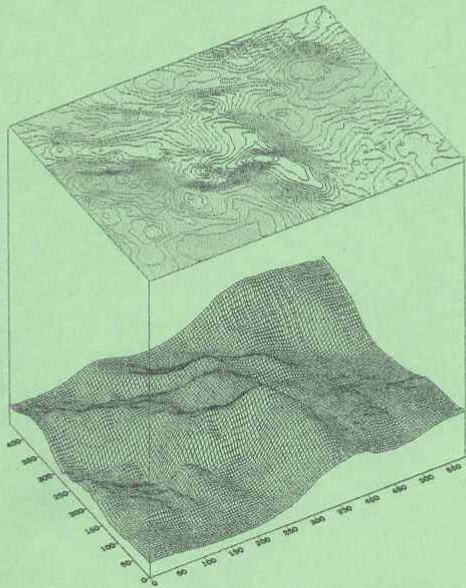


Ф.А.КАДИРОВ

ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ  
И МОДЕЛИ  
ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ  
АЗЕРБАЙДЖАНА



Ф.А.КАДИРОВ

ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ  
И МОДЕЛИ  
ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ  
АЗЕРБАЙДЖАНА

БАКУ - 2000

Утверждено к печати Ученым Советом  
Института геологии АН Азербайджана

**Рецензенты:**

**В.П.Трубицын**, академик РАЕН, чл.корр. РАН, доктор физико-математических наук, профессор, Заслуженный деятель науки РФ, заведующий лабораторией Теоретической геодинамики Института физики Земли РАН;

**А.А.Никитин**, академик РАЕН, доктор физико-математических наук, профессор, Заслуженный деятель науки РФ, заведующий кафедрой Московской Государственной Геологоразведочной Академии

**Кадилов Фахраддин Абульфат оглы.** Гравитационное поле и модели глубинного строения Азербайджана. Баку, «Nafta-Press», 2000.-112 с.

Настоящая монография посвящена изучению гравитационных аномалий Азербайджана. Выполнен численный анализ гравитационных данных. Проведен граничный анализ геоструктурных элементов. Определяется глубина залегания возмущающих масс с использованием спектра мощности. Вычисляется глубина залегания кристаллического основания. Проанализирована природа гравитационных аномалий. Приводятся результаты гравитационного моделирования глубинного строения земной коры вдоль региональных сейсмических профилей. Гравитационные модели глубинного строения земной коры и различные трансформации гравитационных аномалий, описанные в монографии, представляют интерес для решения ряда проблем геодинамики.

**Kadirov Fakhraddin Abulfat oglu.** Gravity field and models of deep structure of Azerbaijan. Baku, «Nafta-Press», 2000. -112p.

The monograph in hand is devoted to the problems of gravity anomalies in Azerbaijan. Gravimetric data have been numerically analyzed. Boundary analysis of geostructural elements have been conducted. Depth position of the crystalline basement and its gravity effect are computed. The character of gravity anomalies is analyzed. The outcomes of gravity modeling of deep structure along regional seismic cross-sections are discussed. An impact of the revealed mantle-lithosphere bodies on geodynamic situation in the region has been ascertained. Gravity models of subsurface structure of the earth's crust and different transformations of gravitational anomalies featured in the work are of interest for solving a number of problems of geodynamics.

К  $\frac{1803010000 - 1}{071(2000)}$  Грифное изд.

© Издательство «Nafta-Press», 2000.

© Publishers, «Nafta-Press», 2000.

**ОГЛАВЛЕНИЕ**

ВВЕДЕНИЕ .....	5
ГЛАВА 1. ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ АЗЕРБАЙДЖАНА .....	8
ГЛАВА 2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЛНЫХ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ГРАДИЕНТОВ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ АЗЕРБАЙДЖАНА .....	12
2.1. Моделирование границ геологических сред методом полного горизонтального градиента.....	14
2.2. Анализ вертикальных и наклонных границ структурных элементов Азербайджана.....	17
ГЛАВА 3. ПРИМЕНЕНИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ХАРТЛЕЯ ДЛЯ РАЗДЕЛЕНИЯ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ .....	21
3.1. Сведения из теории преобразования Хартлея. Соотношения между преобразованиями Хартлея и Фурье .....	22
3.2. Разделение гравитационных аномалий методом осреднения с использованием преобразования Хартлея. Локальные аномалии Азербайджана .....	28
ГЛАВА 4. ПЕРЕСЧЕТ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ АЗЕРБАЙДЖАНА НА РАЗЛИЧНЫЕ ВЫСОТЫ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ.....	30
4.1. Продолжения гравитационных данных Азербайджана в верхнее полупространство и интерпретация региональных аномалий.....	30
4.2. Изучение глубинных разломов по пересчитанным на высоты региональным гравитационным аномалиям .....	41
ГЛАВА 5. ГРАВИТАЦИОННЫЕ МОДЕЛИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ АЗЕРБАЙДЖАНА .....	47
5.1. Геологическое строение и гравитационное поле Абшеронского и Шамахи - Гобустанского районов .....	47
5.1.1. Анализ спектра мощности и модель глубинного строения .....	50

5.1.2. Цифровая фильтрация гравитационных данных ...	52
5.1.3. 3D моделирование кристаллического основания Абшеронского и Шамахи - Гобустанского районов.....	55
5.1.4. Вторые вертикальные производные гравитационного потенциала районов - Шамахи - Гобустан, Абшерон и Бакинский архипелаг .....	61
5.2. Гравитационная модель глубинного строения центральной части Куринского межгорного прогиба.....	62
5.2.1. Вторые вертикальные производные гравитационного потенциала центральной части Куринской межгорной впадины .....	70
5.3. Гравитационная модель глубинного строения Прикаспийско-Губинской области .....	72
5.3.1. Вторые вертикальные производные гравитационного потенциала Прикаспийско - Губинской области.....	77
5.3.2. 3D моделирование глубинного строения кристаллического основания Прикаспийско - Губинской области.....	78
 ГЛАВА 6. МОДЕЛИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВДОЛЬ РЕГИОНАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОФИЛЕЙ АЗЕРБАЙДЖАНА .....	82
6.1. Применение метода подбора для интерпретации гравитационного поля .....	82
6.2 Гравитационная модель глубинного строения вдоль профиля Масаллы - Пойлу (ГСЗ-3) .....	84
6.3. Гравитационная модель профиля р. Акерачай-Бейлаган-Падар-Мараза .....	89
6.4. Гравитационная модель глубинного строения вдоль профиля Сангачал - Гянджа – Тбилиси .....	94
6.4.1. Динамика земной коры вдоль профиля Сангачал - Гянджа – Тбилиси .....	98
 ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	101
 ЛИТЕРАТУРА.....	102

## ВВЕДЕНИЕ

В современных геофизических исследованиях при интерпретации гравитационных аномалий выделяются три основных математических направления [1-7].

Первое направление связано с преобразованием наблюдаемого поля в другие функции. Эти операции имеют цель выявить, выделить и локализовать те особенности, которые характеризуют местоположение, размеры и другие параметры геологической модели исследуемого региона.

Второе направление охватывает все те работы, которые позволяют выполнять численные расчеты параметров. Сюда относятся задачи по подбору наблюдаемого поля в рамках фиксированной модели геологического строения.

Работы, которые позволяют производить районирование аномальных полей и классифицировать источники аномалий, составляют третье направление. При этом широко используются методы распознавания образов аномалиеобразующих тел. Методы распознавания дают ответ на вопрос, какого типа объект находится на глубине под точкой наблюдения, если имеются эталонные области, в которых такой ответ известен [8,9].

В начальной стадии, для интерпретации гравитационных аномалий Азербайджана, проводился качественный анализ первичных данных. Качественная интерпретация производилась визуально, без расчетов. При качественном анализе гравитационных аномалий уточнялся общий характер поля, и делалось заключение о тех геологических неоднородностях, которые вызвали изучаемые распределения поля. Далее при интерпретации были использованы методы разделения гравитационных аномалий. Разделения гравитационного поля на региональные и локальные компоненты выполнялись с использованием осреднения и вероятностно-статистическими методами. Осреднения выполнялись квадратными и эллиптическими палетками. Были использованы также изотропные интегрирующие палетки. Использовались методы трансформации Андреева-Гриффина, Саксова-Нигарда, Грааф-Хантера, вычисления вторых вертикальных производных методом Элькинса, вычисления горизонтального градиента, аналитического продолжения в верхнее полупространство по ин-

тегралу Пуассона, аналитического продолжения в нижнее полупространство, полученные из теоремы Гаусса о среднем значении гармонической функции. Широкое применение нашли также методы анизотропных трансформаций с использованием прямоугольных палеток. Количественные расчеты гравитационного поля слоев геолого-геофизического разреза по профилям выполнялись с применением палетки для бесконечного простираения [10]. При этом вначале вычислялся гравитационный эффект каждого аномалеобразующего слоя. Полученные значения для целого ряда точек наносились в определенном масштабе на графики в виде кривых. Эти кривые позволили охарактеризовать гравитационное действие аномальных масс отдельных слоев земной коры. Суммарный гравитационный эффект в каждом пункте профилей, где были известны наблюдаемые значения силы тяжести, определялся путем алгебраического сложения гравитационных эффектов всех слоев разреза. Рассчитанная таким образом суммарная кривая гравитационного поля сравнивалась с наблюдаемой кривой. Совмещение вычисленных значений аномалий гравитационного поля с наблюдаемой кривой осуществлялось методом последовательных приближений, с учетом всех дополнительных материалов.

Интерпретацией наблюдаемых гравитационных аномалий территории Азербайджана занимались Л.В.Сорокин, В.В.Федынский, В.В.Вебер, А.Д.Архангельский, А.А.Михайлов, Е.Н.Люстих, М.С.Абакелиа, В.И.Куликов, Б.К.Балавадзе, Р.М.Гаджиев, И.О.Цимельзон, Г.Ш.Шенгелая, Т.С.Амирасланов, Е.Н.Сироткина и ряд других исследователей. В данной монографии ограничимся лишь ссылкой на работы этих авторов [11-40].

Быстрое развитие методов цифровой обработки сигнала и вычислительной техники с одной, и накопление в большом объеме гравиметрических данных с другой стороны, позволяют разработать новые численные методы анализа потенциальных геофизических полей. Эти методы ориентированы на эффективное решение задач обработки и интерпретации гравиметрических данных. Численная геологическая интерпретация проводится для получения численных значений парамет-

ров, которые характеризуют местоположение, форму и размеры геологических объектов.

Применение методов цифрового анализа сигнала к количественной интерпретации гравитационного потенциала и математическое моделирование глубинного строения в настоящее время стало одной из актуальных проблем в разведочной геофизике. Бурное развитие цифровой вычислительной техники значительно расширило сферы приложения численных методов к обработке измеренных данных, в том числе и гравиметрических. Разработаны современные математические методы численного гравитационного моделирования глубинного строения.

Методы решения обратных задач, трансформации, спектральный анализ гравитационного поля и вероятностно-статистические методы являются одним из основных инструментов, используемых при обработке и интерпретации гравиметрических данных. Однако, подобные исследования в Азербайджане находятся в начальной стадии, и нуждаются в дальнейшем развитии. В этой связи применение методов численного гравитационного моделирования для исследования гравитационного поля Азербайджана является актуальной задачей. Внедрение в практику научных исследований численных методов позволит по-новому интерпретировать гравитационные аномалии, построить гравитационную модель глубинного строения, исследовать историю развития земной коры и геодинамику области.

При выполнении исследований использованы фондовые материалы Института геологии, треста "Каспморнефтегеофизразведка", Азербайджанского научно - исследовательского Института геофизики, треста "Азнефтегеофизика", Азербайджанского государственного комитета по геологии и минеральным ресурсам, гравиметрические карты территории бывшего СССР масштабов 1:1000000 (1967г.) и 1:2500000 (1990г.) [41].

Автор выражает благодарность проф. Мамедову П.З. и проф. Ахмедбейли Ф.С. за консультации и обсуждение работы.

## ГЛАВА 1

### ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ АЗЕРБАЙДЖАНА

Выполненные на территории Азербайджана детальные гравиметрические измерения, позволяют составить сводную карту аномалий Буге в масштабе 1:500000. Сводная гравиметрическая карта территории Азербайджана построена Р.М.Гаджиевым [23] по материалам треста "Каспморнефтегеофизика", Азербайджанского научно - исследовательского института по добыче нефти, АЗНИИГеофизики и института Геологии. Использована также гравиметрическая карта СССР в редукциях Буге составленная в ВНИИГеофизики [41]. Нормальное значение силы тяжести вычислялось по формуле Гельмерта 1901-1909 гг., с учетом поправки равной -14 мГал ( $1 \text{ мГал} = 10^{-5} \text{ м/с}^2$ ). При вычислении аномалий Буге учитывался рельеф местности ( $R=200 \text{ км}$ ).

Сводная карта аномалий Буге Азербайджана, в сущности, не отличается от подобных карт других геосинклинальных областей. В ней выделяются обширные области интенсивных минимумов и максимумов гравитационного поля. Схема гравитационного поля Азербайджана в редукциях Буге приводится на рис.1.1. На карте гравитационных аномалий Азербайджана в редукциях Буге выделяются две главные полосы отрицательных аномалий, связанные с возвышенностями Большого и Малого Кавказа, и разделенные полосой положительных и слабых отрицательных аномалий. По низменным зонам Западного Азербайджана протягивается Алазан - Среднекуринский минимум. Алазан - Среднекуринский минимум в районе междуречья Куры, Габырры и Алазан имеет наибольшую ширину. На карте гравитационных аномалий Азербайджана в редукциях Буге в пределах Абшеронского полуострова и Гобустана наблюдается резко выраженный минимум. Зоны отрицательных аномалий, охватывающие Абшеронский полуостров, Абшеронский порог, Гобустан, Нижне-Куринскую область, Бакинский архипелаг, морское продолжение Прикаспийско-Губинской области и остров Челекен, называют Восточно-Азербайджанскими [16] (Р.М. Гаджиевым этот минимум именуется как Южно-Каспийский). Иными словами, Восточно-

Азербайджанский минимум охватывает Южный Каспий и обрамляющие его площади суши. Рассматриваемая аномалия по занимаемой площади является самой большой из гравитационных аномалий Азербайджана. Северная граница Азербайджанского минимума совпадает с Махачкала - Красноводской гравитационной ступенью, отделяющая минимум от максимума среднего Каспия (максимума Дербентской котловины). С запада область Восточно-Азербайджанского минимума ограничивается Азербайджанским максимумом. Минимальное значение аномалий находится в море, к северу от Абшеронского полуострова. Значение аномалии здесь достигает до -125 мГал, совершенно необычное для областей земной коры с невысоким рельефом.

Минимум Прикаспийско-Губинской области И.В.Кириллова, Е.Н.Люстих, В.А.Растворова, А.А.Сорский, В.Е.Хаин и Р.М.Гаджиев включают в состав Дагестанского минимума, который покрывает также территорию Дагестанской республики и район Грозного. По этому поводу Р.М.Гаджиев пишет: "Возможно, данное название описываемого минимума несколько неудачно, так как он на территории Азербайджана совпадает с областью Предкавказского прогиба, а на северо-западе прослеживается по высокогорной области Кавказского хребта" [23]. Поэтому более подходящее название этого минимума можно считать Прикаспийско-Губинский. В области Малого Кавказа протягивается зона сильных отрицательных аномалий (-160 мГал). Изолинии обрисовывают здесь дугу, выпуклую к северу и повторяющую в общих чертах дугообразные очертания этой складчатой зоны. Но ось минимума не вполне совпадает с наиболее возвышенной частью хребта, она проходит южнее главных возвышенностей Малого Кавказа. По интенсивности аномалий Малокавказский минимум занимает первое место. Осевая зона этого минимума протягивается в Кавказском направлении на 30 км от озера Гейча. Северо-восточная граница Малокавказского минимума проходит по линии самой интенсивной на Кавказе Ардебил - Лачин - Дилиджанской гравитационной ступени. Азербайджанский максимум со значениями силы тяжести, изменяющимися от нуля до 96 мГал, в основном связан с Нижне-Куринской низменностью, но частично захватывает также Талышские горы. Этот максимум

имеет два "языка" в виде более узких относительных максимумов (аномалии от нуля до 50 мГал). Один из них тянется на север и соединяется с Алазанской зоной, а другой отходит на северо-запад, продолжаясь через район Гянджа до Тбилиси, и захватывает узкую полосу возвышенностей по северо-западной окраине Малого Кавказа. Азербайджанский максимум разделяется на различные по своей природе три части, разграниченные узкими зонами относительных минимумов. Первая из них Ходжавенд-Тбилисский максимум, протягивающийся от Нагорного Карабаха на северо-запад по бассейнам правых притоков р. Кура до широты Гори. Вторая - Талыш-Вандамский максимум, расположенный между северо-западными отрогами Талышских гор и районом р.Гёйчай - увал Карамарьям. Талыш-Вандамский максимум, установленный ещё в 1926-1929 гг. по данным маятниковых наблюдений, был назван «Кюрдамирским гравитационным мостом» [11]. Эта аномалия, простираясь в меридиональном направлении, образует мост между двумя, простирающимися в субширотном направлении относительными максимумами, расположенными на Южном склоне Большого Кавказа и на Северном склоне Малого Кавказа (Шамкир-Талышский максимум).

водская, Лагич-Кызылагаджская и Ардебил-Лачин-Дилиджанская ступени. Амплитуда этих ступеней более 150 мГал. Каждая из перечисленных шести аномалий первого порядка осложнена аномалиями второго порядка, а аномалии второго порядка-аномалиями третьего и т.д. [22-27].

**Рис.1.1.** Схема гравитационного поля Азербайджана

## ГЛАВА 2

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЛНЫХ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ГРАДИЕНТОВ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ АЗЕРБАЙДЖАНА

Выявление зон разломов и их изучение представляют большой интерес, так как они во многом определяют структуру земной коры и размещение в ней месторождений полезных ископаемых. Разломы изучаются и с точки зрения прогноза землетрясений. В настоящее время признано, что причиной землетрясений часто является возникновение новых и активизация существующих глубинных разломов. Во многих случаях глубинные разломы находят четкое отображение в гравитационном поле. Разломы на гравитационных картах проявляются в виде градиентных зон, гравитационных ступеней и участков прямолинейности изоаномал. Локальные разрывные дислокации, прослеживающиеся в длину на небольшие расстояния, проявляются в виде участков со сгущениями, специфическими изгибами, пережимами изоаномал, нарушениями их общего хода в виде цепочек мелких экстремумов.

Схема расположения больших градиентов для Кавказского региона составлена и исследована И.В.Кирилловой и др. [19]. Было выявлено, что эти зоны располагаются преимущественно вдоль границ между максимумами и минимумами. Региональные гравитационные ступени Азербайджана проанализированы также Р.М.Гаджиевым [23]. Этими авторами составлены схематические карты зон больших градиентов гравитационного поля. При этом считалось, что резкие градиенты могут указывать на скрытый в глубине тектонический уступ типа крутой флексуры или сброс. Предполагается, что различные аномалии гравитационного поля соответствуют различным блокам земной коры, разделенной глубинными разломами. Эти блоки могут перемещаться в различных направлениях, нередко в противоположных и с различными скоростями. В результате анализа гравитационного поля Р.М.Гаджиев на территории Азербайджана выделяет следующие региональные ступени. Наиболее протяженная и интенсивная гравитационная ступень начинается с Краснодарского полуострова, дугообразно огибает Абшеронский порог, и протягивается до

западного побережья Каспийского моря. Эта ступень называется Махачкала - Краснодарской. Здесь значение горизонтального градиента равно на востоке 2 -4 мГал/км, а на северо-западе 1-1,5 мГал/км. Вторая интенсивная ступень простирается от Лагича до Астары. Значения градиента здесь достигает 4 мГал/км. Со значением горизонтального градиента равного 2 -4 мГал/км выделена Ардебил - Лачин - Дилиджанская ступень. По общему характеру гравитационного поля выявлены гравитационные ступени вдоль южного склона Большого Кавказа, на северном склоне Малого Кавказа (2 мГал/км) и по линии Ереван – Ордубад (1-2 мГал/км). Исследования этих авторов подтверждалось сопоставлением схемы больших градиентов гравитационного поля со схемой глубинных разломов. При составлении схем больших градиентов Азербайджана, вычисления проводились в тех местах, где визуально выделялись градиентные зоны гравитационного поля. При вычислении значения градиентов выбирались перпендикулярно к направлению ступени ось, и градиент вычислялся вдоль этого направления, или вычисления выполнялись в направлении заранее выбранной оси. Естественно, такое вычисление значений градиента не является достоверным. Вычисления вдоль выбранной оси не позволяют выявить параллельные этому направлению градиентные зоны.

Для повышения способности выделения разломов гравитационное поле  $g$  трансформируется в аномалии горизонтального градиента  $g_x$  и в функцию вторых производных  $g_{xx}$  [1-4, 6]. Для одновременного выявления продольных и поперечных вертикальных или крутопадающих границ двух геологических сред, в данной работе гравитационное поле трансформировано в аномалии полного горизонтального градиента. Этот метод успешно применяется многими авторами для определения контактов двух геологических сред по измеренным гравиметрическим данным [42-47].

В работе [43] исследовано распределение полных горизонтальных градиентов США. Доказано, что максимумы горизонтальных градиентов позволяют выделять геологические тела и главные структурные элементы США.

В работе [47] исследуется разломная схема и блоковые строения Западного Канадского бассейна. Построено распре-



деление линейных элементов. Доказывается эффективность метода горизонтальных градиентов при исследованиях вертикальных и крутопадающих границ.

## 2.1. Моделирование границ геологических сред методом полного горизонтального градиента

Полный горизонтальный градиент гравитационного поля  $G(x,y)$  определяется по формуле

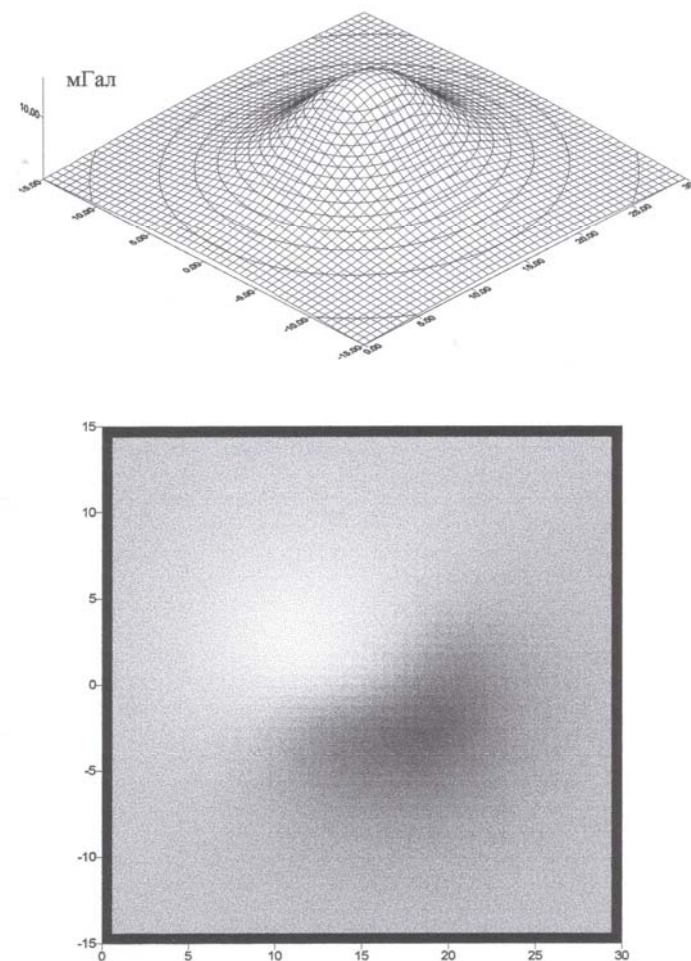
$$G(x, y) = \left[ \left( \frac{\partial g(x, y)}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial g(x, y)}{\partial y} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}, \quad (2.1)$$

где  $g(x,y)$  - значения гравитационного поля [1-5].

При задании гравитационного поля на узловых точках прямоугольной сетки горизонтальные градиенты вычисляются методом конечных разностей. Вертикальные и крутопадающие границы двух геологических сред различной плотности или разломы могут быть представлены телами, ограниченными плоскими гранями. Принимая за такое тело прямоугольный параллелепипед, исследовано распределение гравитационного поля и полного горизонтального градиента этого поля.

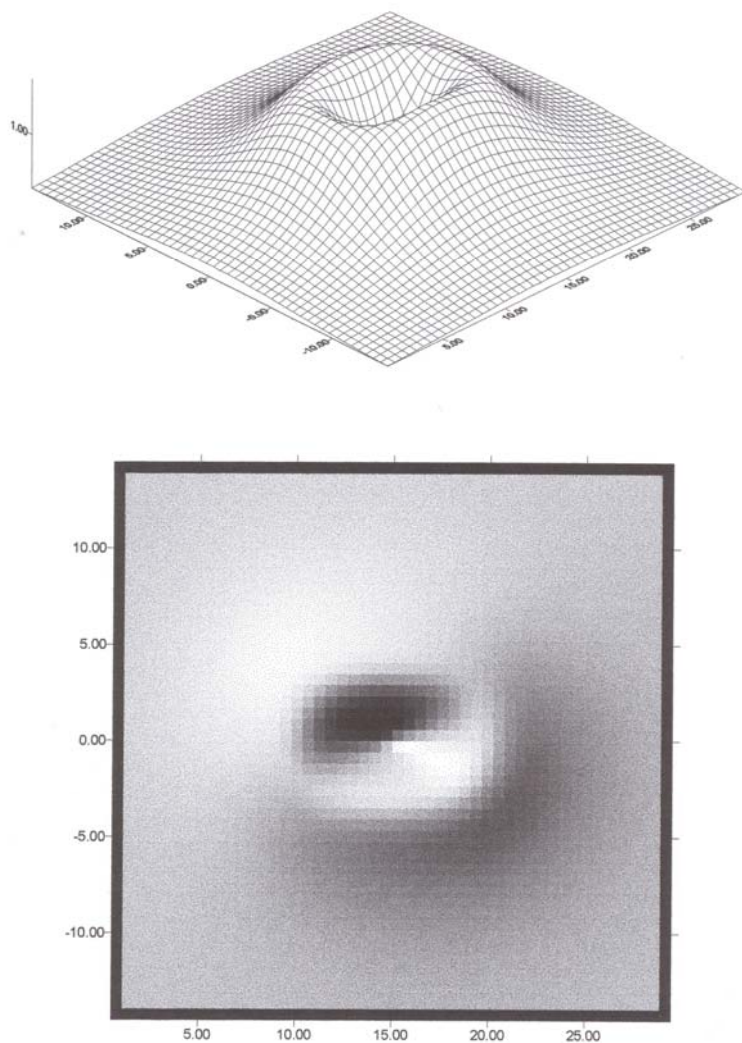
На рис.2.1. представлено гравитационное поле прямоугольного параллелепипеда и его рельефное теневое изображение. Длина ребер основания равна соответственно 6 и 10 км, а длина бокового ребра равна 10 км. Избыточная плотность равна 0,25 г/см<sup>3</sup>. Прямоугольный параллелепипед расположен в центре площади размерами 30×30 км<sup>2</sup>. Верхнее основание прямоугольного параллелепипеда расположено на глубине 3 км от поверхности расчета. Как видно, распределение гравитационного поля над гранями параллелепипеда не выделяется особенностью характера изменения. На рис.2.2. представлен полный горизонтальный градиент гравитационного поля прямоугольного параллелепипеда и его рельефное теневое изображение. На карте полных горизонтальных градиентов на гранях прямоугольного параллелепипеда наблюдаются максимумы. Отметим, что моделирование границ двух геологических сред с двумя контактирующими прямоуголь-

ми параллелепипедами с различными длинами боковых граней, также приводит к аналогичным результатам.



**Рис.2.1.** Гравитационное поле прямоугольного параллелепипеда и его рельефное изображение



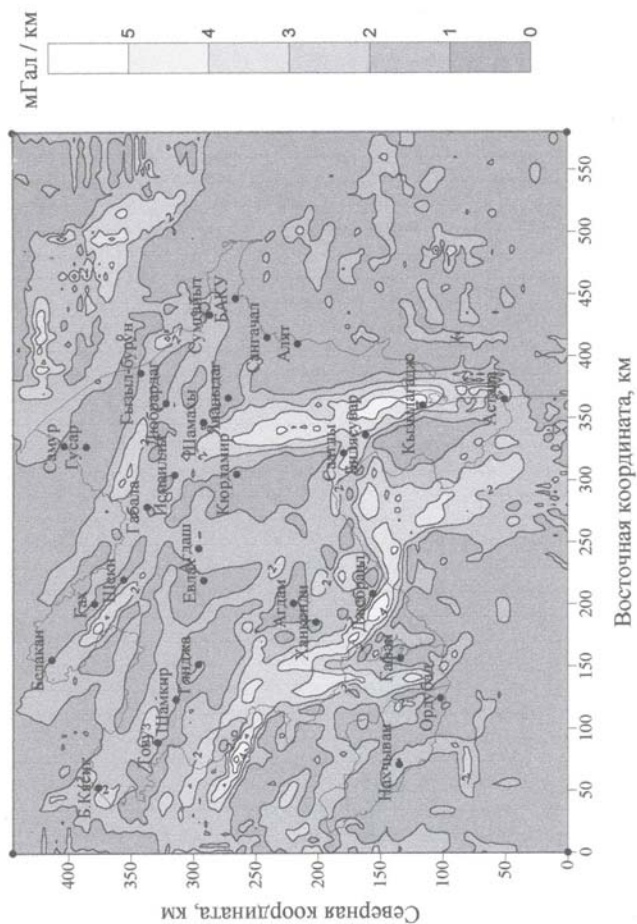


**Рис.2.2.** Полный горизонтальный градиент гравитационного поля прямоугольного параллелепипеда и его рельефное изображение

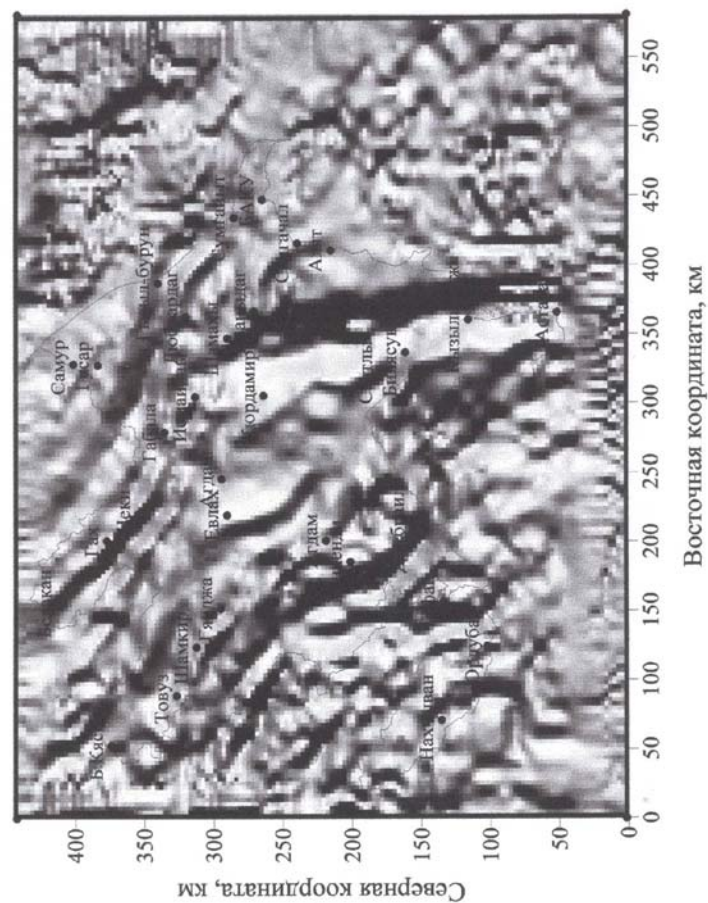
## 2.2. Анализ вертикальных и наклонных границ структурных элементов Азербайджана

С целью исследования полных горизонтальных градиентов гравитационного поля, карта аномалий Буге Азербайджана предварительно была разбита квадратной сеткой. Принимая шаг сетки равной 5 км, в узловых точках были определены значения аномалий Буге. Начало координатной системы расположено в юго-западном углу области исследования. Ось  $X$  направлена к Востоку, а ось  $Y$  - к Северу. Число элементов на оси  $X$  ( $N_x$ ) и на оси  $Y$  ( $N_y$ ) было выбрано  $N_x=117$ ,  $N_y=90$ . На рис. 2.3. представлена карта распределений полных горизонтальных градиентов гравитационного поля Азербайджана. Сечение изолиний проведено через 0,5 мГал/км. Значение полного горизонтального градиента гравитационного поля Азербайджана изменяется в пределах 0 - 5,63 мГал/км. Максимальными значениями горизонтальных градиентов для Азербайджана принимаются  $G_{\max} > 1,5$  мГал/км. Значение 5,63 мГал/км получается на локальном участке в районе Шахдагского хребта на Малом Кавказе. На Малом Кавказе замкнутые изолинии полного горизонтального градиента гравитационного поля Азербайджана со значениями, равными 3 и 4 мГал/км, образуют цепочку. Интерес представляет тот факт, что в районе Джебраил зона максимума полного горизонтального градиента гравитационного поля разветвляется. Одна линия с максимальными значениями протягивается к району Саатлы, а другая линия простирается в направлении Талышских гор. Вторая зона с большими значениями полного горизонтального градиента гравитационного поля наблюдается вдоль профиля Астара - Кызылагадж - Исмаиллы. Здесь значения  $G(x,y)$  достигают до 4 мГал/км. По южному склону Большого Кавказа проходит третья зона больших градиентов (3 мГал/км). Эта зона больших градиентов в районе Исмаиллы - Шамахи пересекается с зоной Астара - Кызылагадж - Исмаиллы. На рис. 2.4. приводится рельефно теневая карта полных горизонтальных градиентов гравитационного поля Азербайджана. При составлении этой карты, значения горизонтального и вертикального углов освещения были приняты равными соответственно  $135^\circ$  и  $45^\circ$ . На рельефной теневой карте полных горизонтальных градиентов гравитационного поля Азербайджана ясно выделяется план расположения глубинных разломов [23, 48-50]. Схема расположения глубинных

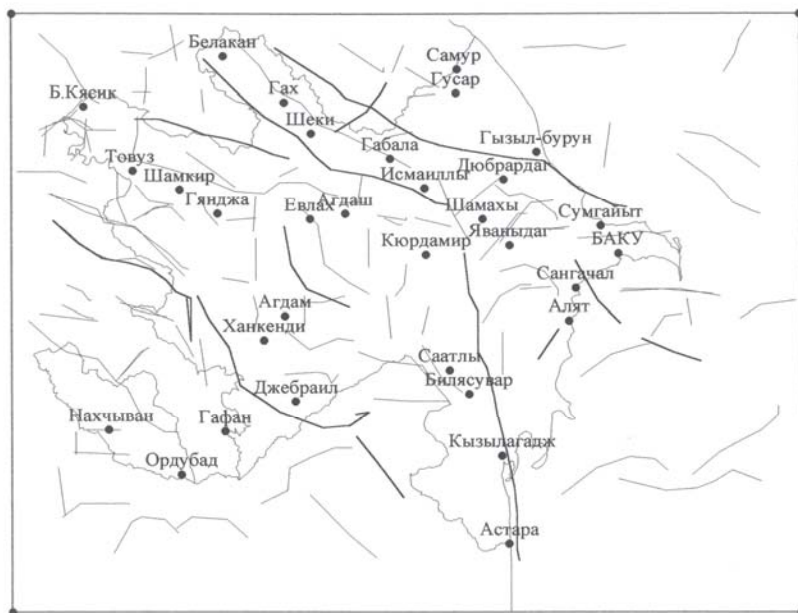
разломов, составленная с использованием рельефно теневой карты, показана на рис. 2.5. Сравнение этой схемы разломов с известными схемами, показывает, что на новой схеме также выявлены следующие известные разломы: Сиазанский, Главнокавказский, Кайнарско - Зангинский, Северо - Аджиноурский, Аджичай - Алятский, Куринский, Лачин - Башлыбелский, Предмалокавказский, Нахчыванский. На схеме также выделяются многочисленные поперечные разломы.



**Рис. 2.3.** Полные горизонтальные градиенты гравитационного поля Азербайджана.  
Сечение изолиний через 1 мГал/км



**Рис. 2.4.** Рельефо-теневая карта полных горизонтальных градиентов гравитационного поля Азербайджана



**Рис. 2.5.** Схема разломов составленная с использованием рельефно-теневой карты полного горизонтального градиента гравитационного поля Азербайджана

### ГЛАВА 3

#### ПРИМЕНЕНИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ХАРТЛЕЯ ДЛЯ РАЗДЕЛЕНИЯ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ

В частотной области легко произвести разделения гравитационного поля (фильтрацию, аналитическое продолжение и вычисление вертикальных производных гравитационного поля). Обработка гравиметрических данных в частотной области позволяет оценить глубины аномалиеобразующих источников с помощью анализа радиального спектра [6, 51-54]. Эти процедуры используют дискретное или быстрое преобразования Фурье. Обработка измеренных физических величин, с использованием комплексного преобразования Фурье, требует создания комплексных исходных данных [6, 54]. С другой стороны, компьютерные программы, использующие преобразование Фурье, требуют больше памяти и длительное компьютерное время.

В последнее время для численного анализа геофизического сигнала успешно применяется действительное преобразование Хартлея (Hartley) [55]. Преобразование Хартлея является функцией действительных переменных, а также является интегральным преобразованием, подобное преобразованиям Фурье [56]. Это преобразование обладает большинством свойств преобразований Фурье.

Вычислительные эксперименты, проведенные с использованием преобразования Хартлея показывают, что это преобразование требует меньше памяти и времени [57-59].

Применение трансформации Хартлея для интерпретации геофизических данных представляет большой интерес. В связи с этим, в данной главе коротко изложены основные сведения из теории преобразования Хартлея. Описываются также принципы и методика вычисления спектра мощности, цифровой фильтрации, аналитического продолжения, осреднения и вычисления вертикальных производных гравитационного поля Азербайджана с использованием преобразования Хартлея.

### 3.1. Сведения из теории преобразования Хартлея. Соотношения между преобразованиями Хартлея и Фурье

Одномерное преобразование Хартлея [55] действительной и непрерывной функции геофизического сигнала  $f(x)$  (в частном случае гравитационное поле) определяется

$$H(k) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) \text{Cas}(kx) dx, \quad (3.1)$$

где  $\text{Cas}(kx) = \cos(kx) + \sin(kx)$ .

Поскольку сигналы гравитационного поля являются функцией расстояния, во всех формулах частота заменяется пространственной частотой или волновым числом  $k = 2\pi/N\Delta x$ ,  $\Delta x$ - интервал дискретизации.

Обратное преобразование записывается в виде

$$f(x) = \int_{-\infty}^{\infty} H(k) \text{Cas}(kx) dx. \quad (3.2)$$

Дискретные преобразования Хартлея записываются в виде

$$H(k) = \sum_{i=0}^{N-1} f(x) \text{Cas}\left(\frac{kx}{N}\right) \quad (3.3)$$

$$f(x) = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} H(k) \text{Cas}\left(\frac{kx}{N}\right), \quad (3.4)$$

где  $N$ - число дискретных точек.

Разделяя преобразования Хартлея на четную и нечетную части, можно записать

$$H(k) = E(k) + O(k). \quad (3.5)$$

Здесь  $E(k)$  и  $O(k)$  соответственно четная и нечетная части преобразования. Используя свойства четной и нечетной части преобразования Хартлея, можно записать следующие выражения:

$$E(k) = \frac{H(k) + H(-k)}{2} = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) \cos(kx) dx \quad (3.6)$$

$$O(k) = \frac{H(k) - H(-k)}{2} = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) \sin(kx) dx \quad (3.7)$$

$H(k)$  и  $H(-k)$  именуются соответственно положительной и отрицательной частотной компонентой преобразования. Положительные частотные компоненты равны преобразованию Хартлея. Отрицательные частотные компоненты выбираются из преобразования. Для функции определенной на  $N$  точках отрицательные частоты преобразования Хартлея записываются в виде

$$\begin{aligned} n &= 0, 1, 2, 3, \dots, N-1 \\ HN(n) &= HP(n), \quad n=0 \\ HN(n) &= HN(N-n), \quad n \neq 0. \end{aligned}$$

Здесь  $HN(n)$  показывает отрицательные,  $HP(n)$  положительные частоты.

Преобразование Фурье функции  $f(x)$  дается выражением

$$F(k) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) [\cos(kx) - i \sin(kx)] dx, \quad (3.8)$$

или

$$F(k) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) \cos(kx) dx - i \int_{-\infty}^{\infty} f(x) \sin(kx) dx. \quad (3.9)$$

Используя (3.6) и (3.7) уравнение (3.9) записывается в виде

$$F(k) = E(k) - iO(k). \quad (3.10)$$

Аналогично, используя действительную и мнимую части преобразования Фурье, получим

$$H(k) = \text{Re}[F(k)] - \text{Im}[F(k)]. \quad (3.11)$$

Амплитудный и фазовый спектры с использованием преобразования Хартлея вычисляются следующими формулами:

$$|H(k)| = \left[ E^2(k) + O^2(k) \right]^{\frac{1}{2}} = \sqrt{\frac{H^2(k) + H^2(-k)}{2}} \quad (3.12)$$

$$|\theta(k)| = \arctan \left( -\frac{O(k)}{E(k)} \right) = \arctan \left[ \frac{H(k) - H(-k)}{H(k) + H(-k)} \right] \quad (3.13)$$

Двухмерное преобразование Фурье действительной и непрерывной функции  $f(x,y)$  действительных переменных  $x,y$  определяется

$$F(u, v) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) \exp(-iux) \exp(-ivy) dx dy, \quad (3.14)$$

или

$$F(u, v) = R(u, v) - iI(u, v). \quad (3.15)$$

Здесь  $R(u,v)$  и  $I(u,v)$  соответственно действительная и мнимая части преобразования Фурье,  $u$  и  $v$  пространственные частоты. Действительная и мнимая части преобразования Фурье определяются следующими формулами

$$R(u, v) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) \cos(ux + vy) dx dy, \quad (3.16)$$

$$I(u, v) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) \sin(ux + vy) dx dy. \quad (3.17)$$

В уравнении (3.14), заменяя экспоненциальные функции соответственно функциями  $\text{Cas}(ux)$  и  $\text{Cas}(vy)$ , получают двухмерное преобразование Хартлея. Двухмерное преобразование Хартлея реальной функции  $f(x,y)$  определяется выражением

$$H(u, v) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) \text{Cas}(ux) \text{Cas}(vy) dx dy, \quad (3.18)$$

здесь

$$\text{Cas}(ux) \text{Cas}(vy) = \cos(ux - vy) + \sin(ux + vy).$$

Обратное преобразование имеет вид:

$$f(x, y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} H(u, v) \text{Cas}(ux) \text{Cas}(vy) du dv. \quad (3.19)$$

Преобразование Хартлея можно записать в виде суммы четной и нечетной функций

$$H(u, v) = E(u, v) + O(u, v).$$

Четная и нечетная функции соответственно вычисляются формулами:

$$E(u, v) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) \cos(ux - vy) dx dy = \frac{H(u, v) + H(-u, -v)}{2}, \quad (3.20)$$

и

$$O(u, v) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) \sin(ux - vy) dx dy = \frac{H(u, v) - H(-u, -v)}{2}, \quad (3.21)$$

где

$$H(-u, -v) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) \text{Cas}(-ux) \text{Cas}(-vy) dx dy. \quad (3.22)$$

Двухмерные преобразования Хартлея и Фурье взаимосвязаны следующими формулами [56, 57, 61, 62]:

$$F(u, v) = E(u, v) - iO(u, v), \quad (3.23)$$

$$H(u, v) = \text{Re } F(u, v) - \text{Im } F(u, v). \quad (3.24)$$

Здесь  $F(u,v)$  - Фурье преобразование функции  $f(x,y)$ .

Амплитудный и фазовый спектры, вычисляемые с помощью преобразований Хартлея и Фурье, являются физически и математически подобными, но отличаются в числовой форме. Спектры амплитуд этих преобразований дают одинаковую информацию.

Двухмерное дискретное преобразование Хартлея функции  $f(x,y)$ , заданное  $(M \times N)$  мерной матрицей согласно (3.18),



определено следующим образом [62, 63]:

$$X(u, v) = \frac{1}{MN} \sum_{x=0}^{M-1} \sum_{y=0}^{N-1} f(x, y) \text{Cas}(ux) \text{Cas}(vy). \quad (3.25)$$

Обратное преобразование согласно (3.19) имеет вид:

$$f(x, y) = \sum_{u=0}^{M-1} \sum_{v=0}^{N-1} H(u, v) \text{Cas}(ux) \text{Cas}(vy). \quad (3.26)$$

Чтобы получить двухмерное преобразование Хартлея, обеспечивающее равенство коэффициентов двухмерных преобразований Хартлея и Фурье, результаты, полученные от (3.25), перепишем в новом виде [64]:

$$H(u, v) = \frac{1}{2} [X(u, v) + X(M-u, v) + X(u, N-v) - X(M-u, N-v)] \quad (3.27)$$

при  $u \neq 0, v \neq 0$

и

$$H(u, v) = X(u, v), \quad \text{при } u=0, v=0.$$

После такого изменения амплитудный коэффициент преобразования Хартлея определяется как

$$A(u, v) = \left[ \frac{H^2(u, v) + H^2(Nu, Mv)}{2} \right]^{1/2} \quad (3.28)$$

для  $Nu$  и  $Mv$  верны следующие соотношения

$$\begin{aligned} Nu &= u, & Mv &= v & \text{при} & u \neq 0, v \neq 0 \\ Nu &= u, & Mv &= M-v & \text{при} & u \neq 0, v = 0 \\ Nu &= N-u, & Mv &= v, & \text{при} & u = 0, v \neq 0. \end{aligned} \quad (3.29)$$

В этом случае четный  $E(u, v)$  и нечетный  $O(u, v)$  коэффициенты преобразования Хартлея определяются следующими формулами

$$E(u, v) = \frac{H(u, v) + H(Nu, Mv)}{2}, \quad (3.30)$$

и

$$O(u, v) = \frac{H(u, v) - H(Nu, Mv)}{2}.$$

Амплитудные и фазовые спектры преобразования с помощью четных и нечетных коэффициентов преобразования Хартлея определяются следующими формулами

$$\begin{aligned} A(u, v) &= \left[ E^2(u, v) + O^2(u, v) \right]^{1/2}, \\ \theta(u, v) &= \arctan \left[ -\frac{O(u, v)}{E(u, v)} \right], \end{aligned} \quad (3.31)$$

здесь  $A(u, v)$  и  $\theta(u, v)$  соответственно амплитудный и фазовый спектры преобразования Хартлея.

В частотной области двухмерная фильтрация определяется произведением двухмерных спектров весовой функции  $\Psi(u, v)$  и входной функции  $A(u, v)$ :

$$Y(u, v) = \Psi(u, v) A(u, v), \quad (3.32)$$

где  $u = 2\pi/N\Delta x$  и  $v = 2\pi/M\Delta y$  - пространственные частоты ( $N\Delta x$  и  $M\Delta x$  - протяженности сигналов вдоль профиля и по площади).

В области волновых чисел частотные характеристики осреднения в квадрате со стороной  $L$ , вычисление вторых производных и продолжение поля в верхнее полупространство на высоту  $h$ , имеют вид:

$$\psi_1(u, v) = \frac{\sin(uL)}{uL} \frac{\sin(vL)}{vL} \quad (3.33)$$

$$\psi_2(u, v) = u^2 + v^2; \quad (3.34)$$

$$\psi_3(u, v) = \exp \left( -h \sqrt{u^2 + v^2} \right). \quad (3.35)$$

С использованием преобразования Хартлея и Фурье, автором монографии составлена программа, на языке Фортран-77, позволяющая вычислить спектр мощности и высшие производные гравитационного потенциала, пересчет гравитационного поля на разные высоты, осреднение и фильтрацию гравитационных данных.

Для проверки достоверности полученных результатов трансформации с использованием преобразования Хартлея, подобные расчеты проведены также с преобразованием Фурье. Сравнение результатов показало хорошее согласие между полученными данными.

### 3.2. Разделение гравитационных аномалий методом осреднения с использованием преобразования Хартлея. Локальные аномалии Азербайджана

Локальные аномалии гравитационного поля Азербайджана определяются как разность исходного и осредненного полей. Осреднение поля выполнялось с использованием (3.32) и (3.33). На рис. 3.1. показаны локальные аномалии Азербайджана, полученные квадратным осреднением со стороны  $L = 30$  км. Отрицательные и положительные аномалии соответственно показаны сплошными и пунктирными линиями.

Первая полоса положительных аномалий протягивается в направлении Белакан - Исмаиллы. Изменяя направление в районе Исмаиллы на СВ, эта аномалия доходит до Гызыл-Буруна. Далее, протягиваясь в направлении Сумгайыт и изменяя направление на восток, уходит в море. Вторая полоса положительных аномалий имеет направление Ленкорань - Саатлы - Кюрдамир - Агдаш. Третья полоса, разветвляясь от второй в районе Саатлы, простирается в направлении Саатлы - Ханкенди - Гянджа - Б. Кесик. На этой карте отдельно выделяются Нахчыван - Джульфинский, Бадамлы - Ордубадский, Гафанский, Яваныдаг - Сангачальский локальные максимумы. Наблюдаются также Яламинский и Гусар - Хачмасский относительные максимумы.

На рис. 3.1. выявлены следующие отрицательные аномалии: Гиляр - Худатский, минимум северного склона Большого Кавказа, Североабшеронский, Абшерон - Центральнобугустанский, Нижнекуринский, Алазан - Агричайский, Евлах - Агдабединский, Чатминский (на севере Шамкира), Джагринский (на севере Нахчыван - Джульфинского максимума). Название локальных аномалий в основном дано по Р.М.Гаджиеву.

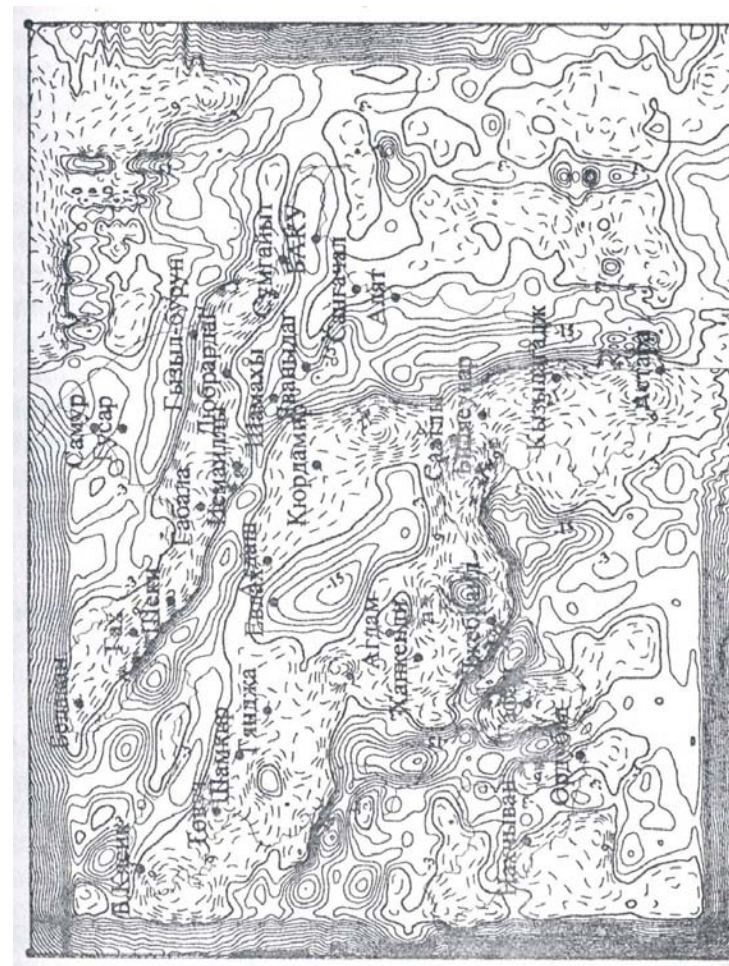


Рис.3.1. Локальные гравитационные аномалии Азербайджана, полученные квадратным осреднением со стороны  $L = 30$  км. Сечение изолинии через 3 мГал.



## ГЛАВА 4

### ПЕРЕСЧЕТ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ АЗЕРБАЙДЖАНА НА РАЗЛИЧНЫЕ ВЫСОТЫ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

При аналитическом продолжении гравитационных аномалий в верхнее полупространство, аномалии неглубоко залегающих сконцентрированных масс убывают сильнее, чем аномалии более глубокозалегающих источников [3, 6, 65].

Исследованиям пересчитанных на высоты гравитационных аномалий Азербайджана посвящены работы Юсупходжаева Х.И. и др. [66], Насруева Н.Р. и др. [67], Алексеева В.В. и др. [68], Веремеенко О.В., Халилова А.А. [40]. В этих исследованиях пересчет гравитационных аномалий на различные высоты выполнен с использованием интеграла Пуассона. С целью определения региональных изменений гравитационного поля Азербайджана, связанных с глубокозалегающими структурами, в настоящем разделе пересчет гравитационных аномалий на различные высоты выполнен с использованием преобразования Хартлея.

#### 4.1. Продолжения гравитационных данных Азербайджана в верхнее полупространство и интерпретация региональных аномалий

Аналитическое продолжение на высоту  $z$  в частотной области согласно (3.35) вычисляется произведением двумерных спектров входной функции и весовой функции:

$$F_u(u, v, -z) = A(u, v) \exp\left(-z\sqrt{u^2 + v^2}\right), \quad z > 0$$

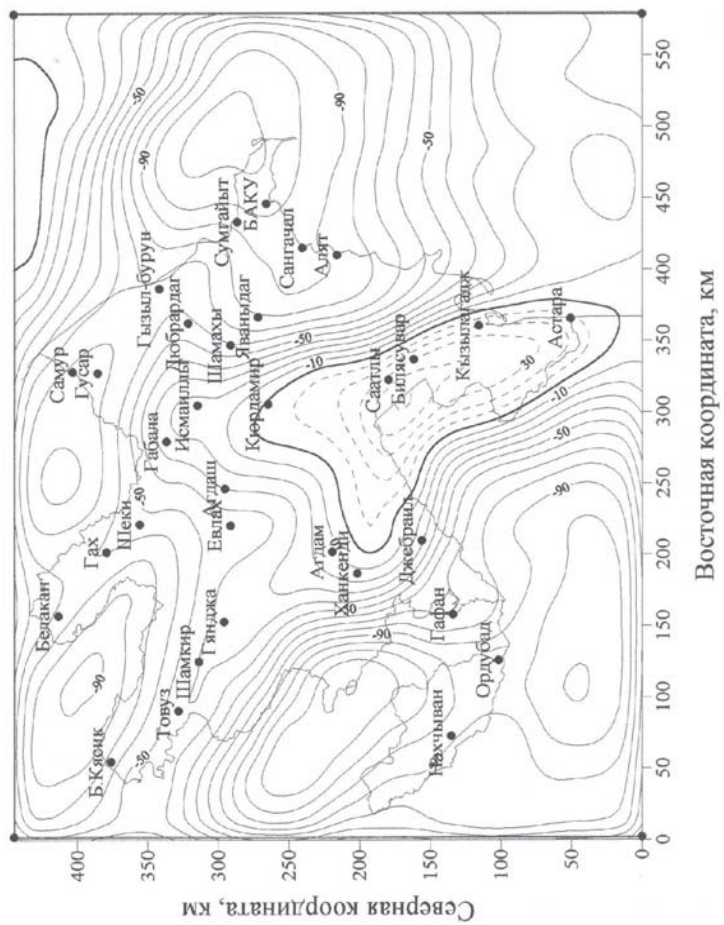
где,  $F_u(u, v, -z)$  результат аналитического продолжения на высоту в частотной области,  $A(u, v)$  - спектр входной функции,  $u$  и  $v$  - соответственно пространственные частоты в  $x$  и  $y$  направлениях.

Далее, с помощью обратного преобразования Хартлея, возвращаемся в пространственную область. Преобразование Хартлея было применено к гравиметрическим данным исследуемой области, заданных в узловых точках сетки размером

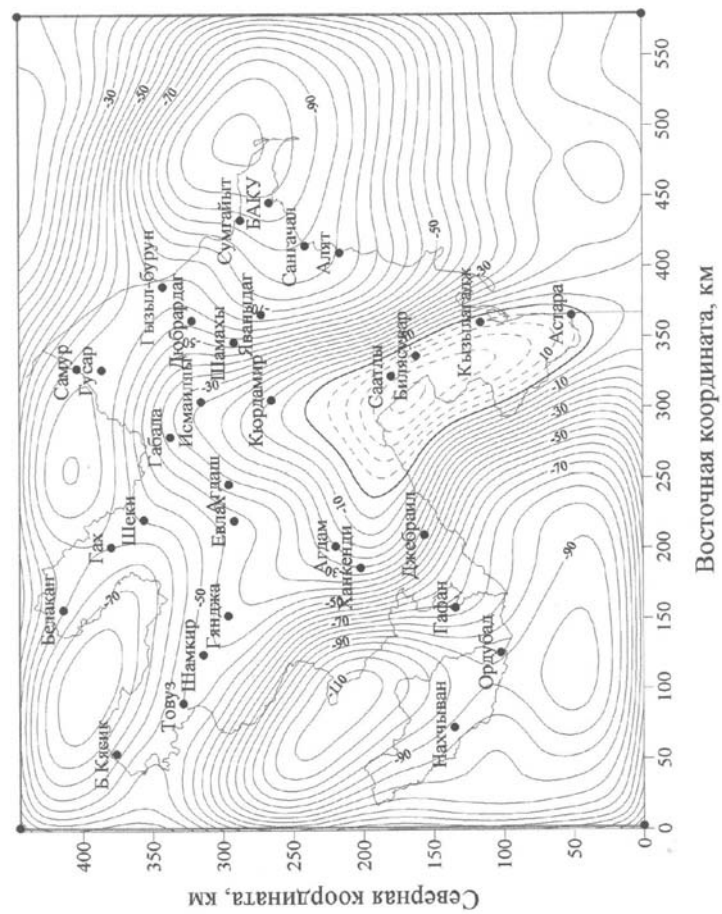
117х90 с шагом 5 км. Обычно считается, что при пересчете вверх на уровень  $h$  влияние аномалиеобразующих объектов до глубины  $h$  практически устраняется. Пересчет гравитационных аномалий был произведен на высоты 10; 20; 50; 100; 150 и 200 км. В соответствии с проведенными геолого-геофизическими исследованиями, можно предположить, что первая высота приблизительно соответствует средней глубине поверхности кристаллического основания, вторая - "базальтовому" слою, а третья - поверхности Мохоровичича. Остальные высоты соответствуют различным глубинам в верхней мантии. При анализе полученных карт, пересчитанных на различные высоты, необходимо учитывать краевые эффекты по 5 км полюсе. На рис. 4.1. приводятся пересчитанные на высоту 10 км гравитационные аномалии исследуемой области. Отрицательные и положительные аномалии соответственно показаны сплошными и пунктирными линиями. На рис. 4.2. приводятся пересчитанные на высоту 20 км гравитационные аномалии исследуемой области. Как видно из рисунка на Малом Кавказе и в районе Абшеронского полуострова наблюдаются глубокие минимумы. В районе Талышских гор наблюдается положительная аномалия.

Эти аномалии связаны с суммарным эффектом слоев земли, залегающих ниже глубины 20 км. Доминирующая роль в региональных аномалиях, возможно, связана с "базальтовым" слоем.

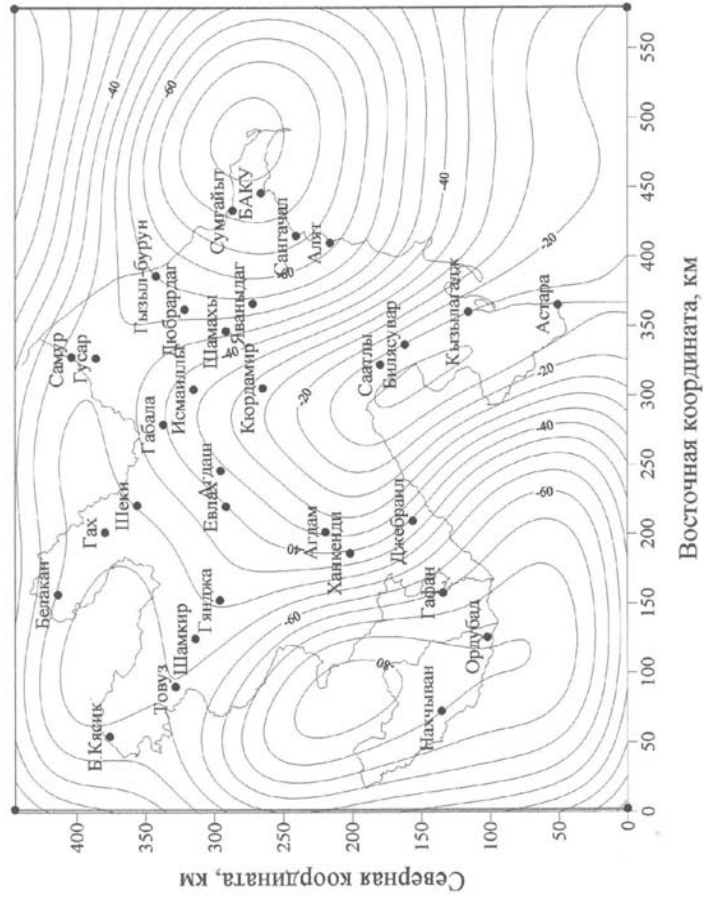
Распределение гравитационных аномалий на высоте 50 км показано на рис. 4.3. На высоте 50 км минимум гравитационного поля равен -82 мГал, относительный максимум -9 мГал. Пересчитанные на высоту 50 км гравитационные аномалии исследуемого региона показывают, что происходит сглаживание и смещение в южном направлении центра выше-названных крупных отрицательных аномалий (рис. 4.2.). Происходит также поворот по часовой стрелке оси (линия, проходящая через коррелирующие экстремальные точки изолиний) изометрической региональной аномалии Малого Кавказа. Одновременно наблюдаются расширения зон аномалий в районах Малого Кавказа и Абшеронского полуострова. Большая часть региональных аномалий связана с изменением глубин залегания поверхности Мохоровичича.



**Рис. 4.1.** Распределение гравитационного поля Азербайджана на высоте 10 км. Сечение изолиний через 5 мГал

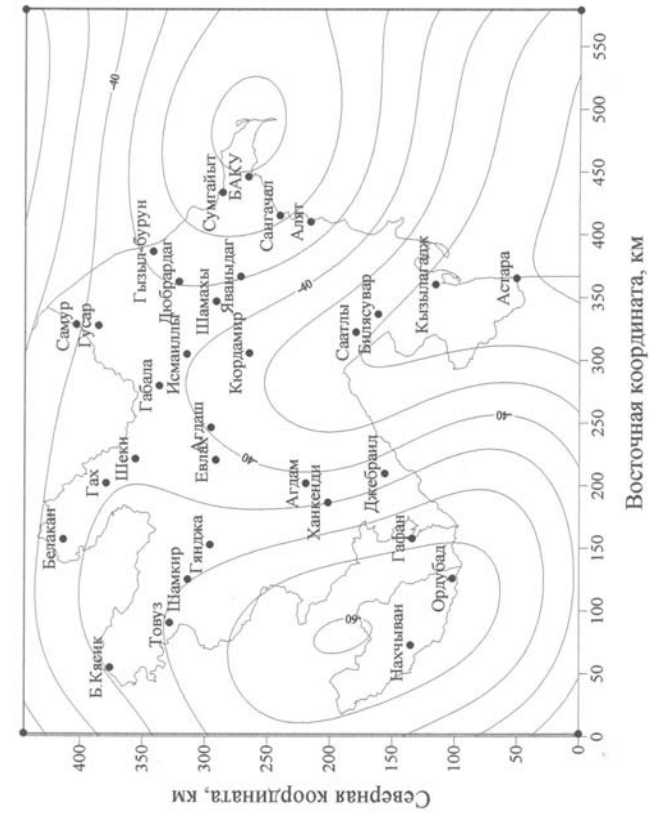


**Рис. 4.2.** Распределение гравитационного поля Азербайджана на высоте 20 км. Сечение изолиний через 5 мГал



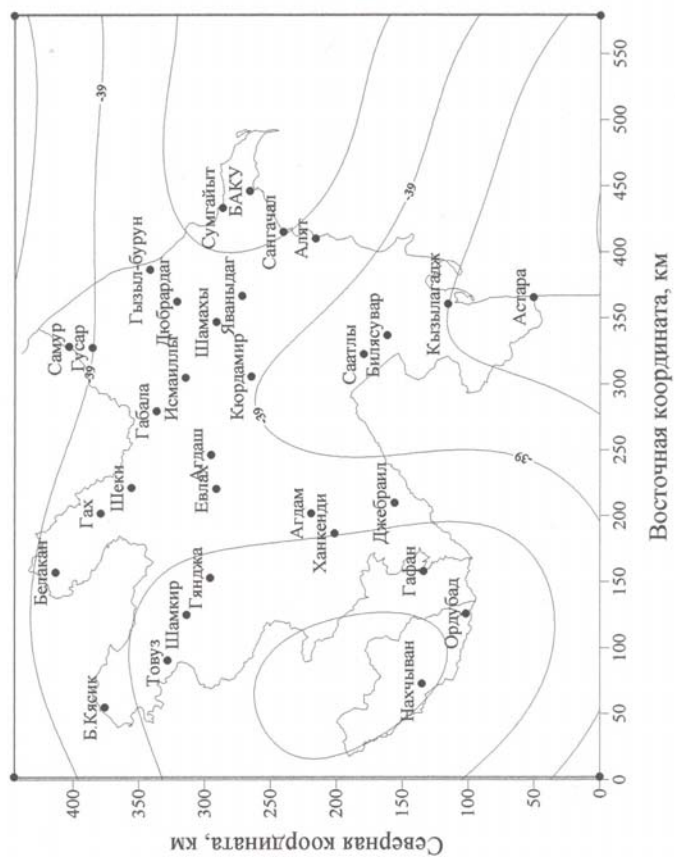
**Рис. 4.3.** Распределение гравитационного поля Азербайджана на высоте 50 км. Сечение изолиний через 5 мГал

Распределение гравитационных аномалий на высоте 100 км показано на рис. 4.4. В районе Малого Кавказа минимум гравитационного поля равен -60 мГал, а в Приабшеронском районе - 55 мГал. Оба эти минимума разделены областью относительного максимума - минус 23 мГал. Амплитуда изменения гравитационного поля равна 37 и 32 мГал.

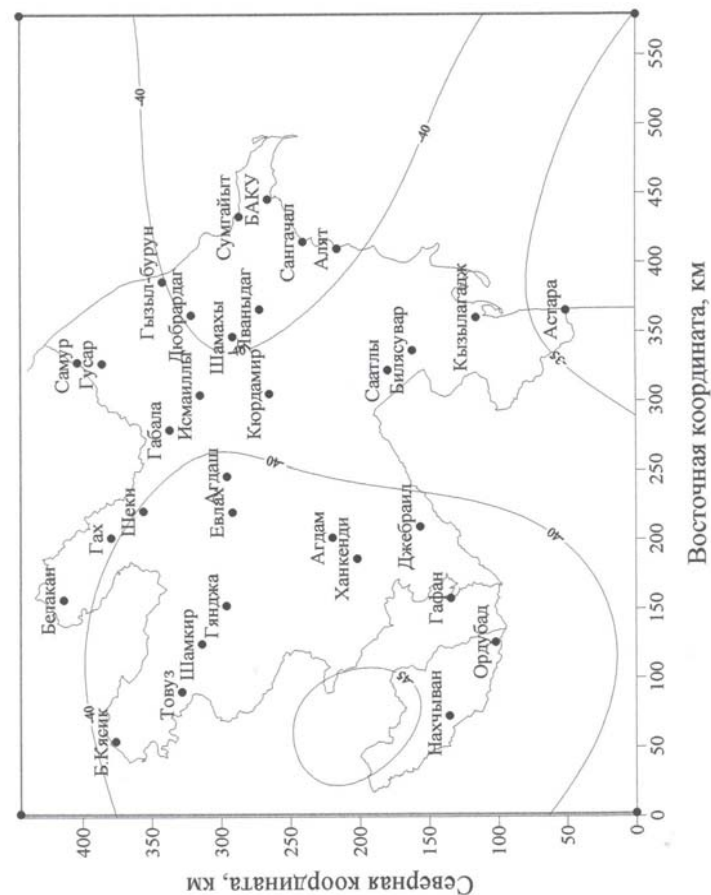


**Рис. 4.4.** Распределение гравитационного поля Азербайджана на высоте 100 км. Сечение изолиний через 5 мГал

Распределение гравитационных аномалий на высоте 150 км показано на рис. 4.5. На высоте 150 км минимум гравитационного поля равен -50 мГал, максимум -28 мГал. Амплитуда изменения гравитационных аномалий равна 22 мГал. Региональное поле на высоте 150 км характеризуется двумя отрицательными аномалиями в районах Малого Кавказа и Абшеронского полуострова и одним относительным максимумом в районе Талыша. Распределение гравитационных аномалий на высоте 200 км показано на рис. 4.6.



**Рис. 4.5.** Распределение гравитационного поля Азербайджана на высоте 150 км.  
Сечение изолиний через 5 мГал



**Рис. 4.6.** Распределение гравитационного поля Азербайджана на высоте 200 км.  
Сечение изолиний через 5 мГал

На высоте 200 км минимум гравитационного поля равен -45 мГал, максимум -32 мГал. Амплитуда изменения гравитационного поля равна 13 мГал.

При пересчете на высоты 100 и 150 км гравитационное поле еще более упрощается. Региональные аномалии для этих случаев связаны с глубинами залегания поверхностей слоев в верхней мантии. Пересчитанное на высоты 100; 150 и



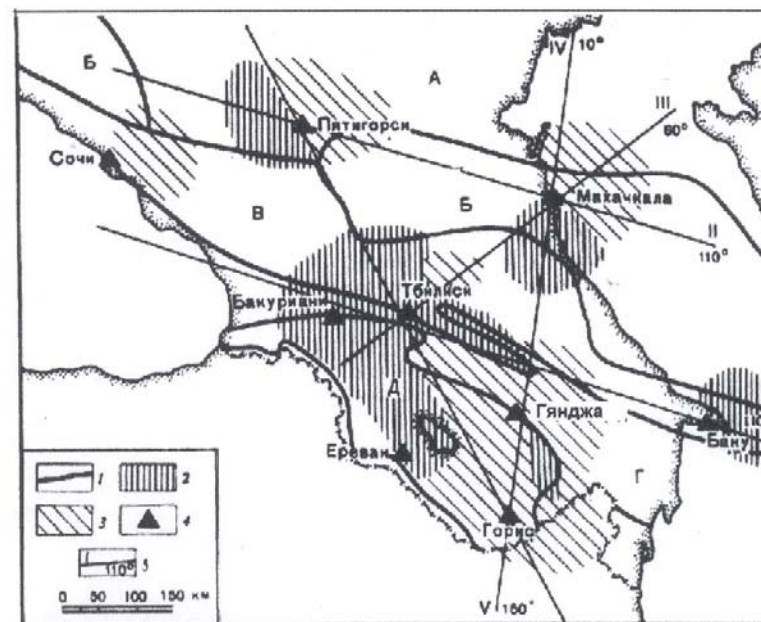
200 км, гравитационное поле показывает, что продолжается поворот оси региональной аномалии Малого Кавказа и изолинии этой аномалии, расширяясь, изгибаются в сторону аномалии в районе Абшеронского полуострова.

Аномалия, наблюдаемая в районе Абшеронского полуострова, сохраняет свою Кавказскую ориентацию. Центр относительно положительной аномалии смещается в юго-восточном направлении. Наблюдается слабое смещение центра аномалий Малого Кавказа к югу, а в районе Абшеронского полуострова - к востоку. Интерпретируя гравитационные региональные аномалии с изменением рельефа соответствующих плотностных границ, можно констатировать, что слои верхней части литосферы (до 100 км) в районе Кюрдамир, Сатлы, Астара более интенсивно перемещались в северном направлении. Более слабые перемещения происходили в районе Малого Кавказа и Абшеронского полуострова. Центр Азербайджанского максимума на региональной карте, полученный пересчетом на высоту 20 км, переместился на 25 км относительно местонахождения центра этой же аномалии, рассчитанного на высоту 50 км. Другими словами центр прогиба, приблизительно соответствующий "базальтовому" слою на Талыше, переместился относительно центра предполагаемого прогиба по поверхности Мохоровичича на 25 км. Вышеуказанное показывает, что поверхности смещения существуют в верхней мантии и литосфере.

Сохранение североабшеронского минимума, пересчитанного на высоты 100, 150 км на картах гравитационных аномалий показывает, что этот региональный минимум частично связан с плотностными границами, расположенными ниже границы Мохоровичича [71, 72].

Представляет интерес сравнение гравитационных аномалий, обусловленных возможными плотностными границами в верхней мантии с результатами исследования строения мантии другими методами. На рис. 4.7. представлена тектоническая схема, сейсмическая сеть и вариации скоростей в верхней мантии Кавказа. Как видно из этого рисунка, на территории Кавказа выделяются несколько разнородных мантийных блоков [70, 71]. Западная часть Большого Кавказа имеет повышенную скорость сейсмических волн. Интересно, что северо-

ро-западный сегмент Большого Кавказа характеризуется положительными гравитационными аномалиями в редукциях Буге. Субмеридиональная полоса пониженных скоростей проходит западнее линии Пятигорск - Тбилиси. Примечательно, что эта полоса проходит вкост основных структур Кавказа: полосы передовых прогибов, Большого Кавказа, полосы межгорных прогибов и Малого Кавказа.



**Рис. 4.7.** Тектоническая схема, сейсмическая сеть и вариации скорости в верхней мантии Кавказа (по Л.П.Виннику)

А-Предкавказская эпигерцинская платформа; Б-зона Предкавказских передовых прогибов; В-горное сооружение (мегантклиний) Большого Кавказа; Г-Закавказская межгорная зона; Д-горное сооружение (мегантклиний) Малого Кавказа; 1-контуры тектонических зон; 2-низкая скорость; 3-высокая скорость; 4-сейсмические станции; 5-профили для анализа вариаций.

К востоку от полосы низких скоростей, параллельно ей, проходит полоса преобладающих повышенных скоростей. В этой полосе также имеются разнородные структуры: передовой прогиб и большая часть Куринской впадины, восточный фрагмент Малого Кавказа и участок Большого Кавказа к северо-востоку от Тбилиси. Граница раздела между разнородными блоками Малого Кавказа приблизительно соответствует контуру вулканической зоны. Вулканическая зона Малого Кавказа характеризуется крупным минимумом гравитационного поля в редукциях Буге, а восточная часть - максимумом (Азербайджанский максимум).

К югу от Махачкалы твердо устанавливается существование низкоскоростного блока на территории предгорного прогиба и Большого Кавказа. Еще один низкоскоростной блок обнаруживается в Каспийском море в окрестностях Баку. На карте региональных гравитационных аномалий, полученных пересчетом на высоты 100 150 км, в восточной части Абшеронского полуострова наблюдается отрицательная аномалия (рис. 4.2; 4.3). Отмечается соответствие зоны высоких скоростей с Азербайджанским максимумом, а также с относительными максимумами на картах региональных аномалий, полученные пересчетом на высоты 100 и 150 км.

На основе анализа данных остаточного гравитационного поля пересчитанного на высоту 150 км, аномалии скорости распространения сейсмических волн в астеносфере, теплового поля на поверхности мантии под областью восточной части Абшеронского полуострова, следует ожидать больших разуплотнений вещества в астеносфере [30, 69, 70]. Другими словами, эти результаты позволяют предположить, что региональные аномалии гравитационного поля, полученные пересчетом на высоты 100, 150 км (соответствующие глубине астеносферы), в районе Абшеронского полуострова обусловлены свойствами верхней мантии [70].

#### **4.2. Изучение глубинных разломов по пересчитанным на высоты региональным гравитационным аномалиям**

Один из основных элементов земной коры, определяющий общий структурный план любой территории - глубинные разломы. Ими земная кора разделяется на блоки, с обособленными элементами структуры каждого из них и относительными вертикальными и горизонтальными перемещениями.

Возникновение и развитие глубинного разлома, исходя из концепции сжатия и расширения вещества в верхней мантии Земли, как главной причины тектонических движений, представляется следующим образом (С.И.Субботин). Процессы сжатия или расширения, связанные с полиморфным, электронным или фазовым переходом вещества в локализованном участке некоторого горизонтального слоя, распространяется вверх или вниз, захватывая все новые и новые слои, все увеличивающуюся по мощности толщу внутри верхней мантии Земли. Вследствие некоторого сокращения или увеличения размеров слоя в горизонтальном направлении в граничной области сжимающегося или расширяющегося участка слоя образуется зона изменения напряжений. Эта область по мере развития процесса полиморфного или иного превращения постепенно распространяется вверх. Под термином "глубинный разлом" подразумевается совокупность трех генетически связанных глубинных элементов разлома [73, 74]. Первым элементом является размещенная наиболее глубоко область дифференциации процесса послойного полиморфного или иного перехода подкорового вещества; вторым элементом является располагающаяся выше, но еще в подкоровом слое, зона напряжений и сдвиговых деформаций; третий элемент - сопровождающая и продолжающаяся вверх в зону сдвиговых деформаций полоса дробления земной коры, где уже проявляются внешние геологические признаки глубинного разлома. Таким образом, зарождаясь в краевых частях зон сжатия или расширения подкорового вещества, на глубинах, измеряемых сотнями километров, процесс, формирующий глубинные разломы, развивается вверх, приводя в конечном итоге к разрывам земной коры. Из этой модели образования глубинного разлома следует, что встречающееся довольно часто в геоло-

гической литературе выражение о "проникновении" разломов на большую глубину не соответствует действительности. Глубинные разломы не проникают на большие глубины, они зарождаются на большой глубине, а затем, развиваясь вверх, достигают земной коры и разрывают всю ее толщу. Можно лишь говорить о начале и конце зоны дробления и о глубине зарождения глубинных разломов.

Для выявления отражения вертикальных и наклонных границ глубинных структур (глубинных разломов) на региональных аномалиях вычисляются полные градиенты региональных гравитационных аномалий.

На рис. 4.8. представлена карта полных горизонтальных градиентов регионального поля, пересчитанного на высоту 20 км, и его рельефно-теневое изображение. При составлении рельефно-теневой карты, значения горизонтального и вертикального углов освещения были приняты равными соответственно  $135^\circ$  и  $45^\circ$ . На рельефно-теневом изображении горизонтальных градиентов регионального поля показаны линии, соответствующие вертикальным границам. Как видно на рисунках, Предкавказский (Махачкала - Красноводский), Сиазанский, Главнокавказский, Предмалокавказский (Куринский), Лагич - Кызылагачский, Дилиджан - Лачин - Ардабильский, Северо - Аджиноурский разломы находят свои отображения на региональном гравитационном поле, пересчитанного на высоту 20 км. Иначе, зона дробления этими разломами может быть отнесена на глубины залегания "базальтового" слоя. Также проявляется ряд продольных и поперечных линейных элементов в распределении максимумов горизонтального градиента гравитационного поля. Отметим, что Предкавказский (Махачкала - Красноводский) разлом при анализе полных горизонтальных градиентов аномалий Буге не проявлялся в виде сплошной линии.

В связи с активизацией сейсмических событий в Агдашской области, интерес представляет линейный тренд в распределении максимумов горизонтальных градиентов гравитационного поля (Агдашский линейный элемент). Этот линейный элемент, простираясь с севера на юг, имеет протяженность около 150 км. На севере в этот линейный элемент вклиниваются глубинные разломы южного склона Большого Кавказа.

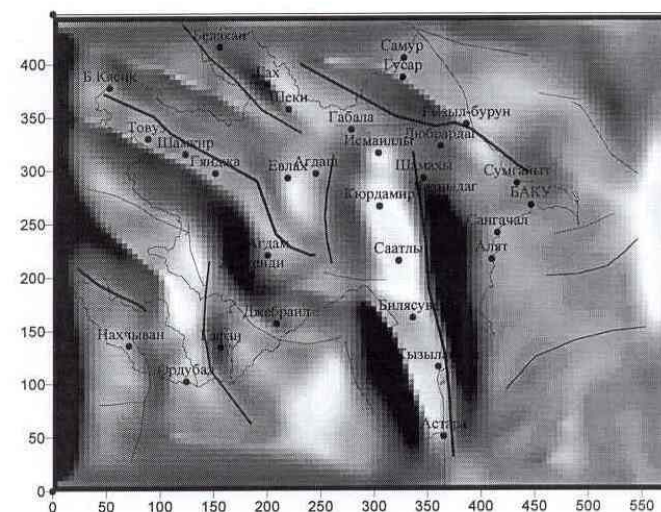
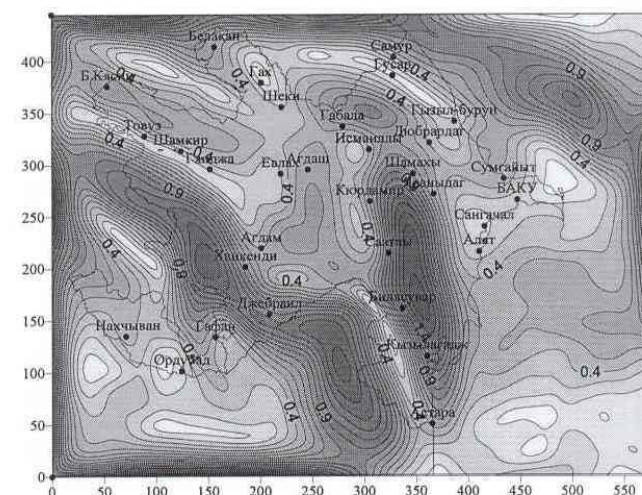
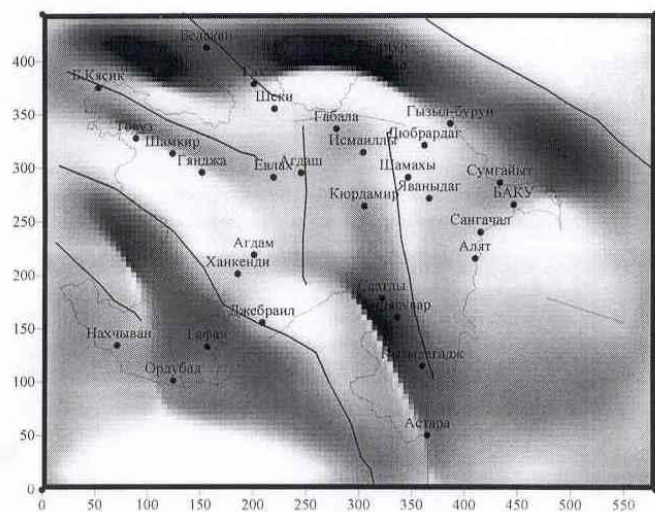
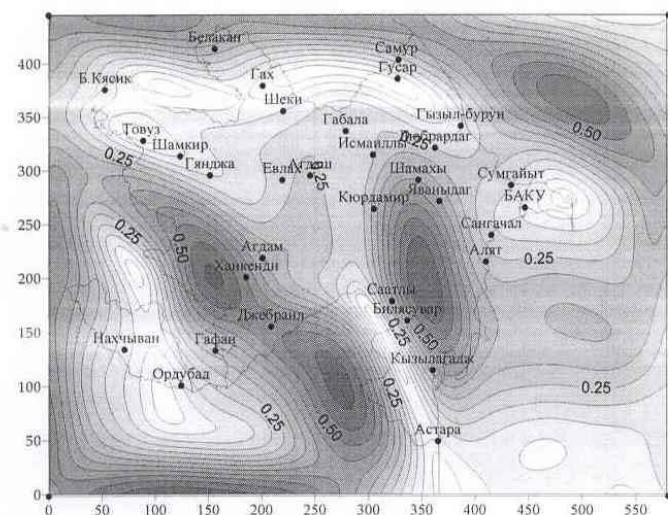


Рис. 4.8. Карта полных горизонтальных градиентов регионального поля, пересчитанного на высоту 20 км и его рельефно-теневое изображение



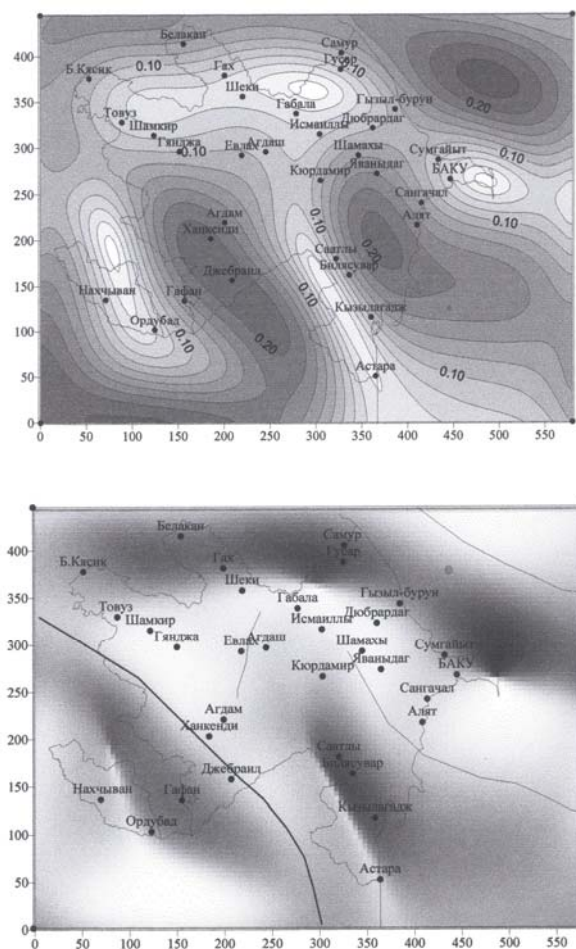


**Рис. 4.9.** Карта полных горизонтальных градиентов регионального поля, пересчитанного на высоту 50 км и его рельефно-теневое изображение

Карта полных горизонтальных градиентов регионального поля, пересчитанного на высоту 50 км, и его рельефно-теневое изображение приводится на рис. 4.9. При составлении рельефно-теневой карты, значения горизонтального и вертикального углов освещения были приняты равными соответственно  $135^\circ$  и  $45^\circ$ . На рельефно-теневом изображении горизонтальных градиентов регионального поля показаны линии, соответствующие вертикальным границам геологических тел. Как видно на рисунках, Предкавказский (Махачкала - Красноводский), Лагич - Кызылагачский, Дилиджан - Лачин - Ардабильский разломы находят свои отображения на региональном гравитационном поле, пересчитанного на высоту 50 км. Иначе, зона дробления этими разломами отражена на глубине границы Мохоровичича. На южном склоне Большого Кавказа на карте горизонтальных градиентов, подготовленной по пересчитанному на высоту 50 км гравитационного поля, проявляется линейность, начинающаяся от Белакана на СЗ и заканчивающаяся в районе г. Шеки на ЮВ. Далее максимумы вырисовывают дугообразное распределение. Начиная от юга г. Шеки, эта дуга проходит севернее г. Габала, и прослеживается до Дюбрардага. Также проявляется поперечный Агдашский линейный элемент в распределении максимумов горизонтального градиента гравитационного поля. Линейное распределение с протяженностью около 200 км наблюдается в направлении Б.Кесик-Евлах. Линейный элемент с протяженностью около 100 км наблюдается в 50 км севернее г. Нахчывана.

Карта полных горизонтальных градиентов регионального поля, пересчитанного на высоту 100 км, и его рельефно-теневое изображение приводится на рис. 4.10. При составлении рельефно-теневой карты, значения горизонтального и вертикального углов освещения были приняты равными соответственно  $90^\circ$  и  $50^\circ$ . На рельефно-теневом изображении горизонтальных градиентов регионального поля показаны линии, соответствующие вертикальным границам. Как видно на рисунках, Предкавказский (Махачкала - Красноводский) и Дилиджан - Лачин - Ардабильский разломы находят свои отображения на региональной аномалии гравитационного поля пересчитанного на высоту 100 км. Иначе, зона зарождения этих разломов отражена на глубине, соответствующей нижней

части литосферы. На карте горизонтальных градиентов, подготовленной по пересчитанным на высоту 100 км гравитационным аномалиям, проявляется также линейность в распределении максимумов, начинающихся с северо-запада (Шамахи) и простирающихся в направлении мыса Бяндован, и далее прослеживающихся по Каспийскому морю.



**Рис. 4.10.** Карта полных горизонтальных градиентов регионального поля, пересчитанного на высоту 100 км и его рельефно– теневое изображение

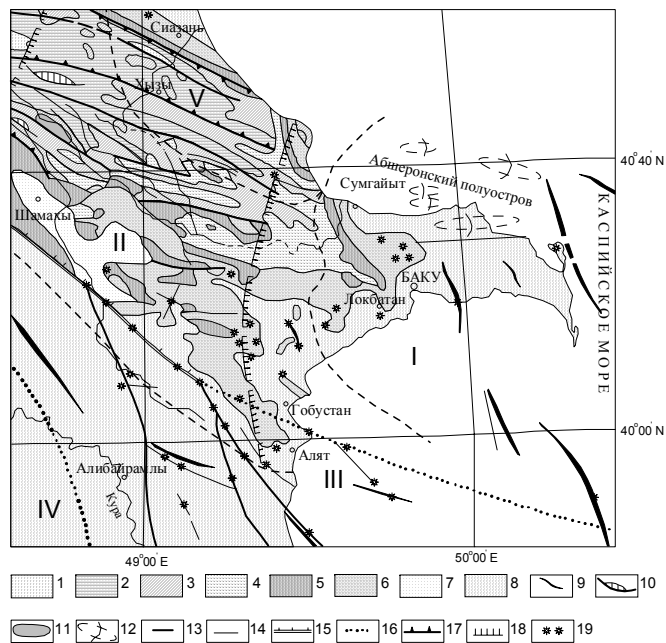
## ГЛАВА 5

### ГРАВИТАЦИОННЫЕ МОДЕЛИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ НЕФЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЕЙ АЗЕРБАЙДЖАНА

В данной главе по наклону спектра мощности определяется глубина залегания возмущающих масс нефтегазоносных областей Азербайджана. Выполняется разделение локальных и региональных аномалий. Вычисление спектра мощности и цифровая фильтрация выполняется с использованием преобразований Хартлея и Фурье. Вычисляется глубина залегания кристаллического основания и его гравитационный эффект. Проводится сопоставление региональных аномалий с гравитационным эффектом кристаллического основания. Кроме того, здесь исследуются вертикальные производные гравитационного поля.

#### 5.1. Геологическое строение и гравитационное поле Абшеронского и Шамахи - Гобустанского районов

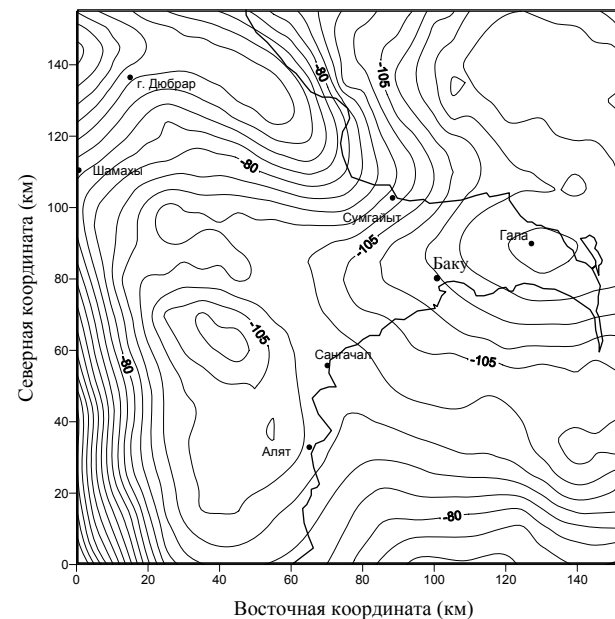
Область исследования расположена на юго-восточном окончании мегантиклинория Большого Кавказа. В геологическом строении региона участвуют отложения от нижнеюрского до четвертичного возраста включительно. Элементом северного крыла является Тенгинско-Бешбармакский антиклинорий. Центральная часть мегантиклинория в Азербайджане представлена Тфанским антиклинорием и Шахдаг - Хизинским синклинорием. Южное крыло представлено Загатала - Ковдакским синклинорием, а также Шеки - Вандамским антиклинорием, который на юго-востоке осложнен несколькими синклинориями и антиклинориями низшего порядка. С северо-запада на юго-восток Тфанский антиклинорий значительно сужается и погружается у берегов Северного Абшерона. В состав мегантиклинория включаются также структурные элементы Гобустана и Абшеронского полуострова. Эти структурные элементы являются структурами южного крыла мегантиклинория [23,75]. На рис. 5.1. представлена тектоническая схема района исследования [76].



### 5.1. Тектоническая схема района исследований

Альпийский геосинклинальный подкомплекс: 1- раннегеосинклинальный этаж ( $g_1AJ_{1-2}$ ); Позднегеосинклинальный этаж: 2-Нижний подэтаж ( $g_2^1AJ_3 - K_1ap$ ), 3-Средний подэтаж ( $g_2^2AK_1al - K_2$ ), 4- Верхний подэтаж ( $g_2^3AP_{1-2}$ ); Альпийский орогенный подкомплекс : 5- Нижний подэтаж -Ерош ( $o_1^1AP_3 - N_1^1$ ), 6 Верхний подэтаж ( $o_1^2AN_1^2 - N_2^2$ ), 7- Позднеорогенный этаж до 800м. ( $o_2AN_2^3 - Q$ ), 8- Позднеорогенный этаж до 800м и глубже ( $O_2$ ); Структурные элементы: 9-Оси крупных антиклинальных складок, 10-Чешуйчатые складки, 11-Тектонические покровы 12-Погребенные складки 13-Сбросы с амплитудой в тысячи метров, 14- Сбросы с амплитудой в сотни метров, 15- Разломы глубокого заложения, выраженные на поверхности надвигами и взбросами 16- Погребенные разломы, 17- Надвиги и взбросы с амплитудой в тысячи метров, 18- Флексурные погребенные, 19-грязевые вулканы. Нефтегазоносные районы: I- Абшеронский, II- Шемахы - Гобустанский, III- Бакинский архипелаг, IV-Нижнекуринский, V- Прикаспийский.

Распределение гравитационных аномалий области исследования в редукциях Буге представлено на рис. 5.2. В пределах Абшеронского полуострова и Гобустана наблюдается резко выраженный Восточно-Азербайджанский минимум. С юга-запада этот минимум ограничивается Азербайджанским максимумом. На карте аномалий Буге минимум гравитационного поля наблюдается на северо-востоке области исследования. Этот минимум протягивается к югу, и в районе Сумгайыт - Сангачал изолинии резко заворачивают к западу. Другая зона слабых замкнутых отрицательных аномалий наблюдается в направлении Яваныдаг - Али-Байрамлы - Сангачал. В северо-западной части области исследования наблюдается Дюбрарский относительный максимум. Сравнение гравитационных аномалий в редукции Буге с геолого-тектонической схемой показывает на отсутствие корреляции их с поверхностной тектоникой.



**Рис.5.2.** Гравитационные поле нефтегазоносных районов Абшеронского полуострова и Шемахы-Гобустана.

С целью исследования гравитационных аномалий, карта аномалий Буге Азербайджана предварительно была разбита квадратной сеткой с шагом 5 км, а в узловых точках были определены значения аномалий Буге. Начало координатной системы расположено в юго-западном углу области исследования. Ось X направлена к Востоку, а ось Y к Северу. Число элементов на оси X ( $N_x$ ) и на оси Y ( $N_y$ ) было выбрано  $N_x=N_y=32$  [77, 78].

### 5.1.1. Анализ спектра мощности и модель глубинного строения

Обработка гравиметрических данных в частотной области позволяет оценить глубины аномалиеобразующих источников с помощью анализа радиального спектра [6, 52, 53, 64].

Для определения глубины залегания аномальных тел, логарифм спектра мощности графически изображается в зависимости от пространственной частоты. Получаемый график состоит из прямолинейных отрезков, наклон которых уменьшается с увеличением частоты. Линейные участки спектров мощности указывают на существование дискретных границ плотности. По наклонам прямых, определенных с применением метода наименьших квадратов, для каждого отрезка оцениваются средние глубины залегания гравитационных источников. Средние глубины залегания гравитационных источников определяются по формуле:

$$Z = \frac{\text{LnS}(k_2) - \text{LnS}(k_1)}{2(k_2 - k_1)},$$

где  $k_2$  и  $k_1$  - некоторые значения пространственной частоты  $k$ , для которых с проведенной прямой берутся значения  $\text{LnS}(k)$ .

На кривой логарифма спектра мощности ясно выделяются низкочастотная и высокочастотная области, связанные соответственно с глубокими и неглубокими источниками гравитации. Низкочастотные и высокочастотные области были приняты как области региональных и остаточных аномалий. Частота среза, отделяющая региональную и локальную области, определяется точкой пересечения прямых, полученных аппроксимацией данных спектра мощности в длинноволновых и коротковолновых

областях. Частота среза позволяет разделить региональную часть гравитационного поля, применяя низкочастотные фильтры.

Преобразование Хартлея было применено к гравиметрическим данным исследуемой области, заданных в узловых точках сетки размером 32x32 с шагом 5 км [77, 78]. Логарифмический спектр мощности аномалий Буге для исследуемой области приводится на рис. 5.3. Спектр мощности гравитационного поля по наклону кривой разделяется на две области, которые несут информацию о длинных и коротких волнах. Частота (волновое число) среза в данном случае равна  $k_c = 0,142 \text{ рад} \cdot \text{км}^{-1}$ .

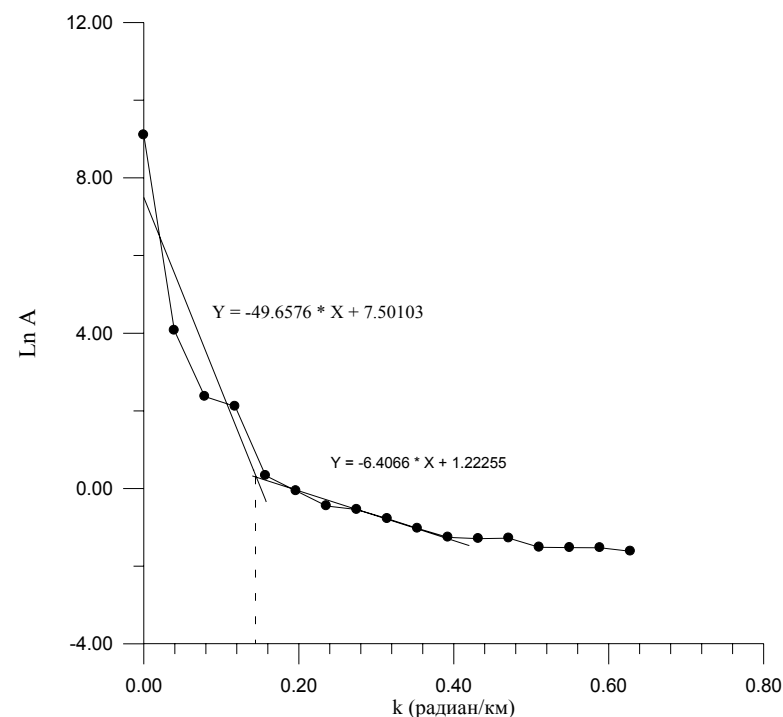


Рис. 5.3. Кривая логарифма спектра мощности гравитационного поля Шамахи-Гобустанского и Абшеронского районов

Наклон кривой в длинноволновой области указывает глубины аномалиеобразующих границ, равных 24,5 км, а в коротковолновой области - 3,2 км. Глубины залегания аномалиеобразующих объектов, определенные наклоном спектра мощности, находятся в согласии с данными сейсморазведки и скважинных исследований [23, 48, 77, 79].

### 5.1.2. Цифровая фильтрация гравитационных данных

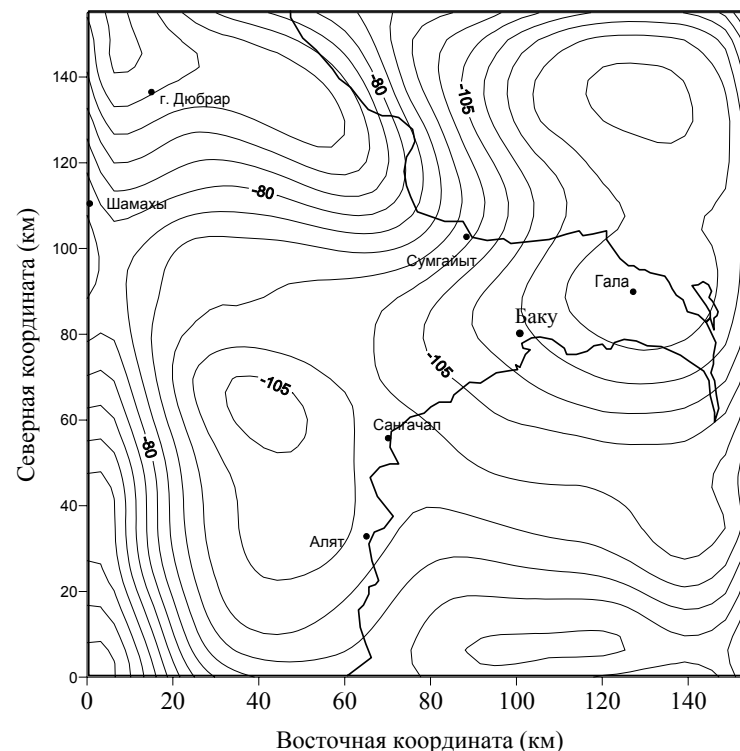
Для разделения гравитационного поля на региональную и локальную составляющие был использован фильтр Баттерворта [54]. Фильтр Баттерворта наиболее точно аппроксимирует характеристику идеального фильтра. Преимуществом этих фильтров является простота аналитического выражения и возможность управления степенью подавления в переходной зоне. Идеальный низкочастотный фильтр Баттерворта задается в виде

$$H_B(k) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{k}{k_c}\right)^{2n}}} \quad (5.1)$$

где  $k = \frac{2\pi}{\lambda}$  - пространственная частота (волновое число),

$k_c = \frac{2\pi}{\lambda_c}$  - пространственная частота среза,  $n$  - целое число, определяющее порядок фильтра.

В настоящем исследовании было принято  $n=1$ . Процесс применения фильтра Баттерворта был проведен в следующей последовательности. Сеточные значения аномалий Буге с использованием преобразования Хартлея преобразовываются в частотно-пространственную область. В области Хартлея в направлении рядов и колонок, с учетом частоты среза, составляется фильтр Баттерворта и умножается по одному (поодиночке) со спектром данных в области Хартлея. Далее, с помощью обратного преобразования, возвращаемся в пространственную область. На рис. 5.4. показаны результаты низкочастотной фильтрации с  $k_c=0,142$  рад·км<sup>-1</sup>. По сравнению с картой аномалии Буге, полученная карта является упрощенной, и снижаются значения аномалий.



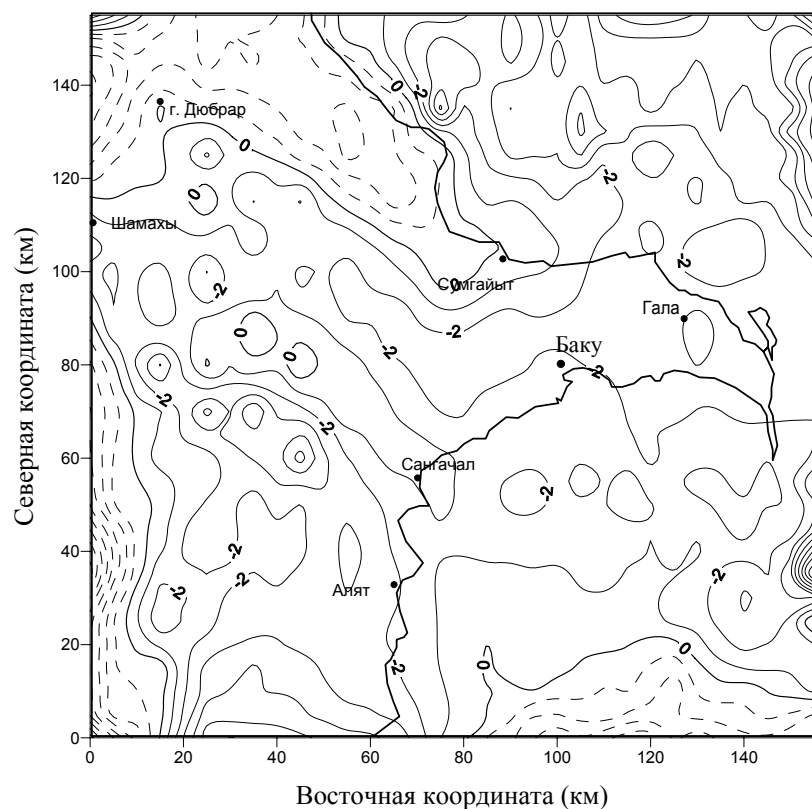
**Рис.5.4.** Результаты низкочастотной фильтрации гравитационного поля, полученного с применением преобразования Хартлея

На рис.5.5. показаны результаты высокочастотной фильтрации с  $k_c=0,142$  рад·км<sup>-1</sup>. Зона положительных аномалий занимает большую площадь на северо-западе исследуемой области. Максимальное значение этой аномалии, равное 7 мГал отмечено в районе Киязи. Другая зона положительных аномалий простирается параллельно направлению Большого Кавказа от Яваныдага до Сангачал. Здесь самое высокое значение аномалий равно 3 мГал. На юго-западе большая положительная аномалия наблюдается в пределах Куринского

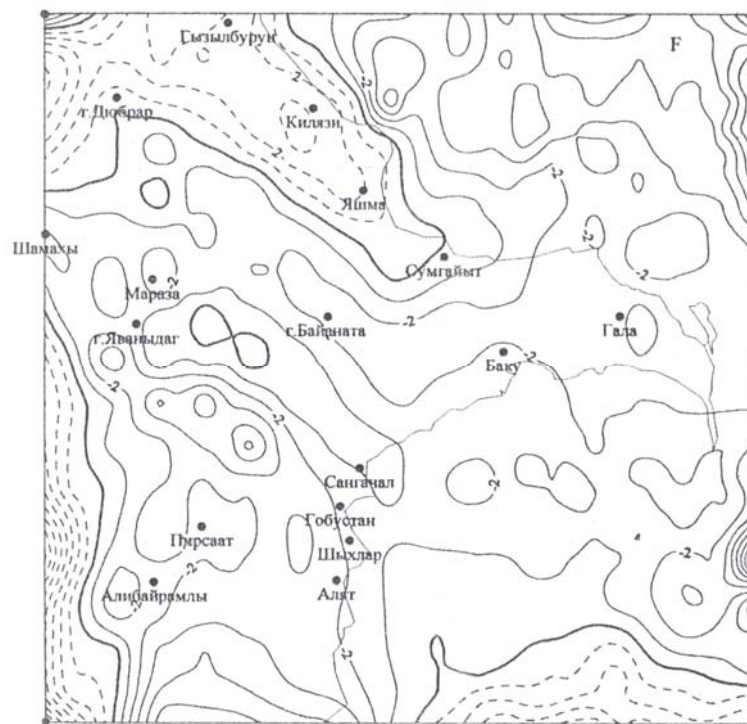


плато. Абшерон - Центрально Гобустанская отрицательная аномалия занимает восточную и южную части от Дюбрарской аномалии. Ряд замкнутых отрицательных аномалий наблюдается в направлении Алят - Шамахи.

На рис.5.6. показаны результаты высокочастотной фильтрации с  $k_c=0,142 \text{ рад} \cdot \text{км}^{-1}$ , полученные с использованием преобразования Фурье. Сравнение рис. 5.5. и рис. 5.6. показывает на совпадение результатов, полученных с применением преобразований Хартлея и Фурье.



**Рис.5.5.** Результаты высокочастотной фильтрации гравитационного поля, полученного с применением преобразования Хартлея



**Рис.5.6.** Результаты высокочастотной фильтрации гравитационного поля, полученного с применением преобразования Фурье

### 5.1.3. 3D моделирование кристаллического основания Абшеронского и Шамахи - Гобустанского районов

Изучением глубин залегания кристаллического фундамента территории Azerbaijan с помощью интерпретации гравитационного поля, в основном, занимались И.О.Цимельзон [26] и Р.М.Гаджиев [23]. Схема глубин кристаллического фундамента территории Azerbaijan, составленная по материалам геологических и геофизических исследований, дан-

ных глубокого бурения, приводится в работах И. В. Кирилловой, Е.Н.Люстих, В.А.Растворовой, А.А.Сорского и В.Е.Хаина [19], Б.К.Балавадзе [17], Г.Ш.Шенгелая [34], Г.А.Ахмедова, М.М.Раджабова и Р.М.Гаджиева [79].

Схема рельефа подошвы альпийского комплекса по опорному сейсмическому горизонту с  $V_g=5,5-6,5$  км/с построена Г.В.Краснопевцевой [80]. Изолинии проведены по сейсмическим данным КМПВ, ГСЗ, сейсмологии и результатам бурения. В местах отсутствия всех перечисленных данных изолинии проводились по результатам количественного анализа гравитационного и магнитного полей, а также геологических съемок.

В настоящей работе исследуется глубина кристаллического фундамента количественным анализом гравитационного поля с учетом: а) изменения плотности на подошве зоны малых скоростей (мощностью 30-50 м), достигающей  $0,3-0,4$  г/см<sup>3</sup>, б) зависимости разности плотности от глубины по квадратичному закону [81].

Разность плотности в верхней неконсолидированной части земной коры (осадочного чехла), можно аппроксимировать квадратичной функцией [82] глубины:

$$\Delta\rho(z) = a_0 + a_1 z + a_2 z^2, \quad (5.2)$$

где ось  $Z$  направлена вниз,  $a_0$  - представляет экстраполируемую величину разности плотности на поверхности,  $a_1$  и  $a_2$  - постоянные квадратичной функции. Для трехмерного моделирования гравитационных аномалий, осадочный чехол, покрывающий кристаллический фундамент, может рассматриваться как совокупность расположенных рядом множества призм. Гравитационная аномалия прямоугольного параллелепипеда при квадратичном изменении плотности от глубины определена в работе [83] и выражается формулой:

$$\Delta g(x, y) = \gamma a_0 \left[ z \arctan \frac{xy}{zR} + \frac{x}{2} \ln \frac{R-y}{R+y} + \frac{y}{2} \ln \frac{R-x}{R+x} \right]_{x=X_1}^{X_2} \left|_{y=Y_1}^{Y_2} \right|_{z=Z_1}^{Z_2}$$

$$+ \gamma a_1 \left[ \frac{z^2}{2} \arctan \frac{xy}{zR} - \frac{x^2}{2} \arctan \frac{yz}{xR} - \frac{y^2}{2} \arctan \frac{xz}{yR} \right. \\ + xy \ln(2R + 2z) \left|_{x=X_1}^{X_2} \right|_{y=Y_1}^{Y_2} \left|_{z=Z_1}^{Z_2} \right. + \gamma a_2 \left[ \frac{z^3}{3} \arctan \frac{xy}{zR} \right. \\ \left. - \frac{x^3}{3} \ln \frac{R-y}{R+y} - \frac{y^3}{6} \ln \frac{R-x}{R+x} + \frac{2}{3} xyR \right]_{x=X_1}^{X_2} \left|_{y=Y_1}^{Y_2} \right|_{z=Z_1}^{Z_2}, \quad (5.3)$$

здесь  $X_1=x+T$ ,  $X_2=x-T$ ,  $Y_1=y+W$ ,  $Y_2=y-W$ ,  $R = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}$ ,  $\gamma$  - гравитационная постоянная,  $T$  и  $W$  -соответственно половина длины и ширины дна призмы. Компьютерная программа GR3DSTR для трехмерного моделирования гравитационных аномалий на языке ФОРТРАН-77, в случае изменения плотности по глубине, подготовлена Бхаскарой Р. и Рамешом Б. [83].

Рассматриваемая область характеризуется четырехслойным строением земной коры: 1-слой кайнозойских отложений с плотностью  $\rho=2,2-2,4$  г/см<sup>3</sup>, 2-слой мезозойских отложений,  $\rho=2,6-2,72$  г/см<sup>3</sup>, 3-слой, состоящий из метаморфических толщ и гранитов,  $\rho=2,66-2,85$  г/см<sup>3</sup> и 4- "базальтовый" слой,  $\rho=2,9$  г/см<sup>3</sup> [23]. Мощность этих слоев претерпевает существенные изменения, а суммарная мощность в среднем составляет около 42 км.

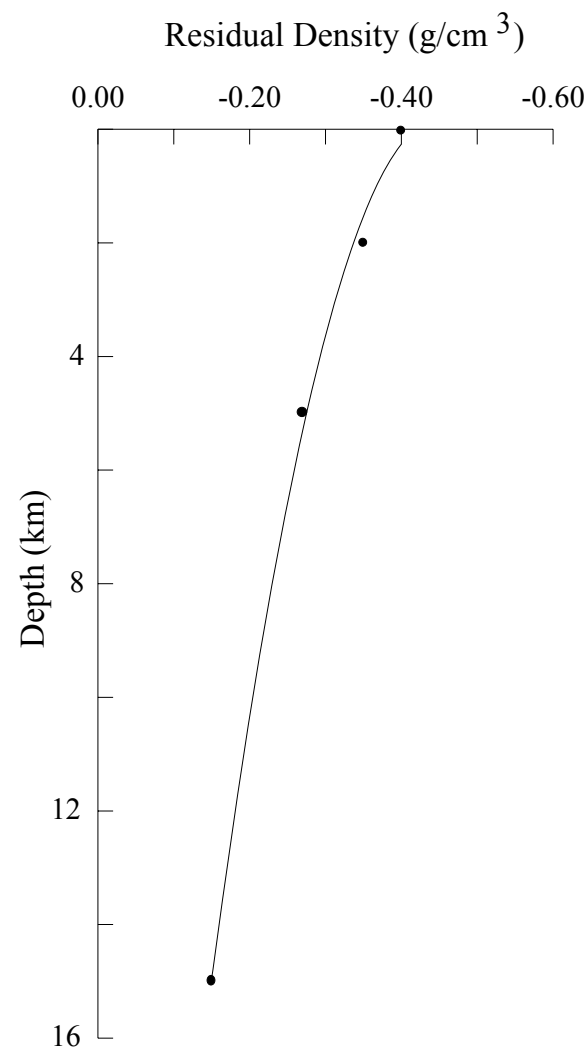
Принимая толщину слоев кайнозоя и мезозоя равными 5 и 10 км, при разности плотностей на границе кайнозоя с мезозоем -  $0,27$  г/см<sup>3</sup>, а на поверхности кристаллического фундамента -  $0,15$  г/см<sup>3</sup>, определим квадратичную зависимость разности плотности от глубины. При определении квадратичной зависимости  $\Delta\rho$  (разность плотности) от глубины, на подошве зоны малых скоростей, разность плотности была принята равной -  $0,4$  г/см<sup>3</sup>. На рис.5.7. показано изменение разности плотности от глубины. Коэффициенты квадратичной функции  $a_0=-0,4009$ ,  $a_1=0,03091$ ,  $a_2=-0,00094$ .

Сейсмические методы глубинного исследования показывают, что от северной части Абшеронского полуострова на юг



к морскому продолжению Джейранкечмезской депрессии мощности плиоценовых отложений интенсивно нарастают [23]. Эти отложения имеют наименьшую плотность в разрезе в среднем  $2-2,2 \text{ г/см}^3$ . Увеличение мощности плиоценовых отложений от северной части Абшеронского полуострова на юг, при спокойном залегании подстилающих комплексов, должно было сопровождаться уменьшением гравитационного поля в этом направлении. От северной части Абшеронского полуострова до центральной части морского продолжения Джейранкечмезской депрессии, на расстоянии 50 км, мощности плиоценовых отложений увеличиваются до 7 км. При средней разности плотностей между отложениями плиоцена и подстилающими его слоями равной  $0,3 \text{ г/см}^3$ , семикилометровая толща должна создавать отрицательное гравитационное поле примерно в 89 мГал. Однако, наблюдаемые аномалии гравитационного поля в редукции Буге в указанном направлении увеличиваются. В этом же направлении наблюдается подъем более древних и плотных пород. Поэтому отрицательный гравитационный эффект плиоценовых отложений компенсируется положительным гравитационным эффектом, вызванный подъемом более плотных пород в южном направлении [23].

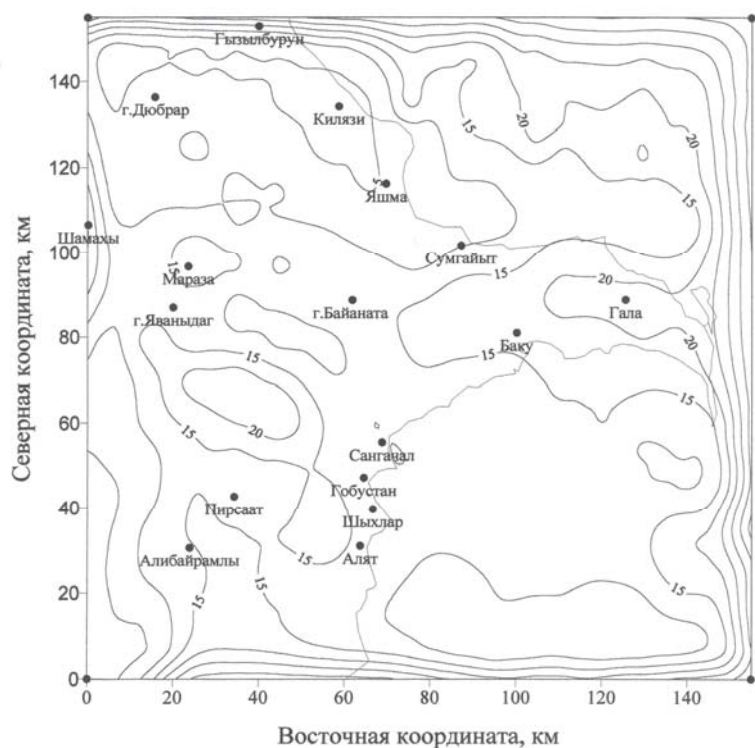
Вычитая линейное региональное влияние подъема более плотных и древних пород, равное 30 мГал, из карты аномалии гравитационного поля в редукции Буге, получаем "остаточную" гравитационную карту исследуемой области. Данные этой карты используются в качестве исходного поля. На рис. 5.8. представлена карта изоглубин кристаллического основания Абшеронского и Шамахи-Гобустанского областей, вычисленная программой GR3DSTR после десяти итераций. На рис. 5.9. представлен гравитационный эффект от кристаллического фундамента этих же областей. Сравнение карты аномалий Буге и гравитационного эффекта от кристаллического фундамента, с учетом поправки (30мГал), показывает на соответствие этих значений. Из полученной карты глубин поверхности кристаллического фундамента Шамахи - Гобустанского и Абшеронского областей видно, что большие глубины получаются на участке Яваныдаг - Алят. Здесь глубина достигает значения 20 км.



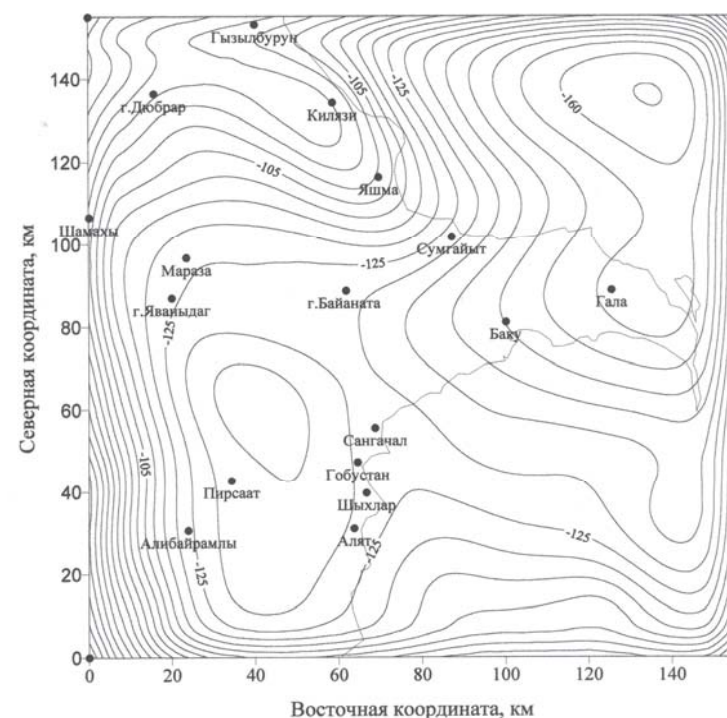
**Рис. 5.7.** Аппроксимация глубинной зависимости разности плотности в виде квадратичной функции

Глубина кристаллического фундамента под Абшеронским полуостровом равна 15 км. Зонам углубления кристаллического фундамента соответствуют Яваныдаг-Алятский, Маразинский, Галинский и Мишовдагский локальные отрицательные аномалии. В зонах Дибрарского и Яваныдаг - Сангачальского локальных максимумов наблюдаются поднятия кристаллического фундамента. Средняя глубина кристаллического фундамента в Дибрарской зоне достигает значения 6 км, а на Яваныдаг-Сангачальском участке 8 км.

Проведенные расчеты по другим плотностным распределениям не изменили гипсометрию распределения глубины кристаллического фундамента.



**Рис. 5.8.** Карта изоглубин поверхности кристаллического фундамента районов Абшеронского полуострова и Шамахи-Гобустана



**Рис. 5.9.** Гравитационной эффект поверхности кристаллического фундамента районов Абшеронского полуострова и Шамахи-Гобустана при квадратичной зависимости разности плотности от глубины.

#### 5.1.4. Вторые вертикальные производные гравитационного потенциала районов - Шамахи-Гобустан, Абшерон и Бакинский архипелаг

Вычисление вертикальных производных по значениям аномалий Буге является одним из методов локализации и выделения гравитационных аномалий для разведочных целей. В частотной области легко произвести вычисление вертикальных производных гравитационного поля. В настоящей работе, применяя преобразования Хартлея к высокоточным гравиметрическим данным, исследуются вторые вертикальные произ-

водные гравитационного потенциала нефтегазоносных районов - Шамахи-Гобустан, Абшерон и Бакинский архипелаг [84].

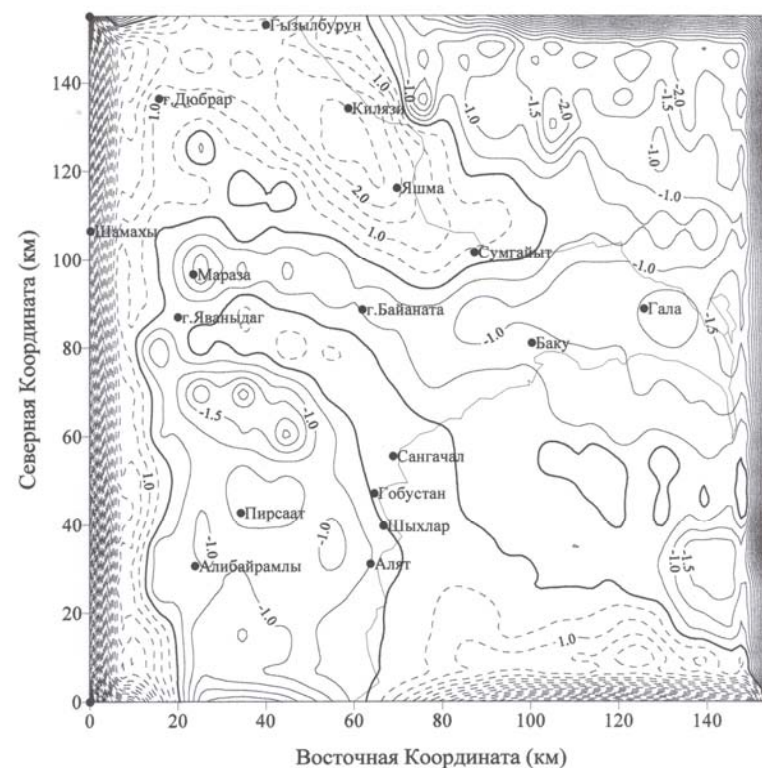
Вторые вертикальные производные в частотной области согласно (3.34) вычисляется произведением двумерных спектров входной функции и весовой функции:

$$F_u(u, v) = A(u, v) \left( u^2 + v^2 \right)^{\frac{1}{2}}$$

где,  $F_u(u, v)$  вторые вертикальные производные гравитационного потенциала в частотной области,  $A(u, v)$ - спектр входной функции,  $u$  и  $v$  - соответственно пространственные частоты в  $x$  и  $y$  направлениях. Далее, с помощью обратного преобразования Хартлея, возвращаемся в пространственную область.

Преобразование Хартлея было применено к гравиметрическим данным исследуемой области, заданных в узловых точках сетки размером 32x32 с шагом 5 км. Начало координатной системы расположено в юго-западном углу области исследования. Ось  $X$  направлена к Востоку, а ось  $Y$  к Северу. На рис.5.10 представлена карта вторых вертикальных производных гравитационного потенциала нефтегазоносных районов - Шамахи-Гобустан, Абшерон и Бакинский архипелаг. На площади, охватывающей районы Гызыл - Бурун, Дюбрардаг, Килязи, Яшма и Сумгайыт наблюдаются положительные аномалии вторых вертикальных производных гравитационного потенциала. Максимальное значение, равное 2,5 мГал / км, в виде замкнутой изолинии, занимает площадь между Килязи и Яшма. Две замкнутые аномалии меньшего размера наблюдаются на северо-западе от Килязи - Яшминской аномалии. Другая зона положительных аномалий начинается в районе Яваныдаг, и протягивается в юго-восточном направлении. Характерным для этой аномалии является поворот в районе Сангачал, и расширение аномалии в морской части. Положительные аномалии с малой площадью наблюдаются в Каспийском море на юге от Абшеронского полуострова. Зона отрицательных аномалий вторых вертикальных производных гравитационного потенциала занимает большую часть Каспийского моря, Абшеронского полуострова и центрального Гобустана. В этой зоне расположены многочисленные локальные минимумы. Полученные аномалии вторых вертикальных производных гравитационного потенциала, возможно, объясняются подня-

тиями и опусканиями плотностных границ, охватывающих интервал глубин от 3 до 5 км. Плотностная неоднородность пород, слагающих структуры, может усложнить характер поля  $V_{zz}$  над структурой, но не замаскирует характерные основные его черты [85]. Значения средней глубины залегания поверхности мезозоя, разности плотности между кайнозойскими и мезозойскими породами на исследуемой площади, позволяют констатировать о том, что эти аномалии в основном связаны с гипсометрией поверхности мезозойского слоя [23]. Отметим также, что многие из выделенных локальных аномалий соответствует известным нефтяным площадям.



**Рис.5.10.** Вторые вертикальные производные гравитационного потенциала нефтегазоносных районов Шамахи-Гобустан, Абшерон и Бакинский архипелаг

## 5.2. Гравитационная модель глубинного строения центральной части Куринского межгорного прогиба

Область исследований занимает площадь нефтегазоносных районов Евлах - Агджабеди, Джаллы - Саатлы и Миль - Мугань. Основные результаты исследования гравитационных аномалий освещены в работах Р.М.Гаджиева, И.О.Цимельзона, Г.Ш.Шенгелая и Т.С.Амирасланова, Н.Р.Насруева, Л.И.Андреева, Н.А.Елисеенко, Т.Ш.Тагиева [23, 27, 30, 34, 67, 86].

Схема гравитационного поля области исследования в редукциях Буге представлена на рис. 5.11. В пределах центральной части Куринского межгорного прогиба наблюдается резко выраженный Азербайджанский максимум. Он отличается аномалиями до +100 мГал. Преобразование Хартлея было применено к гравиметрическим данным Куринской межгорной впадины, заданных в узловых точках сетки размером 32х32 с шагом 5 км [87]. Логарифмический спектр мощности аномалий Буге приводится на рис. 5.12. Спектр мощности гравитационного поля по наклону кривой разделяется на две области, которые несут информацию о длинных и коротких волнах. Частота среза, отделяющая региональную и локальную области, в данном случае определяется равной  $k_c=0,22 \text{ рад}\cdot\text{км}^{-1}$ . Наклон кривой указывает, что в длинноволновой области среднее значение глубины аномалиеобразующей плотностной границы равно 11,8 км, а в коротковолновой области - 2,85 км.

На рис.5.13. изображены результаты низкочастотной фильтрации с частотой среза  $k_c=0,228 \text{ рад}\cdot\text{км}^{-1}$  с использованием преобразования Хартлея. На рис. 5.14. изображены результаты высокочастотной фильтрации с  $k_c=0,228 \text{ рад}\cdot\text{км}^{-1}$  с использованием преобразования Хартлея. На этой карте Саатлы-Кюрдамирский максимум отображается единым меридиональным полем. Максимальное значение достигает до 4 мГал. Отдельно проявляется Мюсюслинская положительная аномалия. На севере и юге от Ашагы-Вейсаллинской положительной аномалии выявляются две отрицательные аномалии. Положительная аномалия, выявленная в районе Агдама, является слабой. На карте локальных аномалий Евлах-Агджабединский минимум выявляется со значением, равным -3 мГал. Отметим, что полученные аномалии согласуются с

аномалиями, определенными с помощью осредняющих палеток [23,27]. На рис. 5.15. приводится результат высокочастотной фильтрации с использованием преобразования Фурье с  $k_c=0,22 \text{ радиан}\cdot\text{км}^{-1}$ . Сравнение рис. 5.14. и рис. 5.15. показывает на идеальное совпадение.

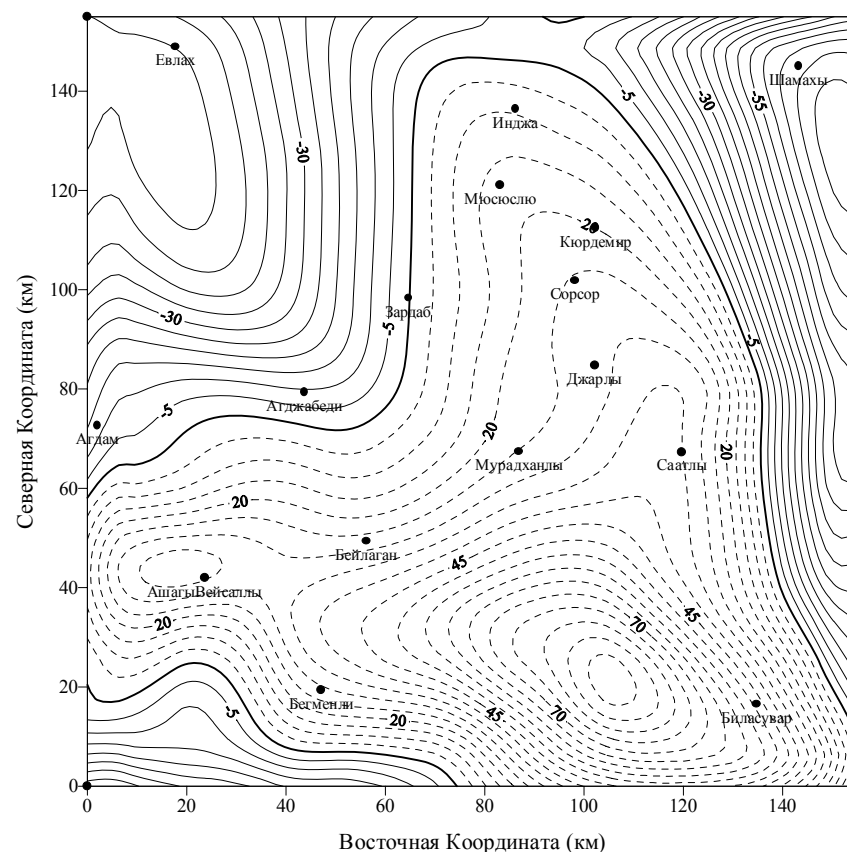
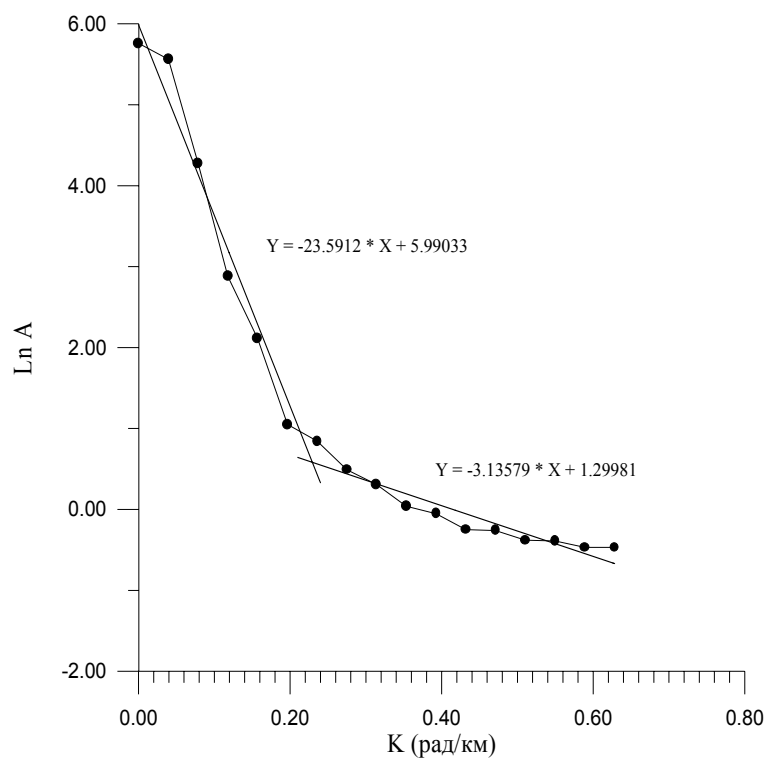
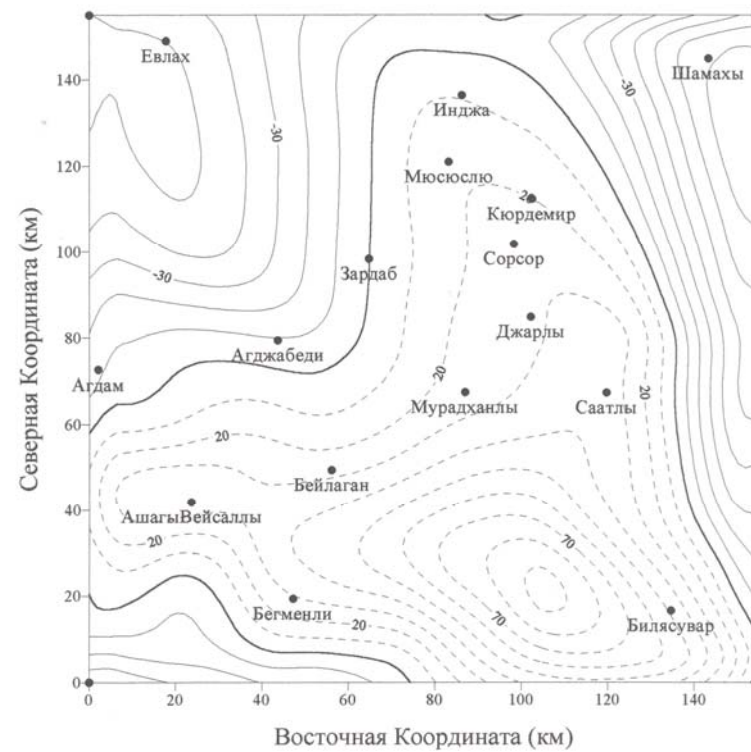


Рис.5.11. Гравитационное поле Куринской межгорной впадины

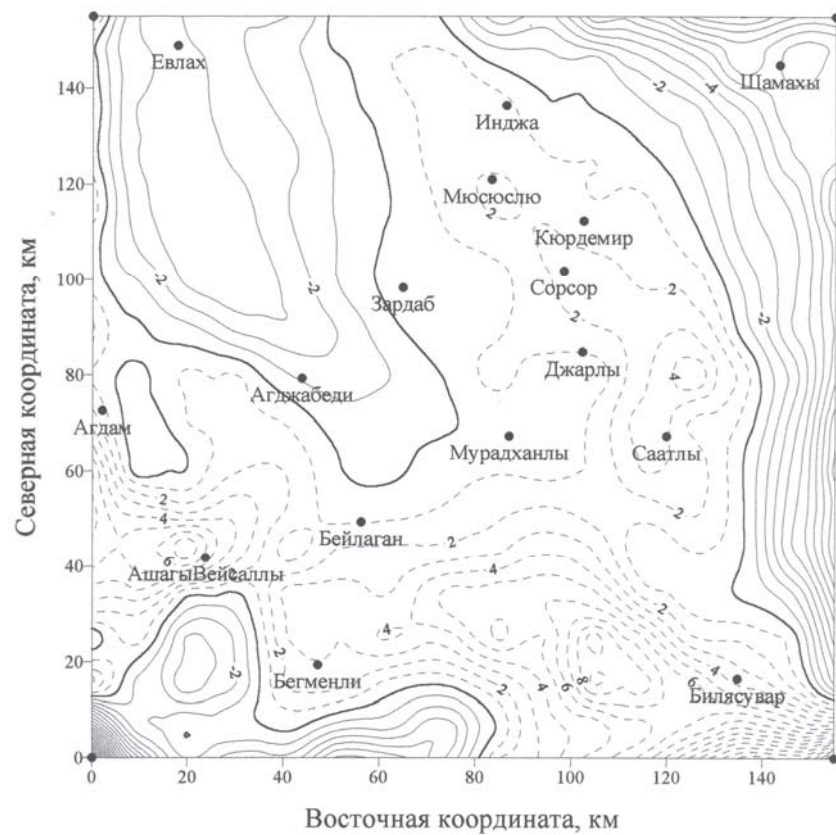


**Рис. 5.12.** Кривая логарифма спектра мощности гравитационного поля Куринского межгорного прогиба

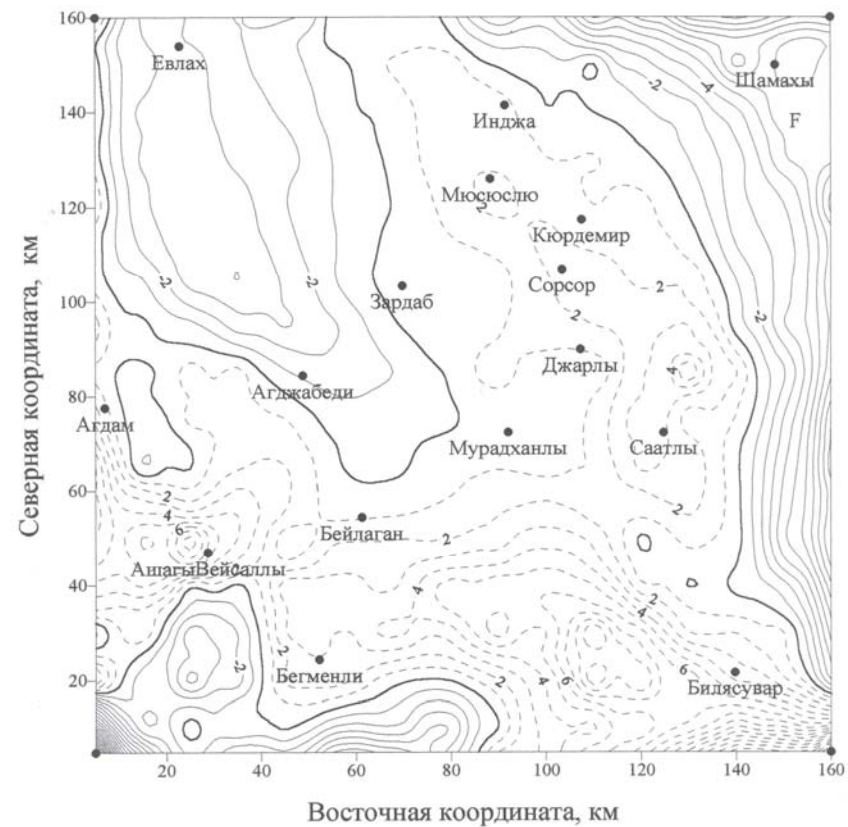


**Рис. 5.13.** Результаты низкочастотной фильтрации гравитационного поля Куринского межгорного прогиба, полученного применением преобразования Хартлея





**Рис. 5.14.** Результаты высокочастотной фильтрации гравитационного поля Куринского межгорного прогиба, полученного применением преобразования Хартлея



**Рис. 5.15.** Результаты высокочастотной фильтрации гравитационного поля Куринского межгорного прогиба, полученного применением преобразования Фурье

Глубины залегания аномалиеобразующих объектов, определенных наклоном спектра мощности, находятся в согласии с данными сейсморазведки и скважинных исследований. По результатам ГСЗ глубина залегания кристаллического фундамента в зоне Саатлы - Кюрдамирского максимума определена 7 - 8 км, а в зоне Евлах - Агджабединского минимума 14 – 15 км [23, 79, 80]. Глубина 11,8 км связана с поверхностью кристаллического основания, а 2,85 км с поверхностью внутри кайнозойских отложений.

### 5.2.1. Вторые вертикальные производные гравитационного потенциала центральной части Куринской межгорной впадины

Исследование вторых вертикальных производных гравитационного потенциала центральной части Куринской межгорной впадины проводилось, с применением преобразование Хартлея к высокоточным гравиметрическим данным.

Преобразование Хартлея было применено к гравиметрическим данным исследуемой области, заданных в узловых точках сетки размером 32х32 с шагом 5 км. Начало координатной системы расположено в юго-западном углу области исследования. Ось X направлена к востоку, а ось Y к северу. На рис. 5.16. представлена карта вторых вертикальных производных гравитационного потенциала центральной части Куринской межгорной впадины. Положительная аномалия от Билясувар протягивается в двух направлениях: Билясувар-Мюсюлю и Билясувар - Ашагы Вейсаллинская. Максимальное значение наблюдается в 40 км западнее от Билясувар (максимум Билясувар-Карадонлу). Здесь значение второго вертикального производного достигает 7 мГал/км. Со значением 5 мГал/км выявляется Ашагы Вейсаллинская локальная аномалия. На северо-востоке Саатлы значения положительной аномалии равны 4 мГал/км (Саатлинский максимум). На Евлах - Агджабединской зоне прогиба наблюдаются отрицательные аномалии вторых вертикальных производных гравитационного потенциалах. -3 мГал/км. Две замкнутые отрицательные аномалии меньшего размера наблюдаются на севере и юге от Ашагы Вейсаллинской аномалии. Интенсивность и положение

аномалий вторых вертикальных производных гравитационного потенциала, определяются особенностями геологического строения, охватывающие интервал глубин от 3 до 5 км. Значения средней глубины залегания поверхности мезозоя, разности плотности между кайнозойскими и мезозойскими породами на исследуемой площади, позволяют констатировать, что эти аномалии в основном связаны с гипсометрией поверхности мезозойского слоя [23].

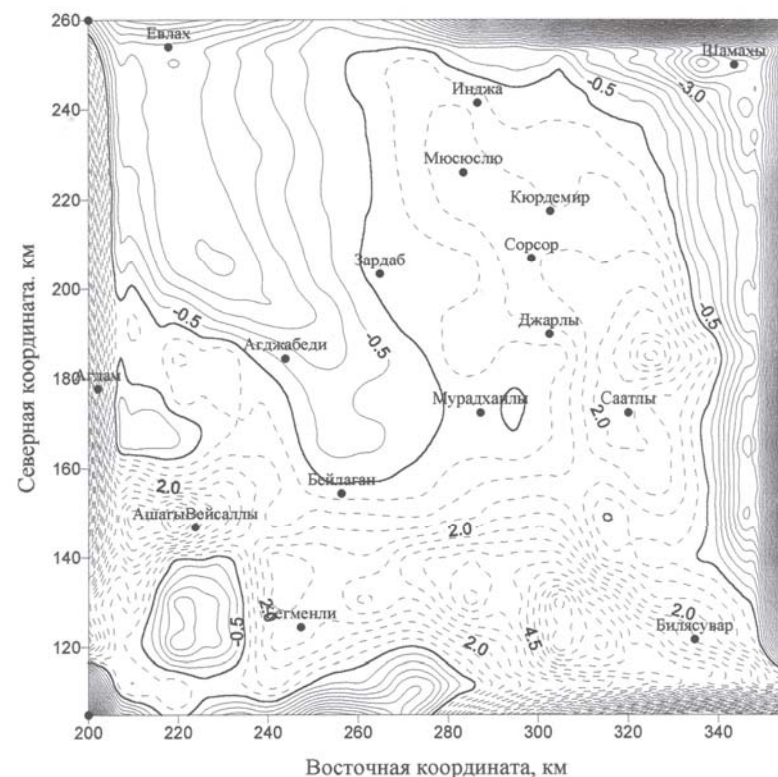


Рис. 5.16. Вторые вертикальные производные гравитационного потенциала центральной части Куринской межгорной впадины



### 5.3. Гравитационная модель глубинного строения Прикаспийско-Губинской области

Прикаспийско - Губинская область, охватывающая северное крыло юго-восточного погружения мегантиклинория Большого Кавказа и Гусар - Девичинского прогиба, характеризуется очень сложными геолого-геофизическими условиями. Исследование этой области с использованием только одного метода геофизической разведки очень затрудняется. Большая роль в изучении глубинного строения Прикаспийско - Губинской области и прилегающей акватории Каспийского моря принадлежит В.Е.Хаину, Ф.С.Ахмедбейли, А.Н.Шарданову, Г.А.Ахмедову, С.Г.Салаеву и К.А.Исмаилову, Р.А.Абдуллаеву, Х.Д.Джафарову [23, 88-91].

Эта область характеризуется отрицательным гравитационным полем. Гравитационные аномалии этой области исследованы В.В.Вебером, В.В.Федынским, В.И.Куликовым, Р.М.Гаджиевым, И.О.Цимельзоном, Т.С.Амираслановым [12-15, 23, 25, 92]. Прикаспийско - Губинский гравитационный минимум разделяется на три аномальные зоны второго порядка:

- а) центральная осевая зона (осевая часть);
- б) прибрежная зона (северо-восточный борт);
- с) предгорная зона (юго-западный борт).

Центральная депрессионная зона характеризуется небольшим градиентом гравитационного поля. Изолинии этой зоны простираются в направлении северо-запад - юго-восток. Центральный участок зоны, имея относительно повышенное значение аномалий силы тяжести, делит эту зону на две части: северо-западную и юго-восточную. Для этой зоны характерно отсутствие местных аномалий.

Прибрежная зона Прикаспийско-Губинского минимума характеризуется монотонным гравитационным полем. Аномалии гравитационного поля в этой зоне нарастают в сторону моря. Для этой зоны характерно отсутствие локальных аномалий. Следует отметить, что изолинии аномалий гравитационного поля претерпевают осложнения в пунктах Ахзыбыр-чала, Худат, Ялама.

Предгорная зона характеризуется наличием ряда локальных максимумов. Совместная интерпретация результатов

гравиметрических исследований с данными сейсмической и электрической разведок позволила сделать вывод о том, что интенсивная складчатость приурочена к краевой части минимума, а не к минимальным значениям силы тяжести. Все структуры, выявленные другими методами геофизической разведки в северо-восточной части района, отображаются на гравиметрической карте осложнением изолиний. Геологическая интерпретация гравитационного поля показывает, что в Прикаспийском районе простираение изоаномал отвечает простираению известной складчатости северо-запад - юго-восточного направления. Только на юго-западном борту Прикаспийско - Губинской депрессии мезозойские поднятия отображаются локальными аномалиями.

Схема гравитационных аномалий области исследования в редукциях Буге представлена на рис. 5.17. Область исследования охватывает зону Прикаспийско - Губинского и часть Восточно-Азербайджанского минимумов.

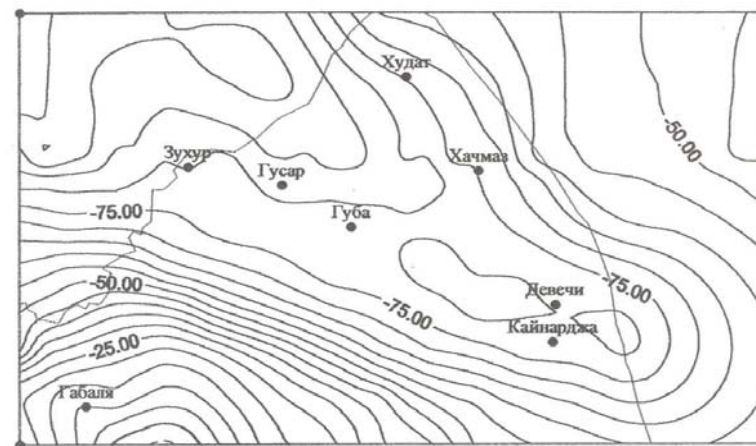
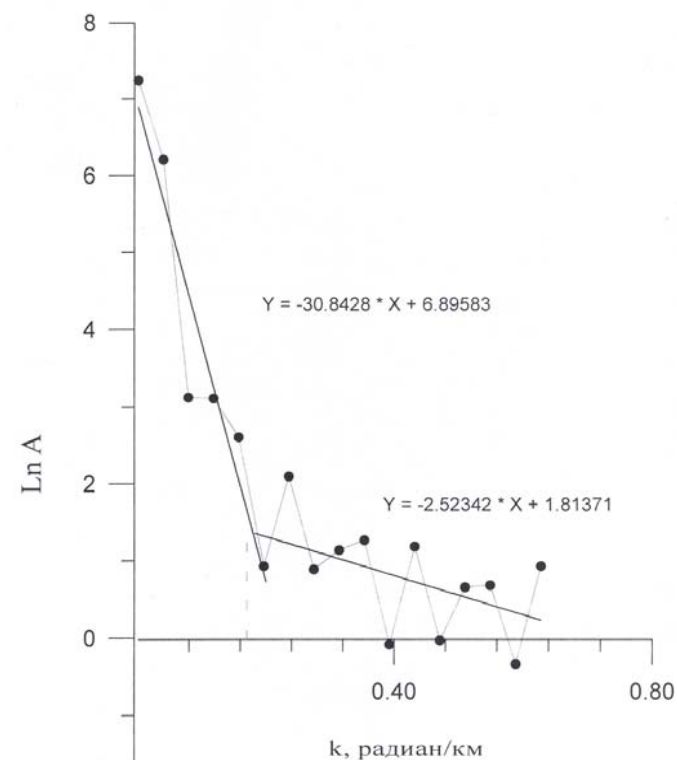


Рис.5.17. Гравитационное поле Прикаспийско-Губинской области

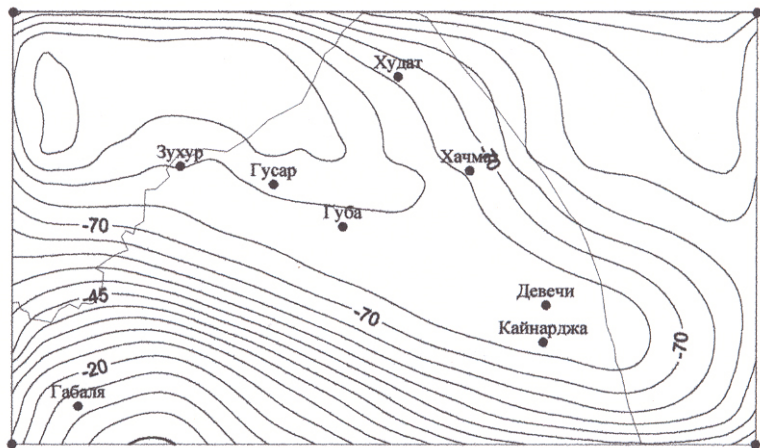
Преобразование Хартлея было применено к гравиметрическим данным Прикаспийско - Губинской области, заданных в узловых точках сетки размером 32х19 с шагом 5 км [93]. Логарифмический спектр мощности аномалий Буге приводится на рис. 5.18. Пространственная частота (волновое число) среза в данном случае определяется -  $k_c=0,1868 \text{ рад}\cdot\text{км}^{-1}$ . Наклон кривой в длинноволновой области указывает глубины аномалиеобразующих границ, равных 15,42 км, а в коротковолновой области - 1,25 км. На рис. 5.19. изображены результаты низкочастотной фильтрации с частотой среза  $k_c=0,1868 \text{ рад}\cdot\text{км}^{-1}$  с использованием преобразования Хартлея. На этой региональной карте видна полоса глубокого минимума, имеющая Б.Кавказское направление (-85мГал). Относительный максимум наблюдается на северо-восточной части района исследований (-45 мГал).

На рис. 5.20 изображены результаты высокочастотной фильтрации с  $k_c=0,1868 \text{ рад}\cdot\text{км}^{-1}$  с использованием преобразования Хартлея и фильтра Баттерворта. На этой карте положительные аномалии видны на СВ и ЮЗ участках области исследования. Между этими максимумами находится зона относительно положительной аномалии. Глубины залегания аномалиеобразующих объектов, определенные наклоном спектра мощности, находятся в согласии с данными сейсморазведки и скважинных исследований.

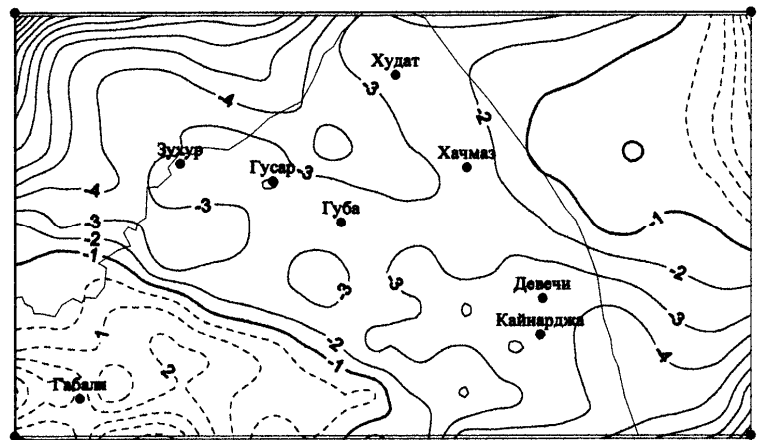
По результатам КМПВ, МОВЗ, МТЗ глубина залегания кристаллического фундамента в зоне Гусарчай-Гусар-Ялама определена 8-18 км. В центральной части она имеет глубины 14-18 км [98]. Такие изменения кристаллического фундамента согласуются с изменениями региональных гравитационных аномалий. Глубина 15,42 км связана с поверхностью кристаллического фундамента, а 1,25 км с поверхностью внутри кайнозойских отложений.



**Рис. 5.18.** Кривая логарифма спектра мощности гравитационного поля Прикаспийско-Губинской области



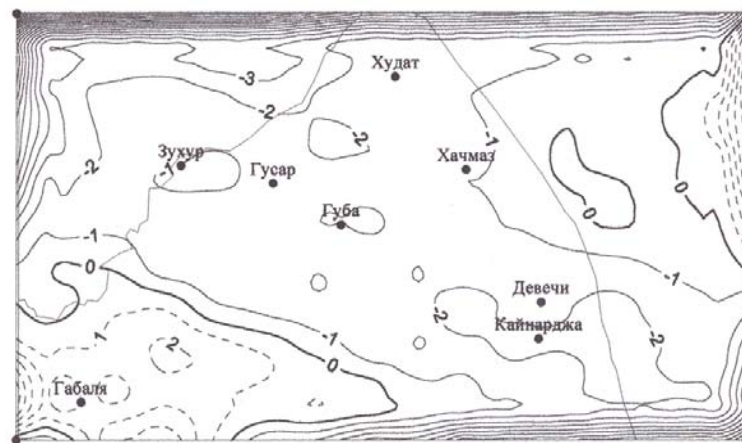
**Рис. 5.19.** Результаты низкочастотной фильтрации гравитационного поля Прикаспийско-Губинской области, полученного с применением преобразования Хартлея



**Рис. 5.20.** Результаты высокочастотной фильтрации гравитационного поля Прикаспийско-Губинской области, полученного с применением преобразования Хартлея

### 5.3.1. Вторые вертикальные производные гравитационного потенциала Прикаспийско-Губинской области

На рис. 5.21. представлена карта вторых вертикальных производных гравитационного потенциала Прикаспийско-Губинской области. На площади, охватывающей населенные пункты Худат, Хачмаз, Гусар, Губа, Девечи наблюдаются отрицательные аномалии вторых вертикальных производных гравитационного потенциала. Максимальное значение, равное 2,5 мГал/км, в виде замкнутой изолинии, наблюдается на юго-западной части региона исследований.



**Рис. 5.21.** Вторые вертикальные производные гравитационного потенциала Прикаспийско-Губинской области.

Другая зона положительных аномалий вторых вертикальных производных гравитационного потенциала наблюдается на северо-восточной части области исследования, в Каспийском море. Отметим, что трансформация поля гравитационных аномалий к полю вторых вертикальных производных гравитационного потенциала существенно упрощает гравитационную картину изучаемого района. На этой карте выделяются одиночные

и первого порядка структуры. В населенных пунктах Зухур и Губа наблюдаются слабые, относительные замкнутые, положительные аномалии. Положительная замкнутая аномалия наблюдается также в Каспийском море напротив населенного пункта Хачмаз. Полученные аномалии вторых вертикальных производных гравитационного потенциала, возможно, объясняются поднятиями и опусканиями плотностных границ, охватывающих интервал глубин от 3 до 5 км.

### 5.3.2. 3D моделирование глубинного строения кристаллического основания Прикаспийско - Губинской области

Глубина кристаллического фундамента исследуется количественным анализом гравитационного поля с учетом: а) изменения плотности на подошве зоны малых скоростей, достигающей 0,3-0,4 г/см<sup>3</sup>, б) зависимости разности плотности от глубины по квадратичному закону.

Зона малых скоростей на исследуемой области имеет мощность 5-10 м, а скорость волн в ней 430-620 м/сек [91]. С учетом результатов скважинных, лабораторных и сейсмических исследований была составлена общая модель плотности для области. В этой модели выделяется пять петроплотностных этажей с увеличивающейся сверху вниз средней плотностью: четвертичный 1,95 г/см<sup>3</sup>; палеоген-неогеновый 2,23 г/см<sup>3</sup>; меловой 2,48 г/см<sup>3</sup>; байос-верхнеюрский 2,62 г/см<sup>3</sup> и нижнеюрско-ааленовый 2,72 г/см<sup>3</sup> [23, 94-97]. Соответственно на контактах разности плотностей равны 0,28; 0,25; 0,14; 0,1 г/см<sup>3</sup>. Мощности слоев соответственно приняты 0,2; 5,8; 2; 2; 5 км. Разность плотности между мезозойским комплексом и кристаллическим основанием равна 0,1 г/см<sup>3</sup>. При определении квадратичной зависимости  $\Delta\rho$  (разность плотности) от глубины, на подошве зоны малых скоростей, разность плотности была принята равной -0,4 г/см<sup>3</sup>. На рис. 5.22. показано изменение разности плотности от глубины. Коэффициенты квадратичной функции  $a_0 = -0,3489$ ,  $a_1 = 0,0299$ ,  $a_2 = -0,00084$ .

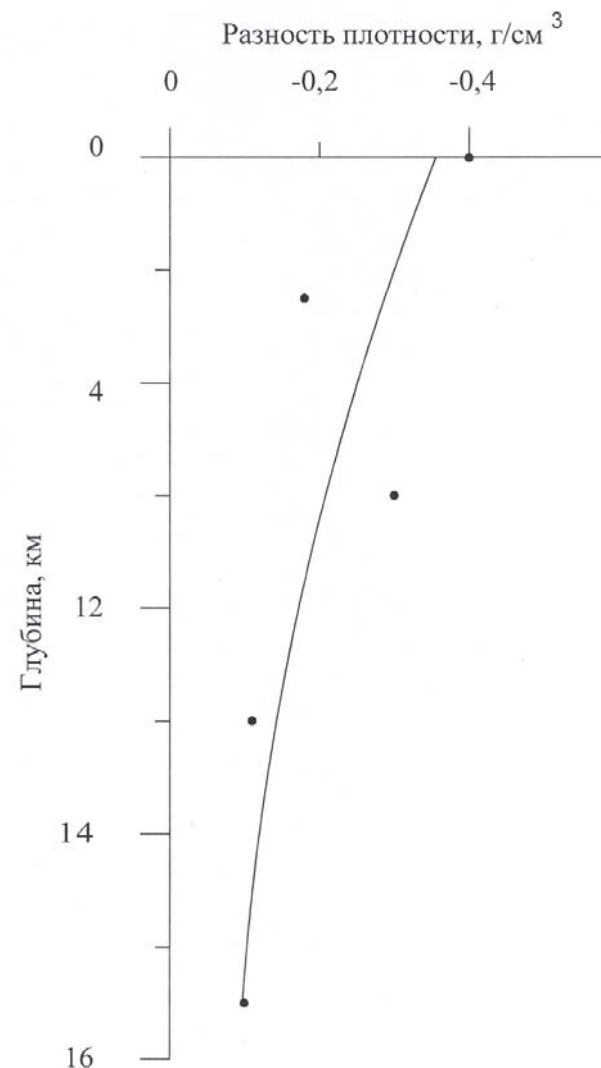
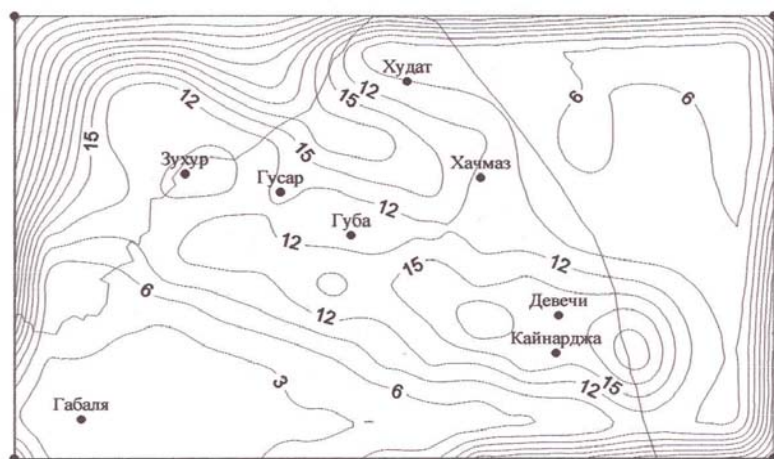


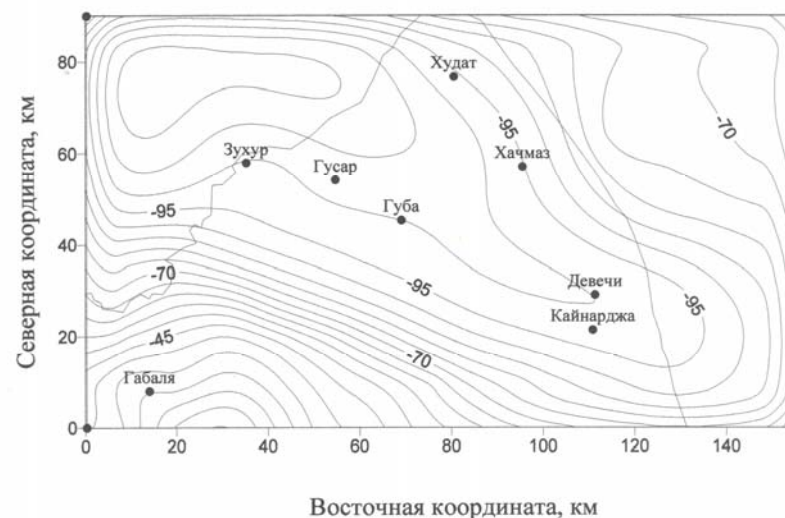
Рис. 5.22. Аппроксимация глубинной зависимости разности плотности в виде квадратичной функции



Вычитая линейное региональное влияние подъема более плотных и древних пород, равное 20 мГал, из карты аномалии гравитационного поля в редукции Буге, получаем "остаточную" гравитационную карту исследуемой области. Данные этой карты используются в качестве исходного поля. На рис. 5.23. представлена глубина кристаллического основания Прикаспийско-Губинской области, вычисленная программой GR3DSTR после десяти итераций. На рис.5.24. представлен гравитационный эффект части земной коры лежащей над кристаллическим основанием. Сравнение карты аномалий Буге и гравитационного эффекта от кристаллического фундамента, с учетом поправки (20мГал), показывает на соответствие этих значений.



**Рис.5.23.** Карта глубин поверхности кристаллического основания Прикаспийско-Губинской области. Контур интервал через 3 км



**Рис. 5.24.** Гравитационный эффект от поверхности кристаллического основания Прикаспийско-Губинской области при квадратичной зависимости разности плотности. Контур интервал через 5 мГал

Из полученной карты глубин кристаллического основания Прикаспийско-Губинской области видно, что большие глубины получаются между населенными пунктами Гусар-Хачмас-Худат. Здесь средняя глубина достигает значения 15 км. Другая зона с таким же значением средней глубины наблюдается в районе Девечи. Эти два погруженных участка отделены друг от друга поднятием кристаллического основания. Средняя глубина кристаллического фундамента под этой зоной 10 км. В районе Зухур видно поднятие кристаллического основания. Небольшое поднятие кристаллического основания наблюдается в Каспийском море напротив Хачмаса. Зонам поднятия кристаллического основания в карте вторых вертикальных производных соответствуют максимумы. Этот факт указывает на генетическую связь поднятий верхних осадочных слоев с поднятием кристаллического основания.



## ГЛАВА 6

### МОДЕЛИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВДОЛЬ РЕГИОНАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОФИЛЕЙ АЗЕРБАЙДЖАНА

#### 6.1. Применение метода подбора для интерпретации гравитационного поля

Метод подбора получил широкое применение в практике интерпретации гравитационных полей. Этот метод используют в том случае, когда исследователь может построить исходную модель геологического строения, и требуется уточнить или определить численные значения параметров этой модели. Критерием подбора является совпадение наблюдаемого и вычисленного полей. Существуют различные подходы к реализации метода подбора [99-103].

В настоящей главе метод подбора, разработанный под руководством Е.Г.Булаха, применяется для составления гравитационной модели вдоль региональных сейсмических профилей Азербайджана. В математической постановке этот метод сводится к задаче минимизации многопараметрических функционалов.

Исходными данными для составления гравитационной модели глубинного строения служат наблюдаемое гравитационное поле и схема геологического строения вдоль исследуемых региональных профилей. При реализации метода подбора, чтобы достичь сближения наблюдаемого и теоретически вычисленного полей, некоторые геологические параметры в процессе вычисления изменяются [4, 99, 100]. Изменения значений геологических параметров осуществляются с использованием доверительных интервалов. Пусть  $(x_i, y_i)$  координаты зафиксированных в наблюдаемом поле  $n$  точек. Их можно представить как некоторый  $n$ -мерный вектор  $G\{g_1, g_2, \dots, g_n\}$ . Подбор поля в дальнейшем производится в этих точках. В процессе гравитационного моделирования можно различными способами строить такие векторы. На основании всех имеющихся сведений о геологическом строении участка исследова-

ний и об аномальном поле, интерпретатор составляет гипотезу о распределении плотностных неоднородностей и строит начальную схему геологического строения. Местоположение и размеры геологических объектов характеризуется параметрами  $p_1, p_2, \dots, p_m$ . Их можно представить как  $m$ -мерный вектор  $P = \{p_1, p_2, \dots, p_m\}$ .

Аппроксимация геологических тел набором уступов, ограниченных по простиранию, позволяет представить самую сложную схему строения набором из таких элементарных объектов. Таким образом, с одной стороны, мы имеем наблюдаемую аномалию  $g_{\text{наб}}(x_i, y_i)$ , с другой - теоретическую  $g_{\text{теор}}(p_1, p_2, \dots, p_m, x_i, y_i)$ . Для любой совокупности  $P$  существует разность между наблюдаемой и теоретически вычисленной аномалиями:

$$\varepsilon_i = g_{\text{наб}}(x_i, y_i) - g_{\text{теор}}(p_1, p_2, \dots, p_m, x_i, y_i). \quad (6.1)$$

Из всех возможных совокупностей векторов  $P$  необходимо найти такой, который удовлетворял бы принципу максимального правдоподобия. Согласно этому принципу, решением задачи будет такой вектор  $P = \{p_1, p_2, \dots, p_m\}$ , который обращает в максимум плотность вероятности случайной выборки  $G\{g_1, g_2, \dots, g_n\}$ . Это происходит при условии, когда функционал

$$F = \sum_{i=1}^n \left[ g_{\text{наб}}(x_i, y_i) - g_{\text{теор}}(x_i, y_i, P) \right]^2 \quad (6.2)$$

достигает минимума.

В данной работе контактные границы представляются в виде суммы прямоугольных уступов с избыточной постоянной плотностью. Для минимизации функционала применяется градиентный метод скорейшего спуска [99].

Моделирование структур земной коры и верхней мантии по методу подбора осуществляется в следующей последовательности: 1) сбор имеющейся априорной информации о физико-геологическом строении района исследований и составление плотностной модели; 2) решение прямой задачи от составленной модели в численном и аналитическом виде; 3) исключение регионального фона; 4) выбор ограничения на геометрические и физические параметры плотностной модели, и закрепление достоверных данных; 5) уточнение параметров

модели методом подбора; 6) при необходимости, производится поиск новых гравиактивных источников; 7) в случае проведения трансформаций, подбираются их параметры.

В результате гравитационного моделирования, можно не только уточнить структурные карты (конфигурацию изолиний, глубины залегающих неоднородностей и плотности), но и уточнить расположение разрывных нарушений, определить их простирание и угол падения.

Описываемый метод применялся для гравитационного моделирования глубинного строения земной коры и верхней мантии вдоль геотравверсов Европы, Средней Азии и Кавказа [105-108].

## **6.2 Гравитационная модель глубинного строения вдоль профиля Масаллы - Пойлу (ГСЗ-3)**

В юго-восточной части исследуемый профиль пересекает Муганскую моноклиналь, а в северо-западной части - Предмалокавказский прогиб.

Исходным материалом для гравитационного моделирования, как правило, служат геолого-геофизические разрезы профилей, построенные на основе данных глубинного сейсмического зондирования [23, 109-111]. Плотностная модель для верхней части исходной модели составлена с учетом плотностных данных осадочных пород. В процессе составления плотностной модели верхней части проводилась его аппроксимация, заключающаяся в замене множества мелких плотностных неоднородностей более мощными комплексами, включающих несколько сравнительно близких по плотности толщ и установление их усредненных параметров. Плотностные данные определялись с использованием корреляционных связей между плотностью горных пород и скоростью распространения в них продольных волн [23, 94-97, 113, 114]. Построенные по материалам ГСЗ контактные границы являются условными сейсмическими горизонтами, характеризующиеся определенными сейсмическими и плотностными данными.

Геолого-геофизический разрез по профилю ГСЗ №3 представлен пятью контактными границами (рис. 6.1.): подош-

вой продуктивной толщи (нижний плиоцен), основанием кайнозойского комплекса, поверхностями консолидированной коры и "базальтового" слоя, и границей Мохоровичича. Изменения граничных скоростей вдоль трех последних контактных границ обусловлены изменениями в составе пород. Диапазоны значений граничных скоростей на этих границах, соответственно, 6 – 6,3 км/с, 6,7 – 7 км/с, 7,6 – 8 км/с.

Для верхней части разреза, толщи осадочных пород, средние значения плотностей для горизонтов по отдельным тектоническим областям и закон изменения плотности с глубиной, позволили определить избыточные плотности, равные 0,1 г/см<sup>3</sup> на контактах в верхних частях разреза, включая границу консолидированной коры. Для слоев, залегающих глубже, плотностные данные взяты на основе обобщений экспериментальных работ [23,113]. Избыточная плотность для границы "базальт" принята равной 0,15 г/см<sup>3</sup>, а для границы Мохоровичича - 0,3 г/см<sup>3</sup>.

Для построенной плотностной модели решена прямая задача, и получено рассчитанное по ней поле. На рис. 6.1. приведены кривые силы тяжести наблюдаемой аномалии (сплошная линия), рассчитанные по исходной модели разреза профиля (пунктирная линия) и подобранной модели разреза профиля (точечная линия). В правой части профиля наблюдается расхождение между наблюдаемым и рассчитанным полями. Разница здесь составляет около 70 мГал.

Наблюдаемая аномалия, превосходящая рассчитанное поле по абсолютному значению и интенсивности градиента, указывает на дефицит масс в исходной модели среды. Помимо большого смещения уровня рассчитанной аномалии, надо отметить и большую протяженность ее - около 160 км. Полученная картина послужила основанием для введения в этой части профиля мантийных тел и дополнительных контактных границ, идущих из глубин 90 и 100 км. Контактная граница с избыточной плотностью 0,3 г/см<sup>3</sup> поднята в этих областях соответственно до глубин 12,5 и 11 км. Необходимо отметить, что под прогибом поверхность Мохоровичича имеет наивысшее по профилю расположение. Ширина тел соответственно равна 12 и 15 км.

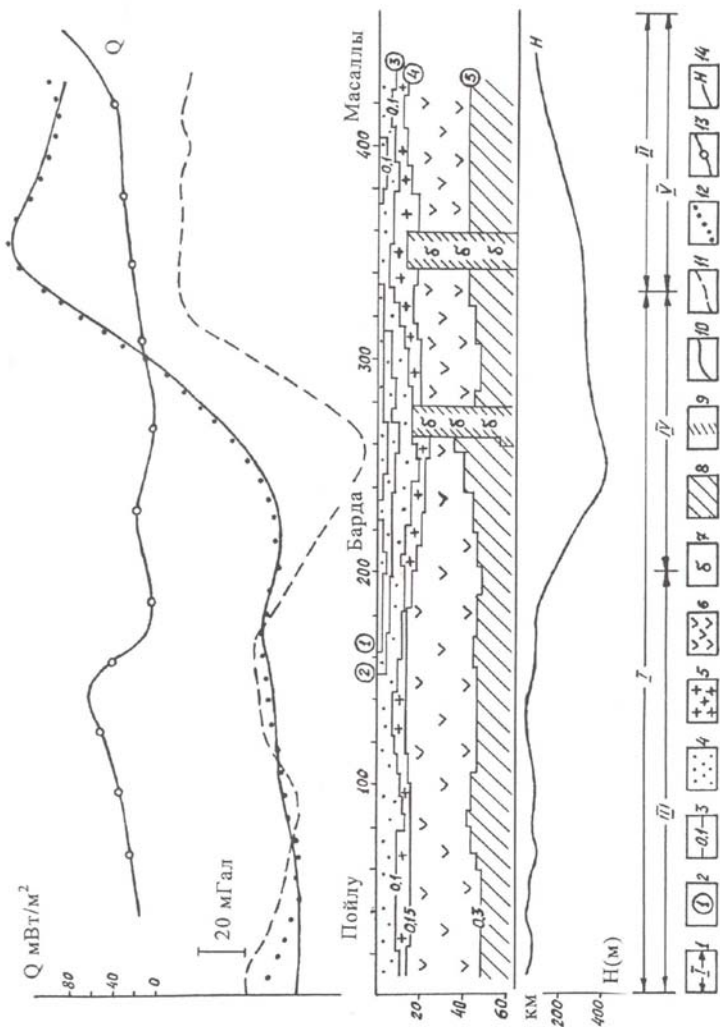


Рис. 6.1. Гравитационная модель глубинного строения вдоль профиля ГСЗ-3, кривые изменения теплового потока и мощности четвертичных отложений.

Условные обозначения на рис.6.1:

1 - районирование по геологическим данным:

I - Предмалокавказский прогиб; II - Муганская моноклираль; III - Товуз - Гянджинское поднятие; IV - Евлах - Агджабединский прогиб; V - Билясувар - Карадонлинское поднятие;

2 - контактные границы в земной коре и верхней мантии (цифры в кружочках):

1, 2 - в осадочной толще; 3 - поверхность консолидированной коры; 4 - "базальт"; 5 - граница Мохоровичича; 6, 7 - плотностные границы в верхней мантии; 3 - избыточные плотности на контактных границах; 4 - отложения мезокайнозойского возраста; 5 - породы консолидированной коры; 6 - породы основного состава; 7 - мантийно-литосферное тело (мантийный магматит); 8 - мантия; 9 - глубинные разломы;

Гравитационное поле:

10 - кривая силы тяжести наблюдаемой аномалии; 11 - кривая силы тяжести рассчитанной аномалии от исходной модели; 12 - кривая силы тяжести рассчитанной аномалии от подобранной модели; 13 - кривая плотности теплового потока; 14 - мощность четвертичных отложений

В левой части профиля местами наблюдалось незначительное несовпадение кривых аномалий - наблюдаемой и расчетной. В месте возникновения дополнительного максимума около 10 мГал и протяженностью 50 км подбором значений избыточной плотности на двух верхних контактных границах и, изменяя конфигурации поверхности консолидированной коры свода Товуз-Гянджинского выступа кристаллического фундамента, получено совпадение наблюдаемого и расчетного полей.

С учетом гравитационного моделирования, разрез земной коры в пределах профиля ГСЗ №3 выглядит следующим образом. По поверхности консолидированной коры вдоль профиля отмечаются две крупные зоны поднятий, соответствующие гравитационным максимумам - Товуз - Гянджа и Билясувар - Карадонлы. Евлах - Агджабединский прогиб хорошо проявляется и в поверхностных слоях: здесь есть прогибы и по подошве продуктивной толщи, и по подошве кайнозоя. Граница "базальт" вдоль профиля повторяет форму поверхности консолидированной коры и глубина ее в осевых частях структуры такова: Товуз-Гянджинская зона - 14 км, Евлах-Агджабединская - 22 км, Билясувар-Карадонлинская - 12 км. Граница Мохоровичича находится в обратном соотношении с вышележащими двумя границами на большей части профиля. Только в зоне Билясувар-Карадонлинского максимума она также ис-

пытывает подъем. В Товуз-Гянджинской зоне глубина границы Мохоровичича 47 км (к северо-западу по профилю погружается до 52 км), в Евлах-Агджабединской -39 км и в Билясувар-Карадонлинской -41,5 км.

На рис. 6.1. представлены также кривые распределения теплового потока ( $Q$ ) и изменения мощности четвертичных ( $H$ ) отложений вдоль профиля [115-117].

В распределении теплового потока вдоль профиля [115] отмечается изменение уровня его при переходе от Товуз - Гянджинской зоны к Евлах - Агджабединской, что указывает на различие в геотектоническом развитии. Наиболее высокие тепловые потоки ( $50-70 \text{ мВт/м}^2$ ) вдоль профиля характерны для относительно молодой Товуз - Гянджинской тектоно-магматической зоны, структуры которой сформировались в мезокайнозойское время. Средние и низкие тепловые потоки ( $20 - 40 \text{ мВт/м}^2$ ) получены Евлах - Агджабединской и Билясувар - Карадонлинской областях и указывают на древнюю консолидацию региона.

Полученная модель глубинного строения вдоль профиля ГСЗ №3 показывает, что область, начиная с оси Евлах - Агджабединского прогиба и восточнее, включая Билясувар - Карадонлинскую зону, подвергалась единому по генезису проявлению глубинного магматизма. Наличие в правой части профиля остаточной аномалии в 70 мГал и изменение наблюдаемой аномалии силы тяжести по сравнению с левой частью профиля, может объясняться наличием массива, внедренного из мантии (в литературе встречается термины мантийно - литосферное тело или мантийные разломы). Появление после подбора дополнительных границ мантийно - литосферных тел и небольшая площадная распространенность их говорит о том, что кристаллический фундамент был нарушен разломами глубокого заложения [116].

По схеме распределения мощностей четвертичных отложений вдоль профиля [117] также наблюдаются контрастные движения на неотектоническом этапе: по-прежнему интенсивно поднимается Билясувар - Карадонлинская область, тогда как по обе стороны от нее - в сторону Каспийского моря - на востоке, и в сторону Евлах - Агджабединского прогиба на западе происходит интенсивное прогибание.

### **6.3. Гравитационная модель профиля р. Акерачай - Бейлаган - Падар - Мараза**

Профиль р. Акерачай - Бейлаган - Падар - Мараза начинается в Карабахском нагорье с пересечения р. Акера, далее следует по Карабахско - Мильской подгорной равнине, Мильской и Ширванской равнинам, Гобустанской области и заканчивается в Дюбрарской зоне. С ЮВ на СЗ профиль охватывает Малокавказский гравитационный минимум, Шамкир - Талышский и Талыш - Вандамский гравитационные максимумы и Восточно-Азербайджанский минимум.

С целью изучения глубинного строения, источников движения глубинных масс и их направленности было проведено гравитационное моделирование вдоль профиля р. Акерачай - Бейлаган - Падар - Мараза [108]. В исходном разрезе центральная часть совпадает с профилем ГСЗ №2, и на этом участке контактные границы построены по данным сейсморазведки. В верхней части разреза выделены следующие границы: 1) условный сейсмический горизонт в подошве акчагыла, 2) условный сейсмический горизонт в продуктивной толще, 3) условный сейсмический горизонт в мезозое. Они выбраны с средними скоростями 2,5 км/сек, 3 км/сек и 4 км/сек соответственно. Глубже, по преломленным волнам выделены дополнительно еще две границы. Четвертая - верхняя граница консолидированной коры, разграничивающая осадочный и консолидированный комплексы пород. Это наиболее четкая физическая граница, на которой граничная скорость варьирует от 5,5 км/сек до 6,5 км/сек. Пятая - граница "базальт", где граничная скорость изменяется от 6,5 км/сек до 7,3 км/сек, наиболее часто встречается значение 7 км/сек. Шестая граница, соответствующая границе Мохоровичича (рис. 6.2.), прочерчена по гравиметрическим данным, на ней имеются точки пересечения с ранее отработанными профилями.

Определение плотностей для верхней части разреза осуществлено по исследованиям физических свойств осадочных пород [23, 94]. В восточной части, в пределах Карабахского нагорья, профиль проходит по среднегорному рельефу с мягкими очертаниями гребней, говорящих о былом рельефе. Наряду с дислоцированными вулканическими и интрузивными по-

В строении Мильской и Ширванской равнин верхнемеловые вулканогенные образования имеют широкое распространение, по составу принадлежат базальт-андезит-дацит-липаритовой и трахиандезитобазальтовой формациям. Они установлены в строении Кюрдамир - Саатлинского поднятия. О составе, строении и мощности юрской вулканогенной толщи Куринской впадины можно судить по разрезу Саатлинской сверхглубокой скважины (мощность 4,7 км и в интервале 3,5-8,24 км). По петрографическим данным вулканогенная толща представляет собой дифференцированную серию пород от "базальтов" до плагиориолитов. В интервале 6,8-8,24 км вскрытые вулканы охарактеризованы как формация натриевых риолитов. Не исключено, что и в более глубоких горизонтах будут вскрыты вулканы основного состава. Все породы юрской вулканогенной толщи разреза СГ- 1 в той или иной степени подвержены метаморфическому и структурному преобразованию [118]. По этому отрезку профиля взяты: средние плотности для неогеновой системы  $2,2 \text{ г/см}^3$ , для палеогена  $2,3 \text{ г/см}^3$ , для мела и юры  $2,42 \text{ г/см}^3$ , для магматических пород типа андезито-базальты  $2,8 \text{ г/см}^3$ .





Условные обозначения на рис.6.2.:

1 - районирование по геоморфологическим данным: I - Карабахское плато; II - Карабахское - Мильское предгорье; III - Мильская и Ширванская равнины; IV - Гобустанская зона; V - Дюбрарская зона;

2 - контактные границы в земной коре и верхней мантии (цифры в кружочках):

1 - условный сейсмический горизонт по подошве акчагыла, 2 - условный сейсмический горизонт в продуктивной толще; 3 - условный сейсмический горизонт мезозоя; 4 - верхняя граница консолидированной коры; 5 - граница "базальт"; 6 - граница Мохоровичича, 7 - плотностные границы в верхней мантии; 8 - подобранная граница Мохоровичича;

*Гравитационное поле:*

3 - кривая наблюдаемой аномалии силы тяжести; 4 - кривая рассчитанной аномалии силы тяжести от исходной модели; 5 - кривая рассчитанной аномалии силы тяжести от подобранной модели;

*Разломные зоны:*

1-Предмалокавказский разлом, 2-Куринский разлом, 3-Габала-Чакхирлинский разлом, 4-Мингечевир - Ленкоранский разлом - мантийное внедрение; 5-Западно - Каспийский разлом (мантийное внедрение); 6-Аджичай - Алятский разлом; 7-Гермианский разлом.

Для предгорных районов Большого Кавказа и Гобустанской части профиля характерен наиболее полный разрез, представленный погруженными отложениями мезозоя, покрытыми средним и верхним плиоценом. Отложения мела представлены терригенно-карбонатным флишем. Отложения палеогена сложены глинами с прослоями песчаников и мергелей. Майкопская свита и чокракский горизонт представлены песчано-глинистой фацией. Караганский горизонт сложен глинистыми породами с пластами песчаных пород и прослоями мергелей и доломитов; конский горизонт и сарматский ярус - глинистыми породами. Мэотический ярус представлен чередованием серых и бурых слоистых глин с прослоями мергелей. Понтический ярус состоит из глинистых пород. Продуктивная толща представлена песчано-глинистой фацией. Акчагыльский ярус состоит из глинистых пород с прослоями раковинных известняков и грубозернистых песчаных пород. Абшеронский ярус сложен глинистыми породами в нижней части разреза и известняками в верхах разреза. Средние плотности для разреза Гобустанской части: неоген -  $2,1 \text{ г/см}^3$ , палеоген -  $2,2 \text{ г/см}^3$ , мел -  $2,31 \text{ г/см}^3$ . Дюбрарская область образована известково - мергелистыми породами мела и мощной глинистой

толщей (Барремский ярус). Большие синклинали Дюбрара, сложенные верхним мелом, приурочены к возвышенностям и являются типичными представителями форм обратного рельефа [119]. По мере погружения хребта, в юго-восточном направлении появляются более высокие горизонты верхнего мела, образуя наиболее повышенные элементы рельефа. Здесь выступают на поверхность жесткие верхнемеловые породы - известняки и мергели сенона. Средние плотности верхнемеловых отложений  $2,42\text{-}2,52 \text{ г/см}^3$ , юрских -  $2,59 \text{ г/см}^3$ .

Для слоев, залегающих глубже, плотностные данные взяты на основе обобщений, сделанных по результатам исследований зависимости скорости и плотности от давления и температуры. Эти обобщения позволили составить следующий плотностной разрез. Избыточные плотности на контактных границах 1,2,3,4 равны  $0,1 \text{ г/см}^3$ , на границе 5 -  $0,15 \text{ г/см}^3$ , на границе 6 -  $0,3 \text{ г/см}^3$ .

Гравитационное поле, рассчитанное от исходной модели, резко отличается от наблюдаемого поля. Различия рассчитанного поля от наблюдаемого по профилю наблюдаются в трех областях. В центральной части, соответствующей Евлах - Агджабединской мезокайнозойской депрессии и Талыш - Вандамскому грабену, имеет место крупный дефицит масс, которой создает аномалию  $-60 \text{ мГал}$  шириной  $90 \text{ км}$ . Полученная аномалия послужила основанием для изменения исходной глубинной модели путем введения в модель мантийно - литосферных тел в районах Джарлы и Падар и дополнительной границы 7, корни которой расположены на глубине  $80 \text{ км}$ . Отметим, что на участках профиля, соответствующих Мингечевир - Ленкоранскому и Западно-Каспийскому разломам, введены мантийные тела. Контактная граница Мохоровичича в районе пересечения с Мингечевир-Ленкоранским разломом поднята до глубины  $12 \text{ км}$ . Здесь мантийным телом прорвана граница "базальт". Вышележащие границы: консолидированная кора и три границы в осадочном слое образуют Джарлинское поднятие. Дополнительная граница 7 указывает мантийно-литосферное тело с плотностью  $2,9 \text{ г/см}^3$ . Ширина мантийного тела  $5 \text{ км}$ . Второе тело в районе Падар обозначено подъемом границы Мохоровичича до глубины  $18 \text{ км}$ . Оно не доходит до уровня контактной границы консолидированной коры, не

прорывает верхние границы. Введение этих двух тел в модель среды позволяет полностью компенсировать дефицит масс, отмеченных гравитационным моделированием. В области Талыш-Вандамского максимума глубина залегания границы Мохоровичича 47 км, и эта область отделяется с востока и запада от депрессионных зон внедрениями мантийного вещества.

Для конечных частей профиля (ЮЗ Малокавказский грабен и СВ Гобустанская и Дюбрарская зоны) сравнение рассчитанной и наблюдаемой кривых аномалий силы тяжести показывает на значительный избыток массы в исходной модели, вызывающей гравитационный эффект около 70 мГал в обеих частях. Ширина областей избытка масс 65-70 км. Избыток масс компенсировался подбором границы Мохоровичича. Граница Мохоровичича погружается с 42 км на стыке подгорной частью Карабахско-Мильской равнины до 52 км в Малокавказском грабене. В СВ части профиля граница Мохоровичича погружается от 47 км от Лагич-Кызылагаджского разлома до 57 км в Дюбрарской зоне.

Отметим, что генерация термальных вод в районе Джарлы (90-100°C), возможно, связана с мантийно-литосферным телом, находящимся под этой зоной.

#### **6.4. Гравитационная модель глубинного строения вдоль профиля Сангачал - Гянджа - Тбилиси**

Области, пересекаемые профилем Сангачал-Гянджа-Тбилиси, изучались различными геологическими и геофизическими методами. В настоящей работе обобщенные результаты геологических и геофизических исследований легли в основу гравитационного моделирования с использованием автоматизированной системы интерпретации гравитационных наблюдений [23, 106 - 109].

Горизонтальная неоднородность плотности, выражающая фациальную изменчивость, наличие трещиноватости или изменение в структурных планах, хорошо отражаются в распределении гравитационного поля и обуславливаются контактной границей. Построенные контактные границы являются условными сейсмическими горизонтами, характеризующиеся

определенными сейсмическими скоростями и плотностными характеристиками. Плотностная модель верхней части разреза составлена по данным исследований физических свойств осадочных пород [23, 94]. В процессе составления плотностной модели в ее верхней части проводилась аппроксимация, заключающаяся в замене множества мелких плотностных неоднородностей более мощными комплексами, включающих несколько сравнительно близких по плотности толщ, и установление их усредненных параметров.

Плотностные данные для более глубоких слоев определялись с использованием корреляционных связей между плотностью горных пород и скоростью распространения в них продольных волн.

В основу составленной исходной модели земной коры были положены результаты работ по профилям ГСЗ [109, 110]. По этим материалам достаточно уверенно выделены следующие границы:

- условная сейсмическая граница в низах толщи, включающая четвертичные и верхнеплиоценовые отложения;
- условная сейсмическая граница по подошве отложения продуктивной толщи;
- условная сейсмическая граница в низах толщи, включающая нижний плиоцен, миоцен, палеоген, верхи мела;
- условная сейсмическая граница в низах толщи, включающая меловые и юрские отложения;
- условная граница поверхности "базальтового" слоя;
- граница Мохоровичича.

В построениях исходного варианта границ "базальтового" слоя и Мохоровичича использованы схемы Цимельзона И. О., Гаджиева Р. М.

Глубины залегания выявленных по методам ГСЗ поверхностей внутри земной коры определяются со следующими погрешностями: для границ в осадочной толще 0,5 км; для поверхности фундамента 0,7 км; для поверхности "базальта" 1,5-2 км; для границы Мохоровичича 2,5-3,3 км.

Избыточная плотность для первых трех границ было принята равной 0,1 г/см<sup>3</sup>, для границы "базальтового" слоя - 0,15 г/см<sup>3</sup>, для границы Мохоровичича - 0,3 г/см<sup>3</sup> [23, 112, 113].

Для построенной сейсмической модели с шестью кон-

тактными поверхностями решена прямая гравиметрическая задача. Вычитая полученное теоретическое поле исходной модели от наблюдаемого, определяется остаточное поле. Исследование остаточной гравиметрической аномалии показывает, что в ВЮВ части профиля (Падар - Сангачал) рассчитанная отрицательная аномалия превосходит наблюдаемое поле по абсолютному значению, и характеризуется более интенсивным градиентом (Рис. 6.3.), что объясняется значительным дефицитом масс в исходной модели среды. Подбор проводился для рельефа фундамента и границы Мохоровичича введением мантийно - литосферного тела в районе Падар, корни которых расположены на глубине 100 км с соответствующим распределением избыточных плотностей. В этой зоне верхняя кромка тела имеет избыточную плотность равной  $0,15 \text{ г/см}^3$ . На участке Евлах - Кюрдамир первоначально заданные конфигурации границ и плотностная модель не подвергались изменениям. ЗСЗ часть профиля, участок Тбилиси - Гянджа, отмечается остаточными аномалиями от  $-50$  до  $-70 \text{ мГал}$ . Это позволило проводить подбор границ и избыточных плотностей таким образом: границу 4- консолидированной коры, 5- "базальта" и 6- Мохоровичича на участке Тбилиси - Пойлу опустить соответственно на  $0,7 \text{ км}$ ;  $1,5 \text{ км}$ ;  $3 \text{ км}$  в рамках ошибок первоначальных построений.

В заданных гомогенных породах на границе консолидированной коры в целом и ее "базальтового" слоя рассмотрены перепады плотности по латерали для блока на участке Тбилиси-Акстафа. Также задан перепад плотности в зоне перехода кора – мантия на глубинах  $45\text{--}50 \text{ км}$  в пределах  $0,250 \text{ г/см}^3$ .

Таким образом, вычисленная от подобранной модели прямая задача совпадает с наблюдаемой аномалией на протяжении профиля Сангачал-Гянджа-Тбилиси.

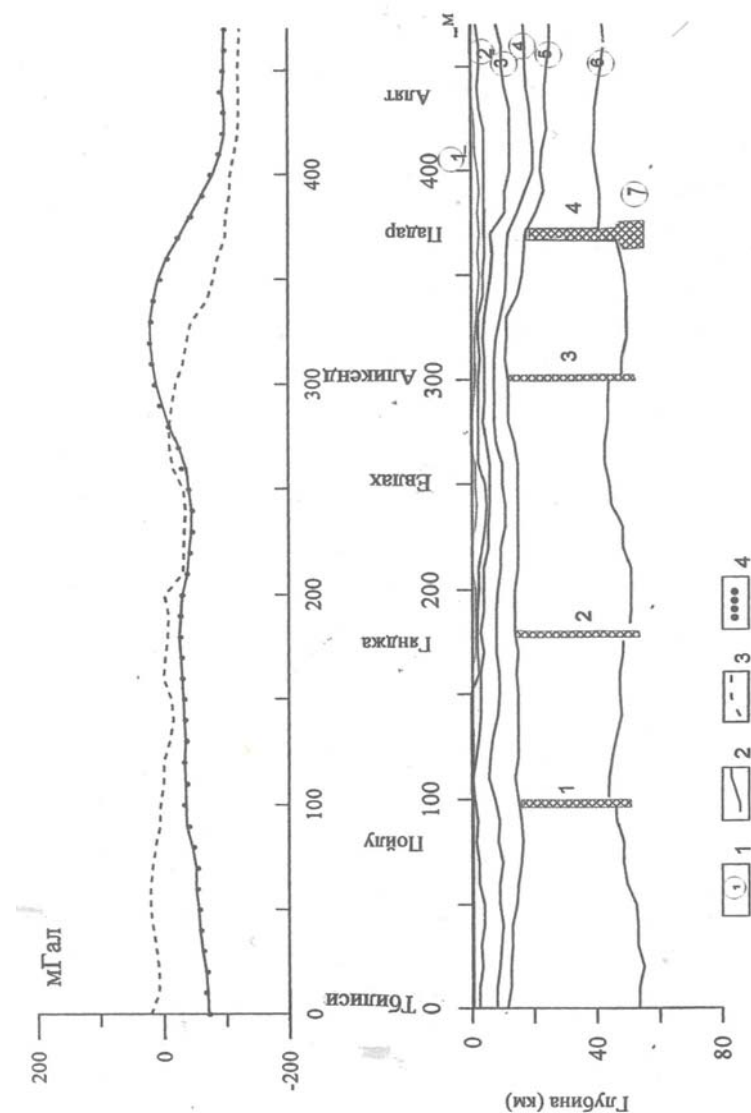


Рис.6.3. Гравитационная модель земной коры и верхов мантии вдоль профиля Сангачал-Гянджа-Тбилиси

Условные обозначения на рис.6.3:

1 - контактные границы в земной коре и верхней мантии (цифры в кружочках):  
 1 - условная сейсмическая граница в низах толщи, включающая четвертичные и верхнеплиоценовые отложения; 2 - условная сейсмическая граница по подошве отложения продуктивной толщи; 3 - условная сейсмическая граница в низах толщи, включающая нижний плиоцен, миоцен, палеоген, верхи мела; 4 - условная сейсмическая граница в низах толщи, включающая меловые и юрские отложения; 5 - условная граница поверхности "базальтового" слоя; 6 - граница Мохоровичича; 7 - плотностные границы в верхней мантии;

*Гравитационное поле:*

2 - кривая наблюдаемой аномалии силы тяжести; 3 - кривая рассчитанной аномалии силы тяжести от исходной модели; 4 - кривая рассчитанной аномалии силы тяжести от подобранной модели;

*Разломные зоны:*

1-Газах-Сигнахский разлом, 2-Гянджачай-Алазанский разлом, 3-Биясувар-Уджарский разлом, 4-Западно - Каспийский разлом (мантийное внедрение).

#### 6.4.1. Динамика земной коры вдоль профиля Сангачал - Гянджа - Тбилиси

С целью исследования динамики профиля Сангачал-Гянджа-Тбилиси глубинное строение сравнивается с современными вертикальными движениями земной коры (СВДЗК), и изменением мощности четвертичных отложений.

На территории Азербайджана проложено много высокоточных нивелирных линий для определения (СВДЗК). Одной из них является линия нивелирования, созданная по профилю Баку - Аляты - Кюрдамир - Евлах - Рустави [120, 121].

На рис.6.4. приводится кривая СВДЗК вдоль профиля, построенная по результатам геодезических работ 1947-1948 и 1974-1975гг, а также кривая изменения мощности четвертичных отложений. К западу от Алят до Шамкира, вдоль профиля, идущего по Куринскому прогибу, поверхность Земли испытывает опускание, и кривая имеет колебательный характер. Начиная с Шамкира и далее на запад начинается область, испытывающая подъем. Такую динамику деформаций земной поверхности вдоль профиля подтверждают также результаты всех этапов геодезических работ. Можно предположить, что эта динамика сохраняется и в настоящее время. Таким образом, линия профиля условно может быть разделена на три области по характеру и интенсивности СВДЗК, где центральная спокойная часть, довольно большой протяженности (около 220 км), нахо-

дится в соседстве справа и слева с зонами, испытывающими довольно интенсивный подъем.

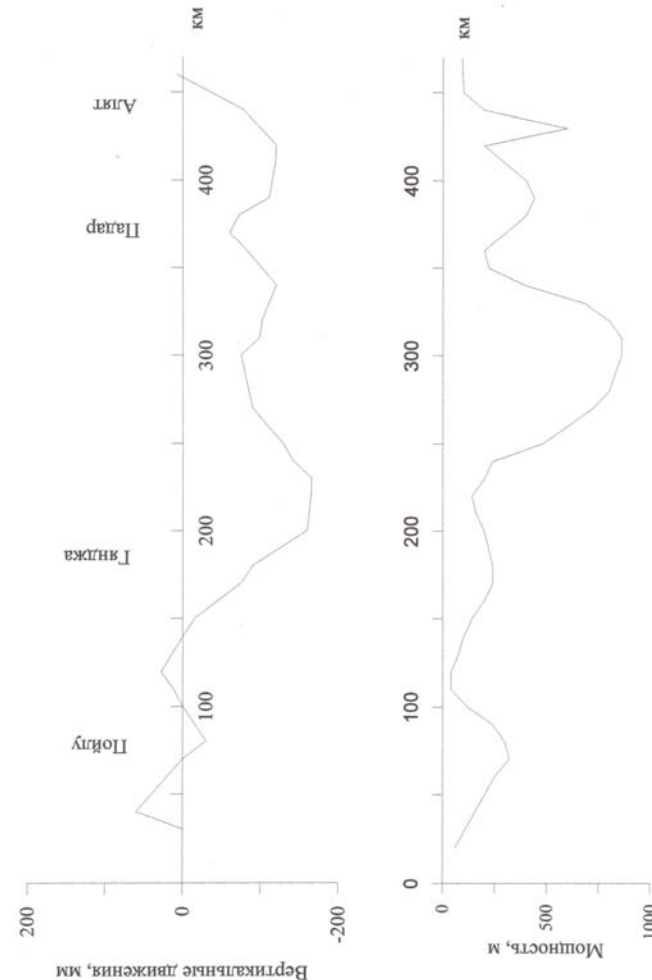


Рис.6.4. Кривые современных вертикальных движений земной коры и мощности четвертичных отложений вдоль профиля Сангачал-Гянджа-Тбилиси.

Из этого следует, что вдоль профиля между характером СВДЗК и распределениями аномалии силы тяжести наблюдается генетическая связь. Сопоставление кривой СВДЗК с мощностью отложений четвертичного периода вдоль профиля (за основу взята карта суммарных мощностей, составленная М. М. Мамедяровым), позволяет отметить, что зона абсолютного опускания в районе Мугань-Гянджа, расположенная в Куринском прогибе, является унаследованной от неотектонического этапа, в течение которого формировался современный рельеф. Мощность четвертичных отложений в Куринском прогибе колеблется около 300 м, местами достигает 700 м.

Поскольку мощность четвертичных осадков является отображением тектонических процессов, то зоны максимального накопления осадков могут рассматриваться в качестве зон, испытывающих прогибание, зоны минимальных мощностей – как испытывающие поднятие, то видно, что кривая мощности четвертичных отложений соответствует вырисовываемой кривой современных движений земной коры. Совместный анализ СВДЗК, мощности четвертичных отложений и глубинного строения вдоль профиля Сангачал-Гянджа-Тбилиси показывают, что только над предполагаемой областью внедрения мантийно - литосферного тела в районе Падар и над разломом в районе Аликенд наблюдаются замедления в опусканиях. В районе мантийно - литосферного тела наблюдается также относительно малая мощность четвертичных отложений. Этот факт позволяет предположить, что на неотектоническом этапе происходило интенсивное поднятие мантийно - литосферного тела в районе Падар, что и продолжается в настоящее время.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

---

Настоящая работа посвящена численному анализу гравитационных данных территории Азербайджана и выяснению природы гравитационных аномалий. Разумеется, этот труд не претендует на всеобщий охват всех проблем гравиметрии исследуемой территории.

Изменения геологического строения могут иметь довольно сложную природу, охватывать всю кору и достигать верхней мантии. Анализ гравитационных аномалий представляет собой наземный метод оценки мощностей любых слоев, с аномальной плотностью, которая существуют в верхней мантии.

Гравитационные модели глубинного строения земной коры и различные трансформации гравитационных аномалий, описанные в монографии, представляют интерес для решения ряда проблем, связанных с выяснением природы современной складчатости территории Азербайджана, а также для выявления общих перспектив нефтеносности. Для геологической интерпретации развит метод разделения гравитационных аномалий на региональные и локальные компоненты в частотной области. В работе изучено распределение источников гравитационных аномалий на глубине. В результате исследования региональных аномалий выделяются крупные блоки пород и разделяющие их глубинные разломы.



## ЛИТЕРАТУРА

1. Веселов К.Е., Сагитов М.У. Гравиметрическая разведка, М., Недра, 1968, 512 с.
2. Гравиразведка: Справочник геофизика. Под редакцией Е.А. Мудрецовой, К.Е. Веселова, М., Недра, 1990, 607с.
3. Миронов В.С. Курс гравиразведки. Л. Недра. 1980. 543 с.
4. Успенский Д.Г. Гравиразведка. Л., Недра, 1968, 331 с.
5. Страхов В.Н. О некоторых актуальных проблемах теории интерпретации гравитационных аномалий. В кн.: Теория и методика интерпретации гравимагнитных полей. Киев, Наукова Думка, 1981, с.5-12
6. Blakely, R.J. Potential theory in gravity and magnetic applications, Cambridge University Press, 1995, 441p.
7. Naidu P.S., Mathew M.P. Analysis of Geophysical Potential Fields. Elsevier Science, 1998, 310p.
8. Вапник В.Н., Червоненкис А.Я. Теория распознавания образов, М., Наука, 1974, 416с.
9. Николенко В.Н. Место распознавательного подхода в построении гравитационной модели земной коры. В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. Киев, Наукова Думка, 1977, с.113-124
10. Тяпкин К.Ф. Графические методы интерпретации гравитационных аномалий, М., Недра, 1968, 228с.
11. Абакелия М.С. К проблеме Кюрдамирского хребта Закавказья, АНХ, 1937, №9, с.6-10.
12. Федынский В.В. Аномалии силы тяжести в Азербайджане, АзОНТИ, 1937, 47с.
13. Вебер В.В., Федынский В.В. Гравиметрическая картина юго-восточного Кавказа в палеогеографическом освещении, Изв. АН СССР, серия геологическая, 1947, №5, с.12-20.
14. Федынский В.В. Гравиметрическая характеристика предгорных и межгорных впадин в геосинклиналях, Сб.: "Памяти академика Архангельского", М., Изд. АН СССР, 1951, с.391-408.
15. Куликов В.И. К вопросу геологической интерпретации гравитационных аномалий, Тр.Аз.НИИ, Азнефтеиздать, вып. IV., 1956, с.9-17.
16. Кропоткин П.Н., Люстих Е.Н., Повало - Швейковская Н. Н. Аномалии силы тяжести на материках и океанах. Издательство Московского Университета, 1958, 77с.
17. Балавадзе Б.К. К построению модели земной коры Кавказа и сопредельных акваторий, Известия АН СССР, Физика Земли, №2, 1975г, с.75-83.
18. Балавадзе Б.К., Шенгелая Г.Ш. Основные черты структуры земной коры Большого Кавказа по гравиметрическим данным, ДАН СССР, т.136, 6, 1961, с.131-140.
19. Кириллова И.В., Люстих Е.Н., Растворова В.А., Сорский А.А. и Хаин В.Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа, Москва, Изд. АН СССР, 1960, 340с.
20. Терешко Д.Л., Прозорович Э.А. Гравиметрические и магнитометрические работы, В кн.: "Геофизическое изучение геологического строения нефтегазоносных областей Азербайджана", под редакцией А.А.Ализаде, Баку, Азербайджанское государственное издательство, 1963, с.32-58.
21. Терешко Д.Л., Гаджиев Р.М., Гасанов И.С. Морские гравиметрические работы, В кн.: "Геофизическое изучение геологического строения нефтегазоносных областей Азербайджана", Под редакцией А.А.Ализаде, Азербайджанское государственное издательство, Баку, 1963, с.58-64.
22. Гаджиев Р.М. Учет влияния различных в мощности и плотности слоев земной коры на возникновение гравитационных аномалий Восточного Азербайджана, Ученые записки АГУ, №6, 1958, с.125-145.
23. Гаджиев Р.М. Глубинное геологическое строение Азербайджана, Азернешр, Баку, 1965, 200с.
24. Цимельзон И.О. К проблеме геологической интерпретации Талышско-Вандамского гравитационного максимума, "Геология нефти и газа", №3, 1959, с.56-65.
25. Цимельзон И.О. Метод последовательного выделения локальных аномалий, "Новости нефтяной и газовой техники", серия "Геология", Гостоптехиздат, вып. 4, 1961, с.27-30.
26. Цимельзон И.О. Глубинное строение земной коры и тектоника Азербайджана по данным геофизических исследований, Советская Геология, 4, 1965, с.103-111.
27. Цимельзон И.О., Амирасланов Т.С. Анализ статистических связей между трансформациями гравитационного поля и

- глубинами залегания отложений Нахичеванской области, Ученые записки АЗИНЕФТЕХИМа, серия IX, №2, 1973, с.17-21.
28. Цимельзон И.О, Амирасланов Т.С., Мохан Ч.П. Методика применения многомерного регрессионного анализа для структурных построений с использованием результатов детальной гравиразведки и схематических данных сейсморазведки. Изв. ВУЗов, "Нефть и газ", №8, 1979, с.9-14.
  29. Сироткина Т.Н. Региональное гравитационное поле Кавказа и его геологическое истолкование. Советская Геология, М., Недра, 3, 1979, с.109-115.
  30. Шенгеля Г.Ш. Гравитационная модель земной коры Кавказа, Изд.: "Наука", Москва, 1984, 128с.
  31. Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным, Недра, Москва, 1967, 304 с.
  32. Амирасланов Т.С. Определение параметров возмущающих масс на ЭВМ по гравиметрическим данным, Изв. АН Азербайджана, Серия наук о Земле, №1-6. 1982, с.108-115.
  33. Амирасланов Т.С. К определению параметров глубинных разломов по гравиметрическим данным. Изв. АН Азербайджана, Серия наук о Земле, №1-6, 1993/1994, с.63-68.
  34. Амирасланов Т.С., Тагиев Т.Ш., Гиясов Н.Ш. Геологическое редуцирование гравитационных аномалий в трехмерном варианте, Изв. АН Азербайджана, Серия наук о Земле, №1-6, 1993/1994, с.104-109.
  35. Амирасланов Т.С. и Цимельзон А.И. О возможности применения корреляционного анализа для количественной оценки степени отображения в гравитационном поле геологических границ. Ученые записки АЗИНЕФТЕХИМа, серия IX, №7, 1976, с.21-25.
  36. Kerimov K.M., Aslanov B.S., Aliyev M.A. Nakhchivan's gravity field and its geological origin, Geophysics News in Azerbaijan, vol 1. 1999, p.11-13.
  37. Kerimov K.M., Aslanov B.S., Hadjiyev F.M., Aliyev M.A. Depth structure of Nakhchivan in the light of plate tektonics baased on gravimetric data, Geophysics News in Azerbaijan, vol 3. 1999, p.26-30
  38. Гадиров В.Г., Мамедов С.Г. Гравиметрическая разведка на суше. В кн.: Геофизические исследования в Азербайджане

- (Ред.: Керимов К. М), Изд.: Шаг - Гарб, Баку, 1996, с.10-12, с. 276 - 282, с. 36-37, 94-97.
39. Ruppel C., McNutt V. Regional compensation of the Greater Caucasus mountains based on an analysis of Bouguer gravity data. Earth and Planetary Science Letters. N98, 1990, p.360-379.
  40. Веремеенко О.В., Халилов А.А. Гравиразведка, В кн.: Геофизические исследования в Азербайджане (Ред.: Керимов К.М ), Шаг - Гарб, Баку, 1996, с.256, 266-267.
  41. Гравиметрическая карта аномалий Буге территории СССР, Масштаб 1:1000000, Министерство Геологии, М.1972.
  42. Blakely R.J., Simpson R.W. Approximataing edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies, Geophysics, 51, 1986, 1494-1498.
  43. Thurston J.B., Brown R.J. Automated source-edge location with a new variable pass-band horizontal-gradient operator, Geophysics, vol.59,NO.4, 1994, p.546-554.
  44. Kadirov F.A. Horizontal gradients of Bouguer Gravity anomaly of Azerbaijan. Geophysics News in Azerbaijan, vol 1, 1998, p.19-20.
  45. Кадиров Ф. А. Геологическая интерпретация полных горизонтальных градиентов гравитационного поля Азербайджана. Доклады АН Азербайджана, Изд. "ЭЛМ", Баку, Том. LIV, №5-6, 1998, с.129-134.
  46. Kadirov F.A. Horizontal gradients of gravity anomaly of Azerbaijan, International Geophysical Conference&Exposition, 15-18 September, Moskow'97, B3.7
  47. Edwards D.J., Lyatsky H.V., Brown R.J. Interpretation of gravity and magnetic data using the horizontal-gradient vector method in the Western Canada Basin. First Break, vol.14, №6,1996, p.231-246.
  48. Шихалибеили Э.Ш. Некоторые проблемные вопросы геологического строения и тектоники Азербайджана. Баку, Элм, 1996, 216с.
  49. Бабазаде О.Б. Особенности глубинных разломов Азербайджана по аномалиям геофизических полей. Труды института геологии, Изд.: Элм, №25, 1995, с.68-80.
  50. Бабазаде О.Б. Исследование глубинных разломов земной коры Азербайджана по геофизическим аномалиям. Авто-

- реферат кандидатской диссертации, Баку, 1973, 42с.
51. Серкерев С.А. Спектральный анализ в гравиразведке и магниторазведке. М., Недра, 1991, 279с.
  52. Spector, A. and Grant, F.S., Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics* 1970. 35,293-302.
  53. Гладкий К.В. Гравиразведка и магниторазведка. М., Недра, 1967, 320 с.
  54. Никитин, А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации. М., Недра, 1986, 342с.
  55. Hartley, R.V.L., A more symmetrical Fourier analysis applied to transmission problems. *Proc. IRE*, 1942, v. 30, no. 2, 144-150.
  56. Bracewell, R.,N., 1986, *The Fourier Transform and Its Applications*: McGraw-Hill Book Co.,New York, 474p.
  57. Sundararajan N.,Brahman G. Spectral analysis of gravity anomalies caused by slab-like structures: A Hartley transform technique.*Journal of Applied Geophysics*. 1998, 39, p.53-61.
  58. O'Neil, M.A., Faster than fast Fourier transform, 1988, *BYTE*, 5,293-300.
  59. Zhou, B., Discussion on "The use of the Hartley transform in geophysical applications ": *Geophysics*. 1992, 57,196-197.
  60. Mohan, N.,L., and Anand Babu, L., A note on 2D Hartley Transform. *Geophysics*, 1994. 59, 1150-1155.
  61. Saatcilar, R., Ergintav, S., and Canitez, N., The use of the Hartley transform in geophysical applications. *Geophysics*, 1990. 55, 1488-1495.
  62. Sundararajan, N., 2-D Hartley transforms. *Geophysics*, 1995. v.60, 262-267.
  63. Rajan, N.S., Discussion on "The use of the Hartley transform in geophysical applications ": 1993, *Geophysics*, 58,1058-1059.
  64. Rao, B.N., Rama, K.P. and Markandeyulu, A., Mapros-A computer program for basement mapping and filtering of gravity and magnetic data using a Hartley transform. *Computer and Geosciences*, 1995. Vol.22,№3. 197-218.
  65. Maurizio F., Antonio R., Guido R. Upward continuation of scattered potential field data. *Geophysics*, 1999, vol.64,NO.2. p.443-451.
  66. Юсупходжаев Х.И., Миндели П.Ш., Картвелишвили К.М., Курбанов М.К., Шманенко Ю.С., Эргешев Е.Э., Шляховский В.А.

- Модель литосферы Крымско - Кавказско-Среднеазиатского региона (вдоль геотраверса Варна-Тбилиси - Чарджоу-Ташкент). В кн.: Динамика и эволюция литосферы, - М., Наука, 1986, с.129-139.
67. Насруев Н.Р., Андреев Л.И., Елисеенко Н.А. Некоторые результаты трансформации схем Буге в Среднекуринской депрессии. В кн.: Геофизические исследования в Азербайджане. Труды ВНИИГеофизики, Выпуск III, М., Недра, 1975, с.87-91.
  68. Алексеев В.В., Гаджиев Т.Г., Каркошкин А.И., Хесин Б.Э. Гравимагнитные аномалии Азербайджана и их геологическое истолкование. Объяснительная записка к "Карте гравимагнитных аномалий Азербайджанской ССР", 1989, Л, 65с.
  69. Кадиров Ф.А. Продолжение гравитационных аномалий Азербайджана на верхнее полупространство и их интерпретация. Труды института геологии, вып.28, 2000. С.76-85.
  70. Винник Л.П. Исследования мантии Земли сейсмическими методами. Изд. "Наука", 1976, 200с.
  71. Винник Л.П., Годзиковская Ф.Ф., Патария Е.И. и др. Скоростные аномалии верхней мантии Кавказа. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1978, №7, с.22-31.
  72. Артюшков Е.В. Геодинамика. М., Изд. "Наука", 1979, 328 с.
  73. Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш. Мантия Земли и тектогенез. - Киев, Наукова Думка, 1968, 176с.
  74. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., Изд. "Недра", 1973, 512 с.
  75. Геология СССР, том XLVII М.:Изд. Недра, 1972, 520с.
  76. Агабеков М.Г., Азизбеков Ш.А., Ахмедбейли Ф.С. и др. Тектоническая схема Азербайджанской ССР. Приложение к тому XLVII "Геология СССР", М., Изд. Недра, 1972.
  77. Kadirov F.A. Application of the Hartley Transform for Interpretation of Gravity Anomalies in the Shamakhy-Gobustan and Abshe-ron Oil and Gas Bearing Regions, Azerbaijan. *Journal of Applied Geophysics* v.45, 2000, p.49-61.
  78. Kadirov F., Karsli H., Gelishli K., Aydin A. Filtering of gravity data using a Hartley transform in Shamakhy - Gobustan and Abshe-ron(Azerbaijan) oil and gas regions. *Extended Abstracts Book, 59th EAGE Conference and Technical Exhibition, Geneva, 26-30 May1997-Geophysical Division*, P187.
  79. Ахмедов Г.А., Раджабов М.М. и Гаджиев Р.М. Глубинное

- строение. В кн.: Геология СССР, том XLV11, Недра, Москва, 1972, с.430-441.
80. Краснопевцева Г.В. Глубинное строение Кавказа. В кн: Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев, Наукова Думка, 1978, с.190-199.
  81. Кадиров Ф.А. Интерпретация гравитационных аномалий Абшеронского и Шамахи-Гобустанского регионов с использованием метода 3D призм. Известия Академии Наук Азербайджана, серия наук о Земле, 1999, № 1, с. 85-89.
  82. Bhaskara R.D. Modelling of sedimentary basins from gravity anomalies with variable density contrast. Geophy. Jour. Roy. Astr. Soc. 1986. v.84, no.1, 207-212.
  83. Bhaskara R.D. and Ramesh B.N. A fortran-77 computer program for three-dimensional analysis of gravity anomalies with variable density contrast. Computer and Geosciences. 1991. v. 17, No.5, 655-667.
  84. Кадиров Ф.А. Вторые вертикальные производные гравитационного потенциала нефтегазоносных районов - Шамахи - Гобустан, Абшерон и Бакинский архипелаг. Азербайджанское нефтяное хозяйство, 1999, №12, с.8-10.
  85. Балабушевич И.А. Высшие производные потенциала силы тяжести и возможности их использования в геологической гравиметрии. Изд. АН Украинской ССР, Киев, 1963. 268с.
  86. Тагиев Т.Ш. Структура мезозойских отложений центральной части Среднекуринской впадины по гравиметрическим данным (в комплексе с сейсморазведкой МОГТ, ГСЗ, и КМПВ). Автореферат кандидатской диссертации. Баку, 1991, с.23.
  87. Кадиров Ф.А. Фильтрация гравитационных данных с использованием преобразования Хартлея (на примере Куринского межгорного прогиба), Физика Земли, 2000, №10. с.66-71
  88. Хаин В.Е., Ахмедбейли Ф.С. Геологическое строение и развитие Кусаро-Дивичинского синклиория. "Материалы по геологии СВ Азербайджана".Баку, Изд. АН Азерб. ССР,1957.
  89. Хаин В.Е., Шарданов А.Н. Геологическое строение северного склона юго-восточного Кавказа. "Материалы по геологии СВ Азербайджана". Баку ,Изд. АН Азерб.ССР,1957.
  90. Ахмедов Г.А., Салаев С.Г., Исмаилов К.А. Перспективы поисков нефти и газа в мезозойских отложениях юго-восточного Кавказа. Азерб. Государственное издательство, Баку, 1961. 284с.
  91. Абдуллаев Р.А., Джафаров Х.Д. Геолого-геофизическая характеристика Прикаспийского нефтеносного района Азербайджана. Азерб. государственное издательство, Баку, 1962, 168с.
  92. Амирасланов Т.С. Методика и результаты анизотропных трансформаций гравитационного поля Прикаспийско - Губинской нефтегазоносной области. Изв. ВУЗ-ов, Нефть и газ, 1978, 10,8-11.
  93. Кадиров Ф.А. Фильтрация гравитационных данных Прикаспийско - Губинской области. Известия Академии Наук Азербайджана, серия наук о Земле, 1999, № 1, с. 90-95.
  94. Физические свойства осадочного покрова Территории СССР, М., 1967, Недра, 772с.
  95. Гаджиев Т.Г., Каркошкин А.И., Хесин Б.Э., Алексеев В.В., Потапова Е.И., Салехли Т.М. Петроплотностная характеристика геологических формаций Азербайджана. - Баку, Азерб.нефр, 1984, 107с.
  96. Балакишибейли Ш.А. Петрофизические модели земной коры Азербайджана. Диссертация в виде научного доклада на соискания ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Баку, 1992г, 53с.
  97. Балакишибейли Ш.А., Салехли Т.М., Гасанов А.Б., Кулиев Р.Д. Результаты петрофизических исследований В кн.: Геофизические исследования в Азербайджане (Ред.: Керимов К.М). Шарг-Гарб, Баку, 1996, с.352-381.
  98. Ахундов А.Б., Веремеенко О.В., Шекинский Э.М.. Региональные исследования. -В кн.: Геофизические исследования в Азербайджане. Баку, Шарг - Гарб, 1996, с.276-282.
  99. Булах Е.Г., Маркова М.Н. Решение обратных задач гравиметрии методом подбора. Геофизический журнал. №4, 1992, с.9-19.
  100. Булах Е.Г., Маркова М.Н., Тимошенко В.И., Бойко П.Д. Математическое обеспечение автоматизированной системы интерпретации гравитационных аномалий. - Киев, Наукова Думка, 1984, 112с.

101. Страхов В.Н. О методе подбора при решении обратных задач гравиметрии и магнитометрии. Докл. АН УССР. Сер. Б. 1975. №11. С.990-995.
102. Страхов В.Н. Об устойчивых методах решения линейных задач геофизики. I. Постановки и основные конструктивные идеи. Изв. АН СССР. Физика Земли. 1990 а. №7.с.3-27.
103. Страхов В.Н. Об устойчивых методах решения линейных задач геофизики. II. Основные алгоритмы. Изв. АН СССР. Физика Земли. 1990 б. №8. с.37-64.
104. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач-М., Наука, 1979. 285с.
105. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Литвиненко И.В. и др. Литосфера Центральной и Восточной Европы: Геотравверсы I,II,V. -Киев, Науково Думка, 1988, 168с.
106. Юсупходжаев Х.И. Гравитационная модель литосферы Памиро - Тянь-Шанского региона. Ташкент, Фан, 1992. 152с.
107. Шихалибейли Э.Ш., Аскерханова Н.Г, Кадиров Ф.А., Кадыров А.Г. Гравитационное моделирование вдоль профиля ГСЗ №3 Пойлу-Масаллы. Изв. АН Азербайджана, Серия наук о Земле, №2, 1990, с.107-110.
108. Kadirov F.A., Askerhanova N.G. Gravity model of the Hekery rive - Fizuli - Carly - Maraza (Azerbaijan) profile. 60th EAGE Conference and Technical Exhibition, Leipzig, Germany 8-12 June 1998, Extended Abstracts Book,10-33
109. Требукова Б.Д. Результаты работ по методу глубинного сейсмического зондирования на суше в Азербайджанской ССР. - В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962, 103 с.
110. Раджабов М.М., Ригер Р.Т. Обобщение материала глубинного сейсмического зондирования на территории Азербайджана за период 1957-1958 гг и 1962-1967гг. ОНИР. Фонды АзВНИИГеофизики, Баку, 1969.
111. Раджабов М.М. Особенности строения консолидированной коры Азербайджана по данным ГСЗ и КМПВ. В кн: «Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев, Науково Думка ,1978. с.205-211.

112. Раджабов М.М. Построение скоростной модели земной коры на примере Куринской впадины. - Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1977, №6, с.13-17.
113. Салехли Т.М. Фациальная изменчивость кайнозойских отложений по геотравверсу Кюрдамир-Бяндован и ее отражение на петрофизических характеристиках. В кн.: Структурно - формационные и сейсмостратиграфические исследования осадочной толщи Южно-Каспийской мегавпадины. Под редакцией Ю. Г. Ганбарова. ГНК, АЗНИИГЕО-ФИЗИКА. Баку, 1993, с.12-23.
114. Волорovich М.П., Баяк Е.И., Салехли Т.М., Гусейнов Ф.Г. Скорости продольных волн в осадочных горных породах Азербайджана при всесторонних давлениях до 4000 кГ/см<sup>2</sup>. Труды Института физики Земли. М., Наука, 1966, с.130-139.
115. Алиев С.А. Карта тепловых потоков депрессионных зон Азербайджана в масштабе 1:500000.-Л., ГУК, 1982.
116. Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. -Баку, Изд. АН Азерб.ССР, 1967, 238с.
117. Мамедов А.В. Тектоника четвертичных отложений Азербайджана. В кн.: Очерки по геологии Азербайджана. Баку, 1984, с.256-270.
118. Салехли Т.М., Гаджиев Т.Г., Баяк Е.И., Потапова В.И., Багин В.И. и др. Петрофизическая характеристика разреза Саатлинской сверхглубокой скважины в интервале 3500-7500м. Изв. АН Азерб.ССР, серия наук о Земле, 1984, №2, с.113-121.
119. Геология Азербайджана. Т.1, Стратиграфия. Ч. 2. Мезо-кайнозой. Баку, 1997, 636с.
120. Яшенко В.Р. Современные вертикальные движения земной коры вдоль р. Куры в пределах Азербайджана. - Изв АН Азерб. ССР, серия наук о Земле, 1977, №6, с.17-22.
121. Яшенко В.Р. Геодезические исследования вертикальных движений земной коры. М., Недра, 1989. 192 с.



Ф.А.КАДИРОВ

Qədirov Fəxrəddin Əbülfət oğlu

**AZƏRBAYCANIN QRAVİTASIYA SAHƏSİ VƏ  
DƏRİNLİK QURULUŞU MODELLƏRİ**

Bakı – 2000

Kompüter tərtibçisi: **Q.Xeyrullaoglu**

---

Çapa imzalanıb 20.12.2000. Sifariş № 47. Formatı 84x108<sup>1/32</sup>. Ə'lə növlü ofset kağızı. Şərti çap vərəqi 7. Tirajı 500 nüsxə. Qiyməti müqavilə ilə.

---

Azərbaycan EA Geologiya İnstitutunun mətbəəsi,  
Bakı, H.Cavid pr., 29<sup>A</sup>, Tel.: 39-39-72.

**ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ  
И МОДЕЛИ  
ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ  
АЗЕРБАЙДЖАНА**

БАКУ - 2000

**F.A.KADIROV**

**GRAVITY FIELD AND MODELS OF DEEP  
STRUCTURE OF AZERBAIJAN**

**BAKU-2000**

**Ф.А.КАДИРОВ**

**ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ И МОДЕЛИ  
ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ АЗЕРБАЙДЖАНА**

**БАКУ – 2000**