

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ВДОЛЬ ПРОФИЛЯ АР-1 НА ОСНОВЕ ВОЛНОВЫХ АНАЛОГИЙ С НЕУСТОЙЧИВЫМИ В ПЛОТНОСТНОМ ОТНОШЕНИИ СРЕДАМИ

На основании волновых аналогий, проводимых между неустойчивыми в плотностном отношении гидродинамическими и геологическими средами, предложен способ квазиволнового представления гравитационного поля, пересчитанного в геологическое полупространство. Алгоритмическая новизна способа состоит в комбинации узкополосной самонастраивающейся фильтрации пространственного сигнала, количественных спектральных оценок глубины аномалеобразующего источника и адекватных графических визуализаций итоговых структурных разрезов. Новизна с точки зрения геофизики заключается в высоких корреляциях структурных форм, выявляемых при интерпретации сейсмических разрезов, и независимо — гравитационного поля, заданного по профилю.

The way of quasi-wave representation of gravity field, recomputed in the geological half-space, is offered on the basis of the wave analogies between nonequilibrium with regard to density hydrodynamical and geological environments. Algorithmic novelty of this way is in the combination of narrow-band self-adapting filtration of spatial signal, quantitative spectrum estimations of anomalous source depth and the adequate graphic visualization of final structural cross-sections. Novelty from the point of geophysical view is in high correlations between the structural forms revealed at the interpretation of seismic-wave cross-section and, independently, — the gravitational field, measured along the profile.

Введение

Описанный в статье метод решения обратной задачи относится к аналитическим продолжениям на основе спектральных оценок. Отталкиваясь от классических работ [5, 6], можно утверждать, что амплитудно-частотный состав потенциальных полей содержит в осредненной форме информацию о структурно-вещественном составе геологической среды. В отличие от методов детерминированного подбора и деконволюций, применяемых при интерпретации отдельных аномалий, спектральные оценки предполагают значительные выборки, описывающие последовательность аномалий. Ограничиваясь рассмотрением двумерной задачи, считаем, что пространственный ряд значений поля, заданного вдоль профиля, пересекающего разнородные тектонические структуры, не является стационарным. Как следствие, линейные методы фильтрации при аналитическом продолжении поля с использованием преобразования Фурье неприменимы. Решение этой проблемы видится в компиляции элементов метода деконволюций и метода аналитических продолжений: спектральная оценка поля должна выполняться в

пределах скользящей вдоль профиля палетки. Причем размеры палетки определяются минимальной и максимальной глубиной аномалеобразующего источника.

Традиционная форма представления потенциального поля, аналитически продолженного в нижнее полупространство, имеет вид карты изолиний, описывающей распределение по разрезу редуцированного поля или эффективного физического параметра среды (плотности, намагниченности, сопротивления). Известна неоднозначность в соотношениях между градиентными зонами такой карты и тектоническими (стратиграфическими) границами, между аномалиями карты и син- и антиформами. Поэтому указанное выше представление аналитически продолженного поля воспринимается геологами неадекватно. Основным материалом при построении ими геологического разреза, наряду с данными бурения, являются волновые сейсмические разрезы. Учитывая это, требуется создать метод интерпретации результатов более дешевого геофизического мониторинга, дающий структурный образ геологической среды, сопоставимый со структурным образом, выносимым из сейсмических разрезов.

Любое математическое описание геологического разреза возможно с известной долей приближения, тем более описание по таким косвенным признакам, как наблюдаемые на дневной поверхности потенциальные поля. В силу этих приближений некорректно априори утверждать применимость предлагаемого метода к любым потенциальным полям в любой геодинамической обстановке. Полезно отметить, что данная работа является одним из результатов исследования глубинного строения земной коры по системе региональных геотрансектов [1, 2]. Апробированный таким образом метод использован для количественной интерпретации гравитационного поля вдоль профиля АР-1 (северный склон Балтийского шита—юго-западный борт Баренцевской шельфовой плиты) по трем причинам:

- высокая изученность разреза по системе скважин;
- наличие глубинного (до 40 км) сейсмического разреза (рис. 2);
- пересечение профилем разнородных и разновозрастных геоблоков (рис. 1).

Обоснование модели реконструкции

Практикуемые спектральные пересчеты гравитационного поля как пространственного сигнала априори предполагают наличие в структуре этого поля составляющих, обладающих регулярным пространственным шагом между экстремумами (детерминированной пространственной периодичностью). Структура самого гравитационного поля определяется распределением плотностных неоднородностей в геологическом полупространстве. Таким образом, наличие пространственной периодичности в структуре гравитационного поля авто-

матически предполагает существование пространственной периодичности в распределении указанных плотностных неоднородностей. Особенность данного распределения состоит в отсутствии полной изостатической компенсации, т.е. геологическая среда является неравновесной в плотностном отношении. Как следует из тривиальных физических представлений, появление пространственно периодичных структур в неточечной системе, выведенной из равновесного состояния, однозначно связано с волнообразованием (аналогия с гидродинамической системой). В неравновесной гидродинамической системе при волновых возмущениях согласно работе Дж. Тернера [7] наблюдается зависимость длины волны от глубины: чем больше глубина, тем больше длина волны. Между геологической средой и средой гидродинамической может быть проведена аналогия, поскольку и литологические, и петрографические формации в условиях нагрузок, воздействующих в геологическом масштабе времени (десятки и сотни миллионов лет), ведут себя как пластичное вещество или как вязкая жидкость. Если рассмотреть любой достаточно протяженный геологический разрез (рис. 2), то можно заметить, что поверхности напластования формаций в своем рельефе проявляют пространственную периодичность, а с увеличением глубины данный пространственный период растет. Обобщая, можно видеть корректность представления структурно-геологического разреза в виде волнового ансамбля (внутренних стоячих гравитационных волн, характерных для неравновесных в плотностном отношении сред [3, 4]). Теоретически последний может быть восстановлен по любому геофизическому полю. Однако лишь для гравитационного поля волновые реконструкции могут быть корректными, поскольку распределение

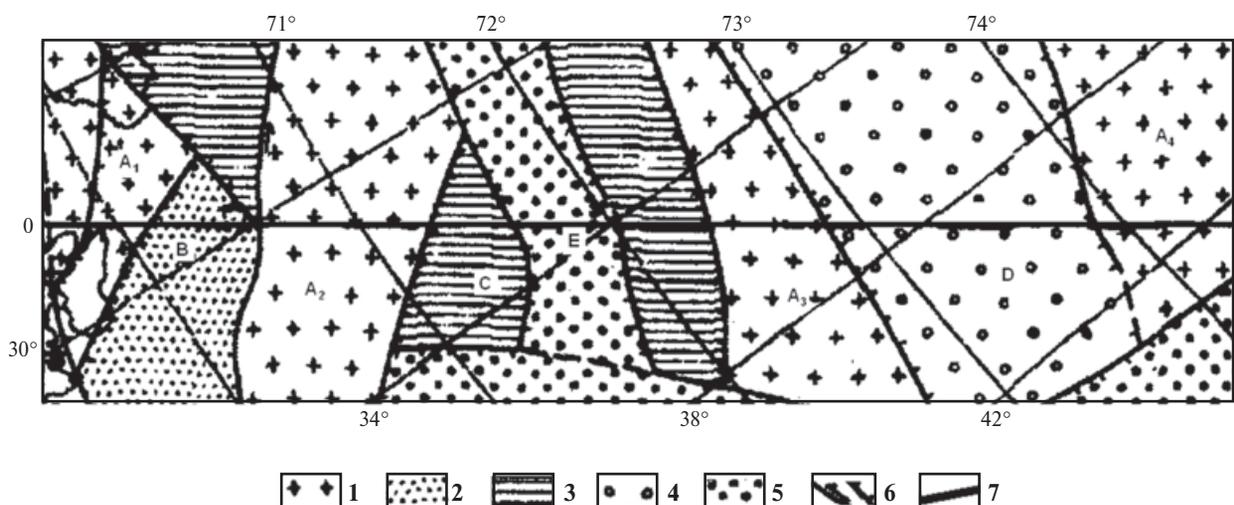


Рис. 1. Схема расположения тектонических структур, встречающихся вдоль регионального профиля АР-1

I — блоки карельского фундамента: *A*₁ — северный склон Балтийского шита, частично перекрытый рифейскими формациями, *A*₂ — Северо-Мурманский, *A*₃ — Федьинский и *A*₄ — Фермановский погребенные выступы; 2 — рифейский рифт: *B* — Восточно-Варангерский; 3 — каледонский рифт: *C* — Западно-Кольский; 4 — среднепалеозойский авлакоген: *D* — Демидовский; 5 — позднепалеозойский—триасовый рифт: *E* — Варангерский грабен; 6 — региональные сбросы и сдвиги; 7 — линия геотраверса

Из них нижний, обладающий пестрым вещественным составом, захватывает в возрастном отношении верхи кембрия, ордовика и значительную часть силура (каледониды). Средний, преимущественно терригенный слой, включает верхний силур и карбонатную каменноугольно-нижнепермскую толщу (ранние герциниды). Верхний слой осадочного покрова составлен терригенными образованиями верхней перми, триаса, юры и нижнего мела.

Гравитационное поле в редукции Буге ΔG_B рассматривается нами как результат суперпозиции гравитационных откликов с разной длиной волны. Закономерность ее изменения с глубиной определим как детерминированную только в области пространственной (латеральной) стационарности исходного гравитационного поля. Независимый анализ его составляющих с разной длиной волны алгоритмически реализован в виде процедуры свертки с передаточной функцией $h(\tau)$, определенной на разных по своей протяженности интервалах. В качестве параметра пространственной стационарности профильного сигнала, представленного здесь ΔG_B , выбран радиус автокорреляции r_{ACF} , оцениваемый в скользящем окне. Эти оценки обобщены в виде

$$r_{ACF} = h(\tau) \times \Delta G_B(x). \quad (1)$$

Величина r_{ACF} может быть преобразована в глубину аномалеобразующего источника, поскольку радиус автокорреляции является параметром латеральной протяженности гравитационной аномалии; с формальной позиции эта возможность обоснована выкладками В. Н. Страхова и С. А. Серкорова (1991). В частности, зависимость радиуса автокорреляции от глубины залегания источника определяется геометрией последнего, оцениваемой по косвенным признакам. Например, в случае изометричной аномалии с достаточно протяженной областью экстремума речь идет об источнике сферической формы. Для изометричной аномалии с узкой, локализованной, областью экстремума следует говорить о бесконечной материальной вертикальной полосе. При выраженной асимметрии, когда аномалия формирует на одном из своих флангов область резкого пространственного градиента, применима модель полубесконечной горизонтальной материальной линии. Соответственно имеет место разброс в оценке глубины h залегания:

— для источника сферической формы

$$r_{ACF} = \sqrt{8h}; \quad (2)$$

— для бесконечной материальной вертикальной полосы

$$r_{ACF} = \pi h_1 \frac{(m-1)^2}{4} / \ln \frac{2^{m+1} m^m}{(m+1)^{m+1}}, \quad m = h_2/h_1, \quad (3)$$

где h_1 и h_2 — глубины залегания верхней и нижней кромок тела;

— для полубесконечной горизонтальной материальной линии

$$r_{ACF} = \pi h. \quad (4)$$

Результат подобных пересчетов приведен на рис. 3, а и имеет вид семейства волновых профилей, демонстрирующих наличие в разрезе син- и антиформ, а также зон вертикальной корреляции. В условиях, когда рассмотренные выше пересчеты гравитационного поля в структуру семейства стоячих внутренних гравитационных волн (термин гидродинамики) выполняются на основе передаточной функции, задаваемой на интервале переменной длины, но по неизменному в процессе пересчета полю, семейство волновых профилей обладает тремя основными особенностями:

— рельеф, знак особенностей, амплитуда градиентных зон монотонно меняются с глубиной от 0 до 50 км;

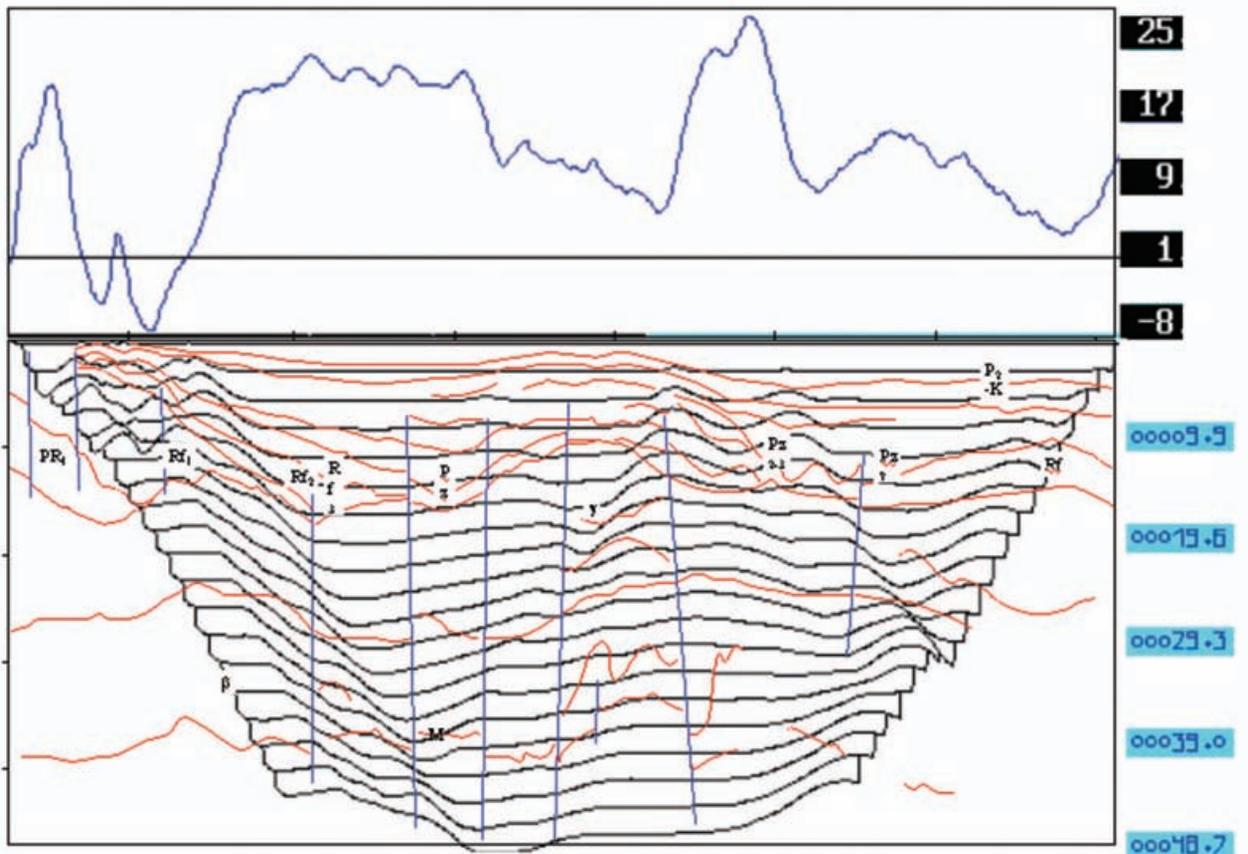
— на некоторых участках волновые профили демонстрируют отсутствие каких-либо особенностей геологического строения, тогда как структуру гравитационного поля на этих участках можно охарактеризовать как сильно дифференцированную;

— зоны вертикальных корреляций, прослеживаемые в семействе волновых профилей, более пологие, чем дизъюнктивы, восстанавливаемые по сейсмоволновому разрезу, однако имеющие приблизительно один и тот же угол падения.

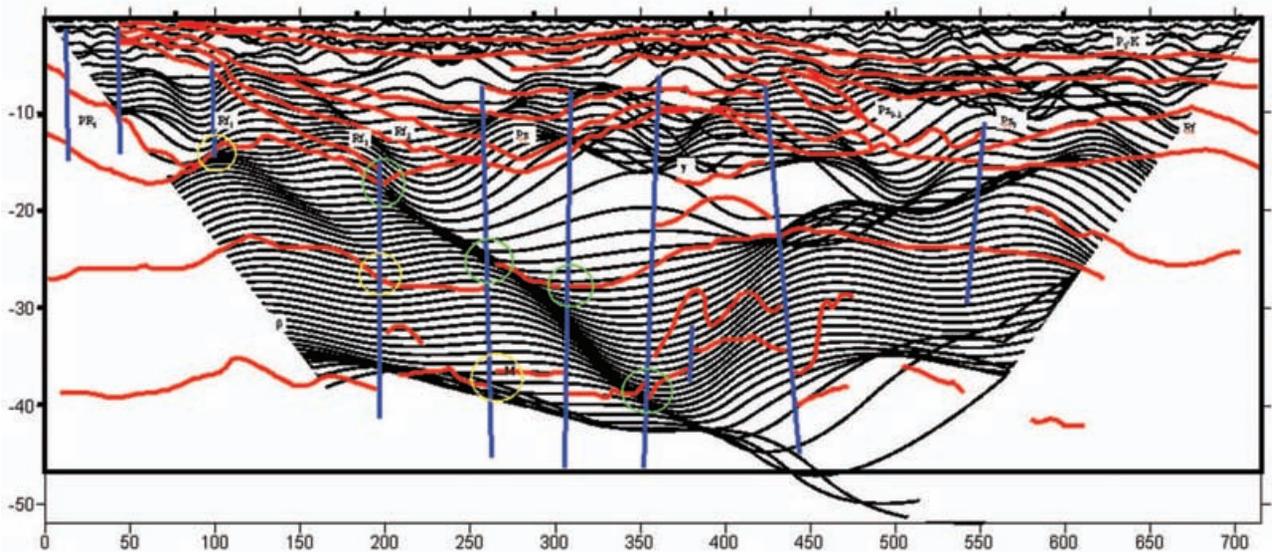
Все отмеченные особенности можно отнести к недостаткам разработанного метода. Вместе с тем, уже на данной стадии расчетов можно отметить несомненные корреляции полученного волнового гравитационного разреза и разреза, восстановленного по материалам сейсморазведки. В частности, отражение нашли Северо-Мурманский погребенный выступ и примыкающий к нему Западно-Кольский рифтогенный прогиб на юго-западной части профиля. На северо-восточной части профиля можно видеть Демидовский авлакоген, отделенный выступом от примыкающего к нему Варагерского грабена. Однако указанные корреляции в центральной части профиля справедливы лишь для нижней части разреза и достаточно условны в силу сглаженного характера профилей рассчитанных внутренних гравитационных волн.

Совершенствуя данный метод количественной интерпретации потенциальных полей, мы предположили, что данному интервалу задания передаточной функции должен соответствовать узкий диапазон длин волн в структуре исходного гравитационного поля. Иными словами, теперь в пересчете на каждом его этапе участвует не один и тот же пространственный сигнал, а одна из его компонент, полученная на стадии предварительной частотной фильтрации. Семейство рассчитанных профилей разноглубинных стоячих внутренних гравитационных волн отображено на рис. 3, б.

Визуальное сопоставление структуры сейсмоволнового разреза со структурой разреза стоячих внутренних гравитационных волн, вычисленных модифицированным методом, демонстрирует высокие корреляции по всей плоскости разреза. Уверенно отбиваются шовные зоны, разделяющие региональные структурные единицы, включающие



a



б

Рис. 3. Пересчет гравитационного поля в редукции Буге в волновой разрез, сформированный профилями стоячих внутренних гравитационных волн

a — расчет выполнен в скользящем окне переменных размеров, в каждом из которых обрабатывалось одно и то же исходное поле (синий график вверху). Красные и синие линии, заполняющие плоскость разреза, повторяют рис. 2, черные кривые — результат пересчета гравитационного поля; *б* — расчет выполнен в скользящем окне переменных размеров, в каждом из которых обрабатывалась одна из частотных составляющих исходного поля. Оцифровка вертикальной и горизонтальной осей дана в км

блоки карельского фундамента, а также рифейские, каледонские и герцинские рифтогенные прогибы. Можно видеть резкое, близкое к скачкообразному, изменение длины стоячих внутренних гравитационных волн на границе палеозойских и рифейских формаций, на основании чего уверенно отбивается кровля консолидированного фундамента. Области нарушения латерального прослеживания отдельных поверхностей напластования, объединяемые в сейсмоволновой интерпретации в субвертикальные дизъюнктивы, отчетливо выделяются в виде резких градиентных зон в семействе стоячих внутренних гравитационных волн, причем эти зоны, согласно моделям современной геотектоники, выглаживаются по мере движения от дневной поверхности к кровле верхней мантии.

Полученный разрез, как, впрочем, все геофизические разрезы, требует дополнительного истолкования, что определяет их неприятие в среде геологов. В частности, в нашем последнем разрезе, кроме весьма непривычного представления геологических структур, имеет место дискретность — наличие незаполненного пространства в промежутке между отдельными волнами, тогда как геологический разрез в среднем является средой сплошной. Для компенсации этого недостатка нами выполнен пересчет каждой частотной компоненты гравитационного поля в редукции Буге на соответствующие этой компоненте глубинные уровни, задаваемые отдельным профилем стоячей внутренней гравитационной волны. Этот пересчет дополнен вычислением кажущейся плотности, задаваемой для призматического тела, ограниченного по глубине выше- и нижележащими профилями волн, а по бокам — положениями измерительных пикетов. Традиционное изображение распределения кажущейся плотности в разрезе в виде карты изолиний (рис. 4) при сопоставлении с сейсмоволновым разрезом оказалось непоказательным.

Нами предложен метод подсветки с последующим полутоновым изображением итогового разреза (рис. 5). Технически данный метод широко распространен и программно реализован в специализированных картографических оболочках для анализа структуры карт изолиний. Физически этот метод рассматривает распределение значений плотности как распределение значений абсолютных высот некоторой условной поверхности, наличие в которой закономерно связанных локальных форм можно выявить путем подсветки под определенным азимутом. Подбор условной высоты источника света и подходящего азимута падения луча приводит к формированию системы освещенных и закрытых тенью областей, объединяемых глазом в протяженные или циркуидные структуры. Математически источник света полагается гомоцентрическим, а рассеяние лучей, падающих на условную поверхность, — удовлетворяющим условию Ламберта. Тогда яркость каждой освещаемой площадки условной поверхности оказывается пропорциональной синусу угла падения.

Визуальное сопоставление структуры сейсмоволнового разреза (жирные красные линии) со структурой квазиволнового разреза на рис. 5 демонстрирует высокие корреляции по всей плоскости разреза. Уверенно отбиваются шовные зоны, разделяющие региональные структурные единицы, включающие блоки карельского фундамента, а также рифейские, каледонские и герцинские рифтогенные прогибы. Можно видеть резкое, близкое к скачкообразному, изменение длины волн на границе палеозойских и рифейских формаций, на основании чего уверенно отбивается кровля консолидированного фундамента. Области нарушения латерального прослеживания отдельных поверхностей напластования, объединяемые в сейсмоволновой интерпретации в субвертикальные дизъюнктивы, отчетливо вы-

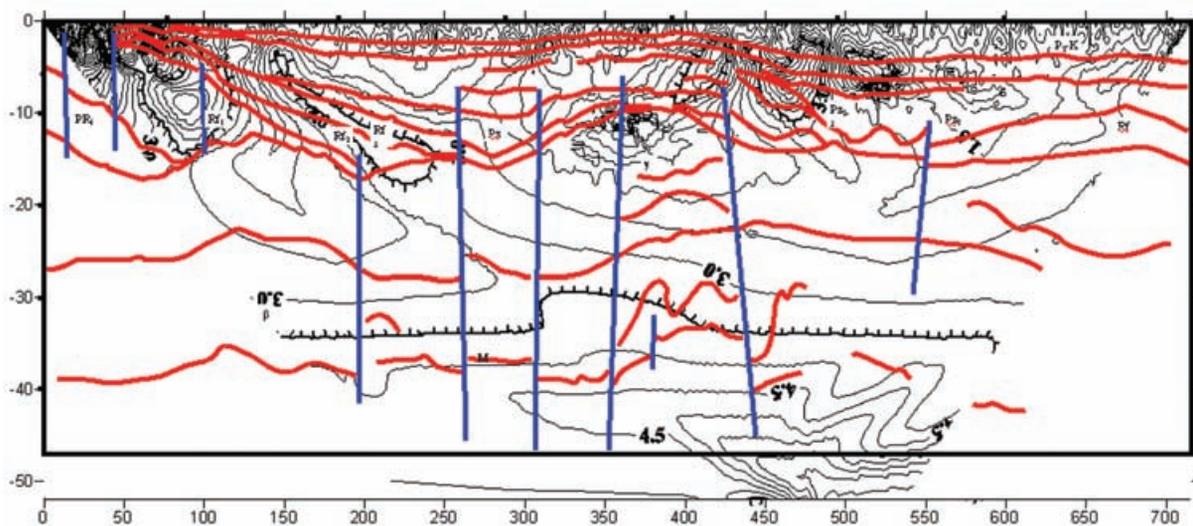


Рис. 4. Распределение кажущейся плотности (г/см^3) в плоскости геологического разреза, представленное картой изолиний с наложением на нее результата интерпретации сейсмоволнового разреза

Оцифровка горизонтальной и вертикальной осей дана в км

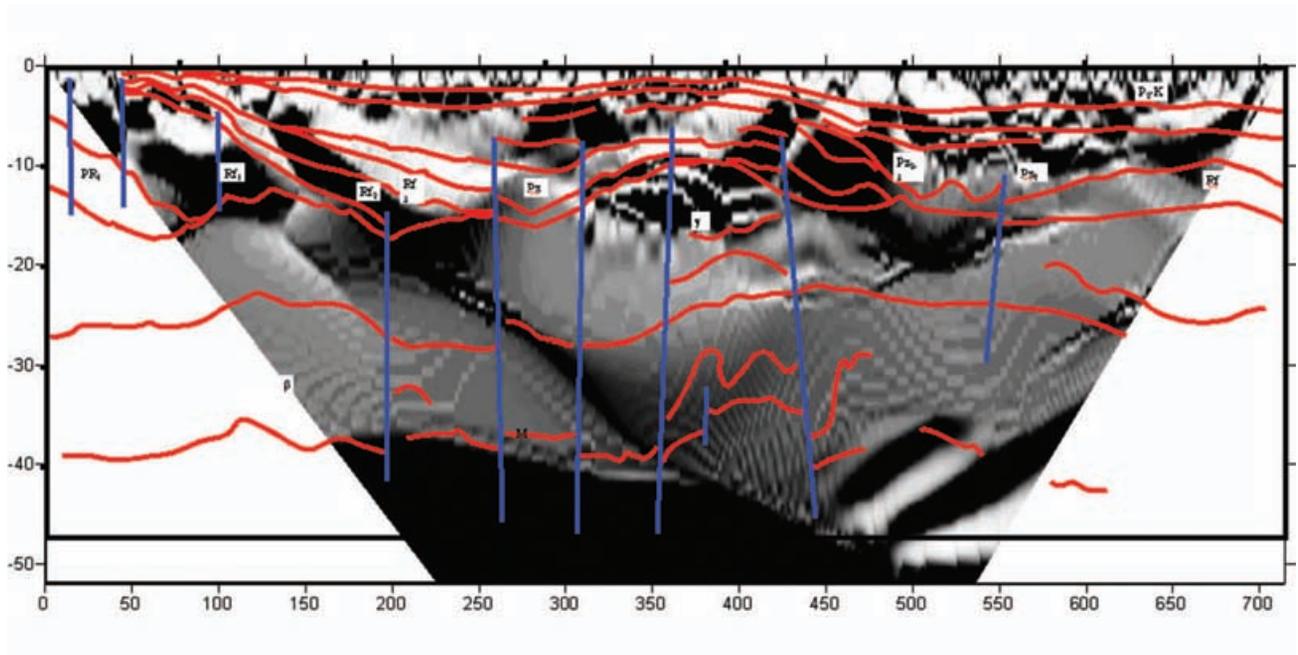


Рис. 5. Реконструкция структурно-тектонического разреза по профилю AP-1 методом расчета системы стоячих внутренних гравитационных волн и вычисления на уровне каждой волны кажущейся плотности с полутоновым представлением ее распределения в плоскости разреза

Оцифровка горизонтальной и вертикальной осей дана в км

деляются в виде резких градиентных зон в реконструированном ансамбле волн, причем эти зоны, согласно моделям современной геотектоники, выполаживаются по мере движения от дневной поверхности к кровле верхней мантии.

Заключение

По аналогии с волновым структурированием неравновесных гидродинамических сред разработана методика квазиволнового представления

структурно-геологического разреза на основании авторских пересчетов гравитационного поля в редукции Буге. Важность данного метода реконструкции состоит в том, что, во-первых, его результаты коррелируются с сейсмоволновыми разрезами, что выгодно отличает наш метод от классических способов подбора и аналитических продолжений, и, во-вторых, итоговые структурные разрезы отображают разноранговые дизъюнктивные и пликативные дислокации, что существенно в прогнозных задачах.

1. Берзин Р. Г., Сулейманов А. К., Егоров А. С., Мовчан И. Б. и др. Глубинное строение земной коры севера Восточно-Европейской платформы и южной части Балтийского щита вдоль фрагмента опорного профиля МОВ-ОГТ «1-ЕВ» (Кемь–Лодейное поле–Переяславль Залесский) // Тезисы XXXV тектон. совещания «Тектоника и геофизика литосферы», М., 2002. С. 230–235.
2. Егоров А. С., Мовчан И. Б. и др. Геолого-геофизическая и геодинамическая модели литосферы по линии геотранверса Рубцовск–мыс Невельского // Регион. геология и металлогения. 2000. № 10. С. 110–118.

3. Петров О. В. Нелинейные явления термогравитационной неустойчивости и внутренние гравитационные волны Земли // ДАН СССР. 1992. Т. 326. № 3. С. 506–509.
4. Петров О. В., Мовчан И. Б. Диссипативное структурирование земной коры и мантии как отражение волновых процессов // Регион. геология и металлогения. 2003. №17. С. 53–65.
5. Серкерев С. А. Спектральный анализ в гравиразведке и магниторазведке. М., 1991. 279 с.
6. Тафеев Г. П., Соколов К. П. Геологическая интерпретация магнитных аномалий. М., 1981. 327 с.
7. Тернер Дж. Гидродинамика и ее приложения. М., 1982. С. 135–140.