



УДК 550.83

ЛОКАЛИЗАЦИЯ АНОМАЛИЙ ГЕОПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ НА ОСНОВЕ ПРИМЕНЕНИЯ ЧАСТОТНЫХ И КОРРЕЛЯЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

М. И. Рыскин

Саратовский национальный исследовательский государственный университет имени Н. Г. Чернышевского
E-mail: riskinmi@yandex.ru

Рассмотрены приемы разделения гравитационных и магнитных аномалий, позволяющие выделить локальные поисковые объекты. Приведены примеры практического применения этих приемов.

Ключевые слова: локализация, аномалия, трансформация, частотные и корреляционные преобразования.

Localization of the Anomalies of Geopotential Fields on the Basis of the Frequency and Correlation of Change

M. I. Ryskin

The considered methods of separation of gravity and magnetic anomalies in order to distinguish the local search objects. Shows the examples of practical application of these techniques.

Key words: localization, anomaly, transformation, correlation of frequency conversion.

DOI: 10.18500/1819-7663-2017-17-1-52-57

Предварительные замечания

Одна из главных особенностей аномалий геопотенциальных полей – гравитационного и магнитного – их интегральная геологическая природа. В формировании этих аномалий одновременно участвуют все петроплотностные и петроманитные неоднородности геологического разреза, действующие пропорционально своей массе и обратно пропорционально квадрату удаления от поверхности наблюдений. В итоге наиболее рельефное отображение в распределении аномалий получают мощные глубинные факторы, такие как выступы в рельефе плотных и относительно магнитных пород фундамента, глубинные разломы, неоднородности внутренней структуры фундамента и прочие, в немалой степени предопределяющие наличие структурных осложнений в разрезе осадочного чехла. Тем самым влияние этих, как правило небольших, структурных осложнений в значительной степени экранируется вышеназванными мощными глубинными факторами.

Поэтому на первый план при поисках нефтегазоперспективных объектов выходит задача вычленения аномалий, обусловленных локальными геологическими структурами (поднятиями, ископаемыми органогенными постройками и пр.) – источниками малоразмерных и малоамплитудных возмущений Δg и ΔT , которые на гравиметриче-



ских и аэромагнитных картах порой проявляют себя в виде слабых вариаций хода изолиний. Стоит подчеркнуть, что в нефтяной геофизике любая работа с гравимагнитными данными неизбежно связана с решением этой задачи, которая может быть определена как задача локализации аномалий. Задачи локализации аномалий геопотенциальных полей (и тем самым локализации объектов поиска) решаются за счет разделения полей. Методы и технологии, реализующие идею разделения, известны давно и не нуждаются в обосновании и подробном рассмотрении. Поэтому в настоящей статье уместно лишь перечислить наиболее востребованные приемы и кратко остановиться на их описании.

Частотные трансформации

Из способов частотных трансформаций, основанных на идее различия аномалий в размерах (большие, региональные – низкочастотные, маленькие, локальные – высокочастотные), чаще всего используют методику получения остаточных аномалий $\Delta g_{\text{ост}}$ и $\Delta T_{\text{ост}}$ после предварительного осреднения поля в скользящем окне, методику разностной трансформации Саксова–Нигарда и метод вычисления полного нормированного градиента (ПНГ) с последующим его пересчетом в нижнее полупространство (метод В. М. Березкина). Первая методика хороша своей устойчивостью (непосредственно выделяется региональная компонента, а локализация происходит лишь в результате ее вычитания из исходного, т. е. суммарного, геофизического поля). Размерность этой трансформации, таким образом, совпадает с размерностью анализируемого поля (применительно к полю Δg – мГал). Третья направлена на прямое вычленение локального фактора и характеризуется крайней неустойчивостью, так как результат не только определяется характером анализируемого поля, но и в значительной степени зависит от выбранного числа гармоник, которыми представляется анализируемая кривая Δg (ΔT), и от длины этой кривой (длины профиля). Вторая также имеет размерность градиента исходного поля (эТВеш), но по своей устойчивости занимает промежуточное положение, так как представляет собой разностный эффект осреднения исходного поля, проведенного в окружностях с двумя разными радиусами – большим R_2 и малым R_1 . Тем самым, такая трансформация как бы ориентирует исследователя на вычленение неоднородностей,



заклученных в интервале глубин, ограниченных $R_{1(m)}$ и $R_{2(m)}$. Таким образом, используя трансформацию Саксова–Нигарда, можно «просматривать» различные интервалы исследуемого разреза и по изменчивости получаемой картины косвенно оценивать его геодинамическую эволюцию.

Здесь уместно напомнить, что над залежами углеводородов в геопотенциальных полях, особенно трансформированных, фиксируются локальные минимумы.

Задачи разделения полей могут быть также решены **методом геологического редуцирования**, т. е. путем вычисления прямого гравизффекта от известных элементов геологического разреза и последующего вычитания этого расчетного эффекта из суммарного поля Δg . Обычно удается исключить таким образом влияние факторов (толщ), экранирующих объекты поиска, и тем самым сделать отображение этих объектов более рельефным. Основная трудность решения такой задачи связана с необходимостью плотностной параметризации разреза, так как чаще всего сведения о плотностях σ скудны и нет возможности учесть латеральную изменчивость σ . Геометрическая параметризация границ разреза осуществляется на основе сейсморазведочных данных, которые не всегда характеризуются достаточно высокой достоверностью, а это неминуемо отражается на результатах разделения. Все это зачастую снижает эффект геологического редуцирования и, следовательно, разделения поля. Наконец, наиболее важно, чтобы прямая задача гравиразведки, на основе которой осуществляется редуцирование, решалась в трехмерном пространстве, поскольку аномалии Δg формируются, как уже говорилось, совокупным и одновременным влиянием всех неоднородностей разреза, а не только тех, что расположены в вертикальной плоскости того или иного анализируемого профиля.

Корреляционные трансформации

Для локализации объектов поиска может быть использован корреляционный метод разделения (КОМР) геофизических аномалий, основные положения которого изложены в монографии [1].

Известно, что любое наблюдаемое на поверхности земли геофизическое поле, как правило, обусловлено суммарным влиянием целого ряда геологических объектов. При решении конкретных геологических задач всегда требуется разделение поля на полезную остаточную составляющую F_0 , которая отражает, прежде всего, структуру изучаемого объекта, и помеху, обусловленную другими геологическими факторами. В корреляционном методе помеха вычисляется (путем аппроксимации) в виде многочлена невысокой степени от координат площади исследования. По смыслу это должна быть некоторая региональная составляющая поля F . Она называется «геофизическим фоном» и обозначается F_ϕ .

Метод может служить эффективным средством прогнозирования геологической характеристики H в тех участках, где она неизвестна. Прогнозирование H становится возможным тогда, когда достигнута достаточно тесная и устойчивая корреляционная связь между H и остаточной составляющей F_0 для всей области исследования. Непосредственно прогнозирование осуществляется с помощью среднеквадратической регрессии H по F_0 :

$$H^{(p)} = \beta_0 + \beta_1 F_0; \quad (1)$$

где $H^{(p)}$ – прогнозные значения характеристики H ; β_0 и β_1 – коэффициенты регрессии

В корреляционном методе разделения заранее не фиксируется значение порядка (степень) n фонового многочлена, которое характеризует сложность помехи в конкретных геологических условиях. Если помеха, искажающая корреляционную связь между полем и геологической границей, проста по своей структуре, то она может быть достаточно хорошо описана фоном невысокого порядка. Если же она сложно изменяется вдоль плоскости наблюдений, то для ее аппроксимации требуется более гибкий многочлен, т. е. фон более высокого порядка.

Процесс корреляционного разделения контролируется рядом критериев [2], по изменению которых с возрастанием степени фонового многочлена n можно выбрать $n_{\text{опт}}$. К числу этих критериев относится $D(F_{0,n})$ – дисперсия остаточной составляющей; при $n_{\text{опт}}$ должен достигаться минимум $D(F_{0,n})$.

Другой критерий:

$|R(H, F_{\phi,n})|$ – абсолютная величина коэффициента корреляции между фоном $F_{\phi,n}$ и H ; при $n_{\text{опт}}$ должен достигаться минимум $|R(H, F_{\phi,n})|$.

Метод КОМР, как показано в [3], является естественным обобщением традиционного тренд-анализа. Анализ трендов структурных поверхностей, а также отклонений от трендов, как показано в известной монографии Д. Дэвиса [4], может с успехом применяться для оконтуривания перспективных участков на нефть и газ. Поэтому естественный интерес представляет вопрос о возможности использования для тех же целей и методики КОМР. Ответ на этот вопрос также дан в [3].

Во-первых, если в тренд-анализе идея наилучшей аппроксимации структурной поверхности реализуется сразу многочленом $H_{\text{тр}}$, то в КОМРе одновременно делается попытка извлечь из поля дополнительную информацию о границе с целью снижения ошибки аппроксимации.

Во-вторых, метод КОМР является средством анализа соотношения между локальными особенностями геолого-геофизических полей. Именно они определяют значения коэффициентов регрессии β_i и, следовательно, могут быть выявлены с помощью данного метода. Он позволяет обнаружить единую локальную «структуру» в



совокупности геолого-геофизических полей. При этом перебор порядков фоновых многочленов (или трендов) позволяет организовать процесс своеобразной фильтрации, когда с ростом порядка фона идет поиск все более тонкой общей «структуры» анализируемых полей. С увеличением степени многочлена значения коэффициента корреляции между H и остаточной составляющей F_0 , изменяясь, могут перейти через несколько относительных максимумов, что указывает на наличие в анализируемых полях нескольких корреляционно-связанных трендовых остатков при $n''_{\text{опт}}$, $n'''_{\text{опт}}$ и т. д. При этом бóльшим $n_{\text{опт}}$ отвечает более тонкая «структура» анализируемых полей.

В третьих, первая оптимальная регрессия имеет всегда чисто структурную природу, а последующие должны содержать ту часть поля, которая не «вписывается» в структуру H и, следовательно, может иметь неструктурный характер. Однако надо помнить, что и сама структура H может иметь локальные особенности нескольких порядков, различающихся горизонтальными размерами, и для каждого из них корреляционная связь может быть индивидуальна. О неструктурной природе свидетельствует резкое изменение характера связи – смена знака коэффициента корреляции на обратную при переходе от $F'_{\text{ост}}$ к $F''_{\text{ост}}$ или $F'''_{\text{ост}}$. О неструктурной природе говорит также смена знака коэффициентов β' и β'' (или β''').

Чрезвычайно важным в практическом отношении обстоятельством является тот факт, что при достаточной плотности эталонных точек, в которых заданы геолого-геофизические поля, полезную компоненту $F''_{\text{ост}}$ (или $F'''_{\text{ост}}$) можно и не вычислять. В [3] показано, что она аппроксимирует отклонения от оптимальной регрессии и для ее выявления можно ограничиться построением карты самих отклонений ΔH , или $\epsilon_{\text{компр}}$ ($\epsilon_{\text{компр}} = H_{\text{эт}} - H_{\text{регр}}$) прогнозных значений $H_{\text{регр}}$ от эталонных глубин $H_{\text{этр}}$ подобных картам $\epsilon_{\text{тр}}$ в [4]. Причем необходимые для построения таких карт (будем в дальнейшем называть их картами ЭПС) значения ϵ вычисляются самой программой КОМП. Вычисления и соответствующие построения выполняются и для парного, и для многомерного вариантов методики КОМП. В многомерном варианте для поиска оптимальной регрессии обычно используются оба геофизических поля – Δg и ΔT [3]. В работе [5] показано, что получаемые аномалии (максимумы $\epsilon_{\text{компр}}$) распределены по площади не случайно, а концентрируются над известными залежами нефти и газа. Обусловлены максимумы $\epsilon_{\text{компр}}$ согласно [3] пониженными значениями $\Delta g_{\text{ост}}$ так как упомянутые выше дефекты плотности в своде ловушки вызывают уменьшение силы тяжести над залежью, а в качестве параметра H в процедуре КОМП задаются глубины, т. е. сугубо структурные геологические характеристики. Поэтому максимальные расхождения ΔH локализуются именно там, где в формировании разделяемого поля наиболее активно участвуют факторы неструктурного

характера, и в первую очередь нефтегазовый фактор. Автор [5] показывает также, что аномалии ΔH над месторождениями в 2–3 раза превышают фоновые величины.

Указанные теоретические соображения и экспериментальное их подтверждение использованы в настоящей работе как обоснование к применению методики КОМП для целей оконтуривания потенциальных нефтегазовых залежей. При этом в качестве F употреблены помимо Δg значения магнитного поля ΔT . Сделано это исходя из пуассоновских соотношений, связывающих гравитационный и магнитный потенциал при наличии общих источников, и из известного сходства в отображении скоплений УВ в аномалиях Δg и ΔT : над скоплениями углеводородов обычно фиксируются минимумы [6].

Примеры локализации аномалий

В качестве наглядных примеров успешной локализации аномалий Δg и ΔT в предлагаемой работе приведены данные по одному из районов Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции.

Карты аномалий гравитационного и магнитного полей приведены соответственно на рис. 1, 2. Тонирование карт помогает отделить участки с повышенными и пониженными значениями напряженности поля.

По ним хорошо видно, что представляющий поисковый интерес объект – выявленная сейсморазведкой структура – адекватного отображения ни в одном из этих полей не получает. На обеих картах контур этой структуры располагается в «склоновой» части более крупной аномалии – положительной по Δg и отрицательной по ΔT . Однако на карте остаточных аномалий ΔT с радиусом осреднения 2×2 км (рис. 3) этот объект локализуется очень уверенно, а по карте трансформации Саксова–Нигарда по полю Δg с радиусами 3 км и 5 км (рис. 4) в контуре поднятия проявляется дифференциация структуры – в южной его части выделяется четкий минимум. Данный минимум примыкает к скважине и, возможно, намечает область наиболее перспективного разуплотнения в контуре поднятия. Таким образом, именно по этой трансформации удалось увидеть отображение связанного со структурой месторождения. Практически идентичная картина рисуется по $\Delta g_{\text{ост}}$ с площадкой осреднения 5×5 км.

Еще более четко дифференциация структуры в ее контуре отобразилась на карте ЭПС, полученной в результате корреляционных преобразований.

Оценки корреляционного разделения и тесноты взаимосвязи параметров сведены в таблице.

Прежде всего, заметим, что разделение поля Δg происходит корректно, без заметного подстраивания (за исключением только одного – третьего фона). По сеноману выделяется четыре оптимальных фона, по апту – три. Чисто структурную

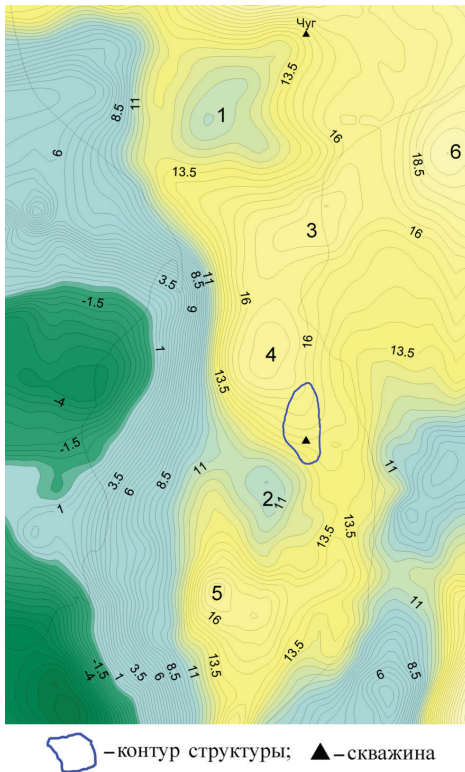


Рис. 1. Карта аномалий Δg в условном уровне: цифрами обозначены минимумы (1–2) и максимумы (3–6) $\Delta g_{ср}$

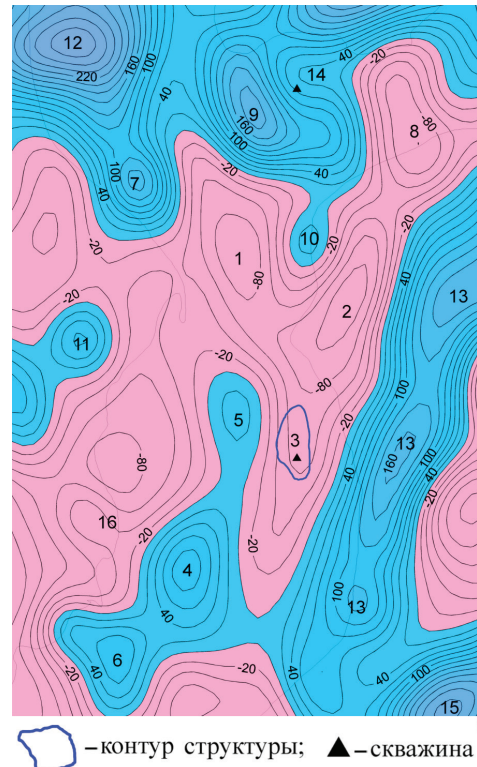


Рис. 2. Карта аномалий магнитного поля ΔT : цифрами обозначены минимумы и максимумы $\Delta T_{ср}$

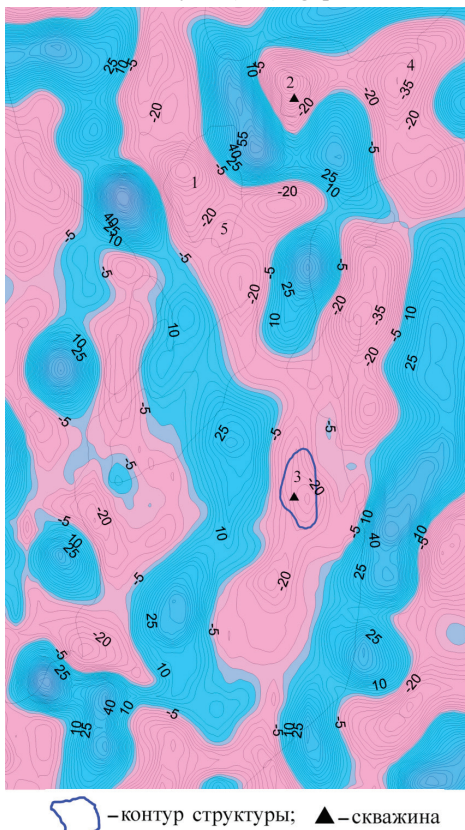


Рис. 3. Карта $\Delta T_{ост}$ с размерами площади осреднения $2 \times 2 \text{ км}^2$

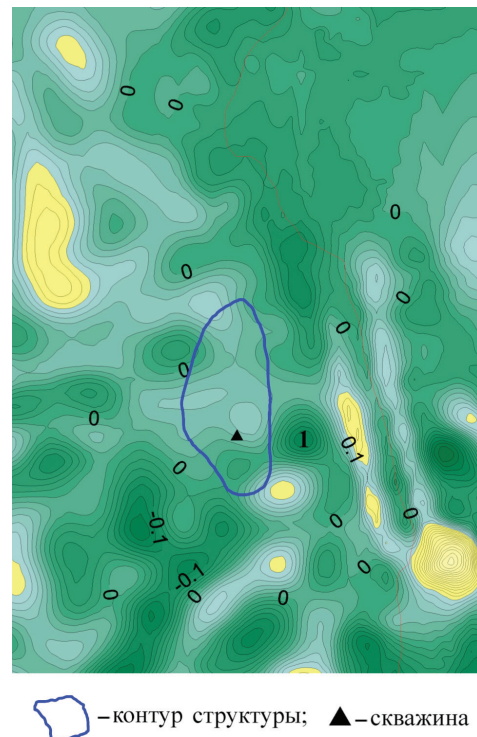


Рис. 4. Карта аномалий Саксова–Нигарда с радиусами 3 км и 5 км



Оценки корреляционной взаимосвязи прогнозирующего геофизического поля с глубинами H залегания структурных поверхностей сеноманского и аптского возраста

| n -степень фонового многочлена | Оценки | | | | | | | | | | | | |
|--|------------|-------------------------|------------|-------------------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|
| | дисперсии | | | | корреляции | | | | | | | | |
| | Сеноман | | Апт | | остаточные | | фоновые | | остаточные | | фоновые | | |
| | Δg | $\Delta T_{\text{апт}}$ | Δg | $\Delta T_{\text{сен}}$ | Сеноман | | | | Апт | | | | |
| | | | | Δg | ΔT | Δg | ΔT | Δg | ΔT | Δg | ΔT | Δg | ΔT |
| 0 | 3,9 | 1315 | 3,9 | 1315 | 0,08 | -0,63 | - | - | -0,03 | -0,6 | - | - | - |
| 1 | 0,5* | 904 | 1,3* | 1006 | -0,31 | -0,68 | 0,23 | -0,09 | -0,22 | -0,68 | 0,09 | -0,08 | -0,08 |
| 2 | 16,6 | 592* | 12,9 | 666* | -0,62 | -0,86 | 0,56 | -0,03* | -0,57 | -0,85 | 0,49 | -0,04* | -0,04* |
| 3 | 337,6 | 1176 | 118 | 1491 | -0,88 | -0,9 | 0,88 | 0,41 | -0,87 | -0,9 | 0,85 | 0,31 | 0,31 |
| 4 | 9,4 | 489* | 8,6 | 471* | 0,94 | -0,95 | -0,78 | -0,08* | 0,94 | -0,95 | -0,78 | -0,03* | -0,03* |
| 5 | 7,1* | 2567 | 4,3* | 4199 | 0,97 | -0,97 | -0,76* | 0,81 | 0,97 | -0,96 | -0,71* | 0,68 | 0,68 |
| 6 | 11,9 | 17240 | 5,4 | 30430 | 0,98 | 0,98 | -0,84 | -0,97 | 0,98 | 0,97 | -0,75 | -0,96 | -0,96 |
| 7 | 9,9* | 3796 | 4,0 | 4070 | 0,99 | 0,99 | -0,82* | -0,94 | 0,98 | 0,98 | -0,70* | -0,93 | -0,93 |
| 8 | 11,8 | 1677* | 6,4 | 3666* | 0,99 | 0,99 | -0,85 | -0,94* | 0,99 | 0,98 | -0,783 | -0,89* | -0,89* |
| 9 | 8,6* | 2466 | 4,5* | 9891 | 0,99 | 0,92 | -0,81* | -0,97 | 0,99 | 0,99 | -0,73* | -0,91 | -0,91 |

* Оптимальные оценки корреляционного разделения.

нагрузку несет остаточная составляющая первой степени, далее для всех остальных оптимальных полиномов, начиная с пятого, знак коэффициентов корреляции меняется на противоположный, а для коэффициента регрессии β эта смена знака начинается с $n = 4$. Таким образом, остаточные составляющие 5-й, 7-й и 9-й степени могут быть использованы и для прогноза H , и для анализа расхождений эталона и прогноза, т. е. для построения карт ЭПС. По магнитному полю корректный прогноз возможен с использованием остаточных компонент 2-й, 4-й и 8-й степени.

Результаты корреляционного разделения поля Δg по сокращенной площади анализа в виде карты ЭПС представлены на рис. 5.

Единый максимум ЭПС в контуре структуры (см. рис. 5) дробится на два, причем контрастность этого «дробления» закономерно увеличивается с ростом n . Речь идет именно о пространственном разбиении единого контура, а не об амплитудной выразительности, поскольку последняя уменьшается. Это уменьшение обусловлено последовательным снижением ошибки приближения H с ростом степени n фонового многочлена. В неструктурном отношении наиболее перспективным является южный максимум 1. В построениях по менее глубинным интервалам, соответствующих альб-апту и сеноман-неокому, этот южный максимум, примыкающий к скважине, сохраняется. Тем самым, намечается область наиболее перспективного разуплотнения в контуре поднятия. Таким образом, именно по этим трансформациям впервые удалось увидеть хотя бы частичное отображение месторождения (с четкой адресной привязкой к «нужному» интервалу разреза).

Отсюда (с учетом всех ранее высказанных замечаний) просится нижеследующее **заключение**:

– во-первых, в суммарном поле Δg присутствуют составляющие, обусловленные гравитационным влиянием структуры как некоей плотностной неоднородности;

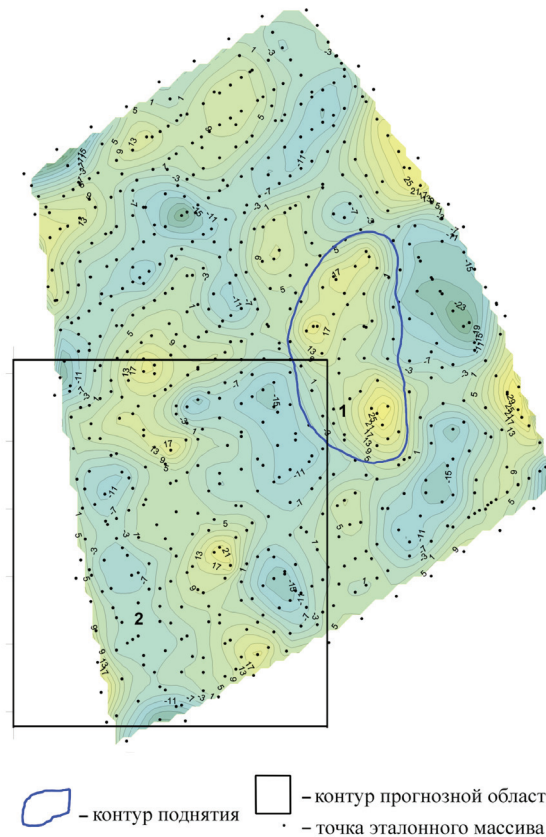


Рис. 5. Карта ЭПС по сеноманскому горизонту K_2s : разделяемое поле Δg . Степень фонового многочлена $n = 5$



– во-вторых, эти составляющие не так значительны, чтобы в суммарном поле Δg_{Σ} локализовался отдельный изолированный минимум или максимум, но в «гемиклиналильных» вариациях изолиний юго-восточного склона максимума 4 на карте Δg_{cp} (см. рис. 1) и минимума 3 на карте ΔT (см. рис. 2) они, безусловно, отобразились;

– в-третьих, эти составляющие, вероятно, генетически связаны с теми глубинными (и неглубинными) элементами структуры, которые проявляются в магнитном поле и его трансформациях.

Это заключение не отменяет, конечно, выдвинутого ранее геологами предположения о позднем времени формирования структуры, но в то же время свидетельствует о наличии у нее «коробленые» доюрского основания пространственно предопределено местоположением рифтовых бортов и связанными с рифтообразованием геологическими процессами.

В целом приведенные данные свидетельствуют о безусловной целесообразности и достаточно высокой эффективности применения частотных и корреляционных трансформаций потенциальных геофизических полей с целью локализации аномалий, связанных с малораз-

мерными нефтеперспективными объектами в разрезе осадочного чехла.

Библиографический список

1. Жданов М. С., Шрайбман В. Н. Корреляционный метод разделения геофизических аномалий. М. : Недра, 1973. 179 с.
2. Хвилевичкий М. О., Рыскин М. И. К оценке оптимальности корреляционного разделения геофизических аномалий // Геофизический сборник. Вып. 4. Саратов : Изд-во Саратов. ун-та, 1981. С. 38–47.
3. Витвицкий О. В. Корреляционные преобразования геофизических полей. Состояние и перспективы // Геофизика и математика : материалы 1-й Всесоюз. конф. М. : ОИФЗ РАН, 1999. С. 51–59.
4. Дэвис Д. Статистика и анализ геологических данных. М. : Мир, 1977. 572 с.
5. Навальнева В. И. Возможности выделения нефтегазоперспективных участков корреляционным методом // Разведочная геофизика. М. : Недра, 1986. Вып. 102. С. 82–87.
6. Рыскин М. И. Физико-геологические основы прогнозирования нефтегазоперспективных объектов методами разведочной геофизики и практика их применения // Изв. Саратов. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2007. Т. 7, вып. 2. С. 40–53.

Образец для цитирования:

Рыскин М. И. Локализация аномалий геопотенциальных полей на основе применения частотных и корреляционных преобразований // Изв. Саратов. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2017. Т. 17, вып. 1. С. 52–57. DOI: 10.18500/1819-7663-2017-17-1-52-57.

Cite this article as:

Ryskin M. I. Localization of the Anomalies of Geopotential Fields on the Basis of the Frequency and Correlation of Change. *Izv. Saratov Univ. (N. S.), Ser. Earth Sciences*, 2017, vol. 17, iss. 1, pp. 52–57 (in Russian). DOI: 10.18500/1819-7663-2017-17-1-52-57.