнейшем называть полем дисперсий аномалий силы тяжести Земли. Графическое изображение этого поля в виде карты изодисперсий с сечением 200 млг^2 приведено на рис. 1.

Проверка поля дисперсий на стационарность, выполненная с помощью критерия Фишера при уровне надежности 0,95—0,99 [3], и сопоставление его с тектоническими, батиметрическими и физико-географическими картами [1, 4, 5] позволили сделать следующие выводы:

1. В глобальном поле аномалий силы тяжести Земли можно выделить шесть регионов стационарных по дисперсии:

I	$0 \leq D \leq 60$ млг^2
II	$60 < D \leq 200$ млг^2
III	$200 < D \leq 400$ млг^2
IV	$400 < D \leq 800$ млг^2
V	$800 < D \leq 1400$ млг^2
VI	$D > 1400$ млг^2

2. Большая часть земной поверхности (84%) соответствует значениям поля дисперсий, не превышающим 400 млг^2 .

3. Контрастность, т. е. быстрое чередование различных регионов, присуща в большей степени полю дисперсий материков, чем океанов. Исключение составляют Северная Атлантика, северная часть Индийского океана и переходная зона «континент—океан» вдоль западного побережья Южной Америки.

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

ПОЛЕ ДИСПЕРСИИ АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ЗЕМЛИ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ МАТЕРИКОВ

Как известно из работы [2], в качестве первого этапа изучения структуры гравитационного поля Земли и сопоставления его со структурами земной коры рекомендуется выполнить районирование гравитационного поля, т. е. выделение из глобального гравитационного поля Земли регионов, обладающих однородными статистическими свойствами. Простейшим способом районирования является построение поля дисперсий силы тяжести с последующим выделением из него регионов, стационарных по дисперсии [2].

В нашей работе в качестве исходной информации были использованы значения аномалий силы тяжести, отнесенные к центрам равновеликих пятиградусных трапеций в разграфке Каулы, общим числом 1654, приведенные в работе [6]. Применив к этой информации алгоритм скользящей дисперсии [2], мы получили для каждой из трапеций M оценки дисперсий аномалий силы тяжести D_m , совокупность которых будем в дальнейшем называть полем дисперсий аномалий силы тяжести Земли. Графическое изображение этого поля в виде карты изодисперсий с сечением 200 млг^2 приведено на рис. 1.

Проверка поля дисперсий на стационарность, выполненная с помощью критерия Фишера при уровне надежности 0,95—0,99 [3], и сопоставление его с тектоническими, батиметрическими и физико-географическими картами [1, 4, 5] позволили сделать следующие выводы:

1. В глобальном поле аномалий силы тяжести Земли можно выделить шесть регионов стационарных по дисперсии:

I	$0 \leq D \leq 60$ млг^2
II	$60 < D \leq 200$ млг^2
III	$200 < D \leq 400$ млг^2
IV	$400 < D \leq 800$ млг^2
V	$800 < D \leq 1400$ млг^2
VI	$D > 1400$ млг^2

2. Большая часть земной поверхности (84%) соответствует значениям поля дисперсий, не превышающим 400 млг^2 .

3. Контрастность, т. е. быстрое чередование различных регионов, присуща в большей степени полю дисперсий материков, чем океанов. Исключение составляют Северная Атлантика, северная часть Индийского океана и переходная зона «континент—океан» вдоль западного побережья Южной Америки.

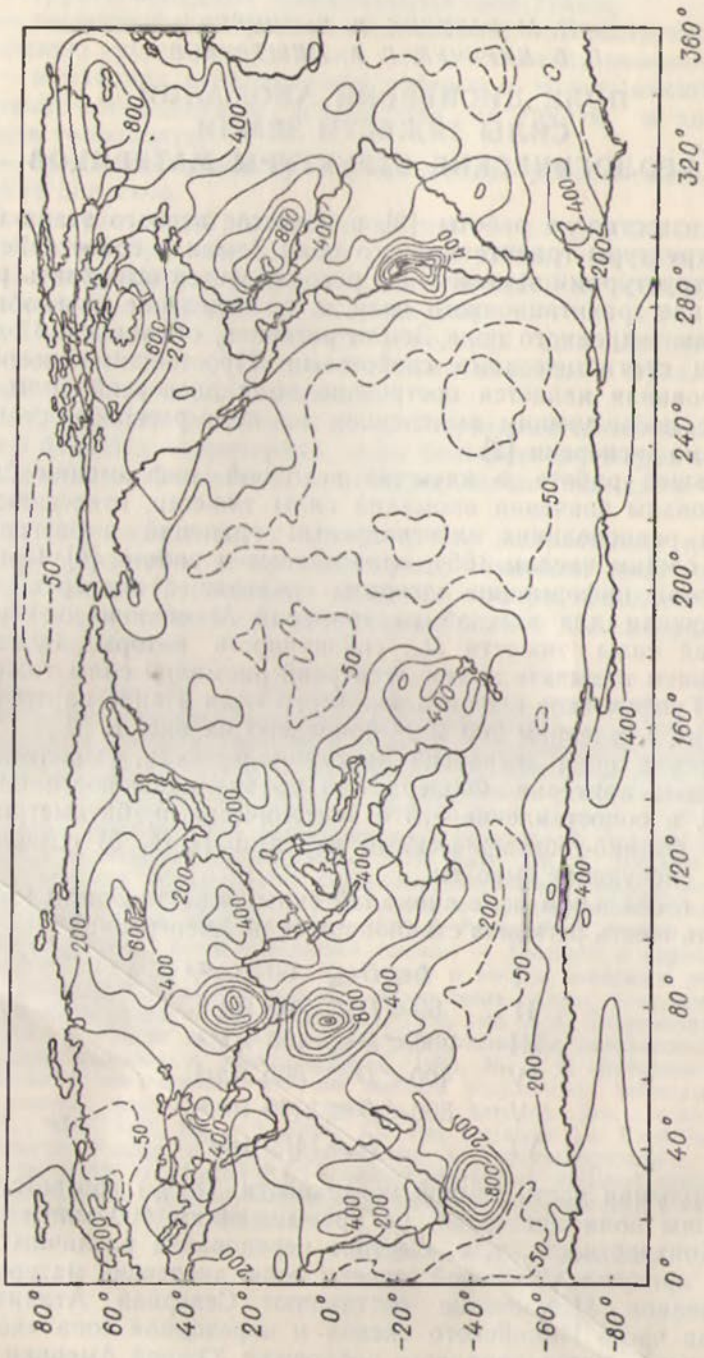


Рис. 1. Карта изодисперсий аномального гравитационного поля Земли.
(Сплошные горизонталы нанесены через 200 мдг²).

4. Аномально высокие значения дисперсий (свыше 1400 мЛ²) обнаруживаются в северной части Центральной Индийской котловины и у побережья Южной Америки в месте пересечения сейсмичного глыбового хребта Наска с глубоководными желобами — Перуанским и Атакамским.

5. При последовательном переходе от одной структуры земной коры к другой в пределах заданного региона изменяются характеристики поля дисперсий.

Анализ основных закономерностей развития материков показывает [1], что эндогенные процессы — тектонические, магматические, метаморфические — проявляются на материках в определенных закономерных сочетаниях между собой, что свидетельствует об их внутреннем единстве и дает право говорить о наличии в эволюции земной коры определенных эндогенных режимов. Согласно работе [1], можно выделить пять классов материковых эндогенных режимов:

- а) класс геосинклинальных режимов;
- б) класс платформенных режимов;
- в) класс орогенных режимов;
- г) класс рифтовых режимов;
- д) класс режимов магматической активизации.

Учитывая, что аномальное гравитационное поле, представленное средними аномалиями силы тяжести, отнесенными к центрам равновеликих (550×550 км) трапеций, а следовательно, и соответствующее ему поле дисперсий позволяет распознавать (идентифицировать) структуры только протяженностью порядка 1000 км и более, в качестве типичных геологических материковых структур для указанных классов эндогенных режимов выберем древние платформы, геосинклинальные складчатые пояса и материковые рифты. Естественно, что такой подход к интерпретации поля дисперсий аномалий силы тяжести приводит к усредненным оценкам дисперсий для обширных по площади регионов земных материков и, следовательно, не может учитывать генезис и разновозрастность геологических областей, входящих в основные материковые структуры, например, в геосинклинальные складчатые пояса [4].

Для вывода оценок средней дисперсии аномалий силы тяжести над древними платформами и геосинклинальными складчатыми поясами на карту поля дисперсий были нанесены соответствующие структуры согласно «Схематической тектонической карте материков» [4], составленной М. В. Муратовым, при этом использовалось их описание, приведенное в работе [4]. Значения средних дисперсий аномалий силы тяжести для древних платформ и геосинклинальных складчатых поясов представлены в табл. 1 и 2.

Как видно из табл. 1, значения дисперсий силы тяжести для различных платформ на разных континентах изменяется в широком диапазоне, например, более чем в 12 раз в Европе и лишь немногим больше чем в два раза в Африке. Следовательно,

Таблица 1. Средняя дисперсия аномалий силы тяжести для древних платформ

Название платформ	D , мгг ²	Название платформ	D , мгг ²
Евразия		Африка	
Восточно-Европейская	50	Северо-Африканская	200
Эриа	130	Ангольская	130
Сибирская	540	Южно-Африканская	280
Кольмская	300	Америка	
Северо-Восточной Сибири	130	Северо-Американская	510
Таримская	300	Южно-Американская	170
Китайско-Корейская	680	Восточно-Бразильская	130
Южно-Китайская	510	Аргентино-Парагвайская	230
Индостанская	670	Австралийская	220
Индосинийская	130	Антарктическая	230
Аравийская	460		

Таблица 2. Средняя дисперсия аномалий силы тяжести для геосинклинальных складчатых поясов

Название пояса	D , мгг ²	Название пояса	D , мгг ²
Средиземноморский	590	в) Южно-Американский	960
Урало-Монгольский	320	Бразильский	230
Атлантический	290	Дамаро-Катангский	230
Тихоокеанский:		Красноморский	280
а) Северо-Американский	270	Куньлунь-Циньлинский	350
б) Центрально-Американский	300		

определить по этим данным значение дисперсии, непосредственно связанное с такой структурой, как платформа без дополнительной информации затруднительно. Воспользовавшись в качестве дополнительной информации глобальными картами теплового потока и сейсмической активности [4] и выполнив соответствующий анализ, мы установили следующее:

1. Отсутствие корреляционной связи между тепловым полем Земли и полем дисперсий аномалий силы тяжести.

2. Наличие прямой связи между сейсмической активностью и значениями дисперсий аномалий силы тяжести*.

Как следствие этого анализа, перечисленные выше (табл. 1) платформы по признаку интенсивности сейсмической активности удалось разделить на две группы:

I группа: $D_{\min}=460$ мгг²; $D_{\max}=680$ мгг²; $D_{\text{ср}}=560$ мгг²;

II группа: $D_{\min}=50$ мгг²; $D_{\max}=300$ мгг²; $D_{\text{ср}}=195$ мгг².

* Эта связь носит качественный характер. Точных количественных характеристик сейсмической активности того или иного района земной поверхности мы не имеем.

При этом в I группу отнесены сейсмически активные платформы, а во II — платформы, на которых сейсмическая активность практически отсутствует или выражена крайне слабо.

Аналогичный вывод получен нами и для геосинклинальных складчатых поясов, а именно:

I группа: $D_{\min}=590$ мгг²; $D_{\max}=960$ мгг²; $D_{\text{ср}}=780$ мгг²;

II группа: $D_{\min}=230$ мгг²; $D_{\max}=350$ мгг²; $D_{\text{ср}}=275$ мгг².

Здесь в I группу отнесены складчатые пояса с резко выраженной сейсмической активностью, а во II — с умеренной сейсмической активностью.

Необходимо подчеркнуть, что лишь обобщение анализа поля дисперсий аномалий силы тяжести Земли на единой основе с данными о других физических полях — сейсмической активностью и тепловым полем — позволяет установить, хотя бы в первом приближении значения средних дисперсий, связанных с платформами и геосинклинальными складчатыми поясами.

Отметим также, что такие платформы, как Сибирская и Северо-Американская, входящие в I группу, прилегают с востока и запада к Тихоокеанскому складчатому геосинклинальному поясу, для которого характерно «... развитие геосинклинальных систем, заложенных на фундаменте древних платформ, за счет раздробления и погружения их отдельных блоков...» [1] в более позднее геологическое время. Эта особенность, очевидно, и нашла свое отражение в повышенных значениях дисперсий аномалий силы тяжести для окраинных частей указанных платформ.

Во II группу, напротив, входят платформы, типичным представителем которых является Восточно-Европейская платформа, режим которой отличается максимальным спокойствием, что и проявляется в структуре аномального гравитационного поля платформ этой группы.

С целью детализации структуры поля дисперсий аномалий силы тяжести на платформах, для каждой из платформ, перечисленных в табл. 1, путем сопоставления поля дисперсий с тектонической картой Земли [1] мы вывели средние дисперсии для структур, составляющих платформу, таких, как щит, склон и антеклиза, глубокая синеклиза и синеклиза с плато-базальтами. Усредненные по всем платформам значения дисперсий аномалий силы тяжести для этих структур приведены в табл. 3.

При выводе данных, помещенных в ней, не учитывалась степень сейсмичности соответствующих регионов земной поверхности, что отразилось на большом разбросе значений дисперсий для одних и тех же структур платформы. Тем не менее в среднем прослеживается тенденция роста дисперсий аномалий силы тяжести при переходе от глубокой синеклизы к щиту и синеклизе с платобазальтами.

Таблица 3. Характеристики дисперсий аномалий силы тяжести для основных структур платформы

Название структуры	D, мгл ²		
	min	max	Среднее
Щит	130	740	340
Склон и антеклиза	30	600	230
Синеклиза	130	610	240
Глубокая синеклиза	30	300	160
Синеклиза с платобазальтами	180	560	370

Дифференцированность поля дисперсий в геосинклинальных складчатых поясах можно продемонстрировать на примере Средиземноморского пояса, являющегося одной из двух современных зон возбуждения астеносферы. На рис. 2 представлен про-



Рис. 2. Профиль поля дисперсий аномалий силы тяжести в пределах Средиземноморского складчатого пояса.

филь поля дисперсий аномалий силы тяжести, проходящий в пределах этого пояса от точки с координатами $\varphi=43^{\circ}N$, $\lambda=10^{\circ}W$ до точки с координатами $\varphi=29^{\circ}N$, $\lambda=90^{\circ}E$ *. Из рис. 1 и 2 следует, что, начиная с Атлантического побережья ($D \approx 80$ мгл²) до $60^{\circ}E$, в пределах Альпийской геосинклинальной дисперсия аномалий силы тяжести постепенно возрастает, достигая величины примерно 400 мгл². Дальнейшее возрастание дисперсии в пределах Альпийского передового прогиба происходит скачкообразно и ее значение в среднем равно 600 мгл².

* Границы структур в пределах Средиземноморского складчатого пояса взяты в соответствии со «Схемой тектоники Земли», приведенной в работе [1].

Своеобразной геологической структурой являются материковые рифты. Их особенностью является сравнительно недавнее происхождение в эпоху неотектонической активности (пеген и четвертичный период). Различные материковые рифты образовались примерно в одно и то же время, но на различных фундаментах, как в геосинклинальных складчатых поясах, так и на платформах. Однако во всех случаях фундамент материковых рифтов, в отличие от океанических, сохраняется [1].

Эта общность в строении материковых рифтов позволяет предположить и общность структуры соответствующих им регионов аномального гравитационного поля.

В табл. 4 приведены средние дисперсии аномалий силы тяжести для главных материковых рифтов [1].

Как видно из табл. 4, все рифты характеризуются практически удивительным постоянством поля дисперсий аномалий силы тяжести (примерно 300 м^г²).

Итак, в ходе выполненных исследований с практической достоверностью установлена нестационарность аномального гравитационного поля Земли, в пределах которого уверенно выделяются шесть регионов с различными статистическими свойствами, причем эта нестационарность в различной степени присуща как континентам, так и океанам.

Одновременно с этим в ходе исследований не удалось выявить однозначных связей поля дисперсий аномалий силы тяжести с основными материковыми структурами земной коры. Тем не менее для них впервые были получены оценки дисперсий аномалий силы тяжести и установлена принадлежность этих структур к тому или иному региону аномального гравитационного поля, стационарному по дисперсии, в зависимости от сейсмической активности той области земной поверхности, где находится рассматриваемая структура.

Список литературы: 1. Белоусов В. В. Основы геотектоники. — М.: Недра, 1975. 2. Лебедев С. В., Нейман Ю. М. Методика определения корреляционной функции аномального гравитационного поля Земли для локальных участков. — Сб. Новосиб. инж.-строит. ин-та «Геодезия», 1977, т. 1/41. 3. Смирнов Н. В., Белугин Д. А. Теория вероятностей и математическая статистика в приложении к геодезии. — М.: Недра, 1969. 4. Тектоносфера Земли. — М.: Недра, 1978. 5. Atlas für jedermann. — Leipzig, 1978. 6. Rapp R. H. Potential coefficient determinations from 5° terrestrial gravity data. OSU, Report N 251, Columbus, Ohio, 1978.

Таблица 4. Средняя дисперсия аномалий силы тяжести для материковых рифтов

Название рифтов	D, м ^г ²
Эритрейский	300
Восточно-Африканский	300
Рифт Большого Бассейна	300
Байкальский рифт	300