

**МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ ГРУЗИИ  
ЮЛПИ ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ ИМ. М. НОДИЯ**

На правах рукописи

**Гонгадзе Светлана Александровна**

**АНОМАЛЬНОЕ ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ГРУЗИИ И  
НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЕГО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ  
ИНТЕРПРЕТАЦИИ**

Специальность 04.00.12 – геофизика

диссертация на соискание учёной степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Научные руководители: академик НАН Грузии, доктор  
геолого-минералогических наук  
Гамкрелидзе И.П.  
и  
доктор физико-математических наук  
Миндели П.Ш.

Тбилиси  
2006

## Оглавление

Введение.

Глава.1 Краткие сведения о геологическом строении Грузии.

1.1. Геолого-тектоническая характеристика.

Глава 2. Обзор изученности территории Грузии геофизическими методами.

2.1. Гравиразведка.

2.2. Магниторазведка.

2.3. Сейсморазведка.

2.4. Геоэлектроразведка.

Глава 3. Методика составления гравиметрической карты территории Грузии.

3.1. Характеристика использованного материала.

3.2. Составление банка гравиметрических данных.

3.3. Введение поправок за влияние рельефа местности.

3.4. Составление гравиметрических карт компьютерным способом на основании банка гравиметрических данных.

Глава 4 Анализ и геолого-геофизическая интерпретация гравитационного поля территории Грузии.

4.1. Методика интерпретации.

4.2. Анализ карты гравитационного поля в редукции Буге  $2,67 \text{ г/см}^3$  с поправкой за рельеф  $R=200$  км масштаба 1:500000.

4.3. Блочное глубинное строение территории Грузии.

4.4. Разрывные тектонические нарушения по гравиметрическим данным.

4.5. Тектоническое районирование (расчленение) по гравиметрическим данным.

4.6. Складчатые структуры верхней части осадочного чехла и их связь с глубинной тектоникой в Притбилиско-Кахетинском регионе.

4.7. Опыт оценки перспектив нефтегазоносности Самгорской группы месторождений способом полного нормированного градиента гравимагнитных полей.

Заключение.

Использованная литература.

## Введение

Во время моей работы в должности ст. геофизика тематической партии Кавказского института минерального сырья над обработкой и переинтерпретацией гравимагнитных полей Грузии, возникла необходимость в создании банка гравиметрических данных в связи с разбросом и неувязкой между собой фондовых рукописных работ - отсутствием единого каталога значений первичных измерений. Тем более, что бумажные носители информации со временем стареют и при работе с ними возникают определенные трудности, связанные с вводом информации; отсюда большие затраты труда, времени и средств.

Гравиметрические работы, выполненные за последние 50 лет, различными научно-производственными организациями Тбилиси и Москвы, представляют большую ценность с точки зрения изучения природы аномального гравитационного поля Грузии в первую очередь, а также образующей их геологической среды. Работы выполнены фрагментарно по площади, неравномерно во времени, с разным технико-методическим подходом, и нуждаются в создании единого информационного "пространства" (гравитационного аномального поля Грузии) – банка геофизических данных и в последствии новейшей геолого-геофизической интерпретации. Все это послужило мотивом для написания диссертационной работы следующего содержания – систематизация гравиметрических материалов Грузии с позиции современных требований и с применением компьютерной техники, последующий анализ, переработка, интерпретация и обобщение материалов региональных геофизических исследований. Диссертационная работа, несмотря на ограниченный объем, носит обобщающий характер по широкому спектру геолого-геофизической информации.

Гравиметрия является одним из ведущих геофизических методов, данные которого наиболее полно используются в различных отраслях науки о Земле, интенсивные градиентные зоны гравитационного поля указывают на нарушение равновесия тектонических напряжений, с чем связана возможность возникновения очагов землетрясений. Данные гравиметрии применяются в расчетах траекторий движения ракет и снарядов тяжелой артиллерии. В этом плане они имеют стратегическое значение. Кроме всего прочего, гравиметрия это наука, связанная с прямыми поисками и разведкой полезных ископаемых. В данной работе мы рассматриваем этот вопрос с точки зрения поисков месторождений углеводородов.

Современные методы интерпретации геофизических полей, требующие большие базовые данные и довольно сложные алгоритмы, для решения поставленных задач, рассчитаны на применение компьютерной техники.

Трудности по созданию компьютерного банка данных гравиметрии, а это – отсутствие фондовой документации по некоторым работам (каталогов, поправок за влияние рельефа и прочее) были успешно нами преодолены.

В данной работе немаловажное место занимает геолого-геофизическая интерпретация данных гравиметрии с точки зрения региональной геологии и глубинного строения.

Созданы совершенно новые концептуальные карты территории Грузии по глубинному блоковому строению, тектоническому районированию, карты разрывных глубинных нарушений и складчатого строения Притбилиско-Кахетинского региона.

На Самгорском месторождении нефти нами впервые был применен, в порядке опыта, способ полного нормированного градиента гравимагнитных полей, который давно используется в других странах при прямых поисках на нефть и газ, с целью апробации на возможность применения данного метода для поиска месторождений углеводородов в

Грузии. Получены положительные результаты с большим коэффициентом вероятности (0,79), что позволяет рекомендовать метод для широкого внедрения в производственную практику.

### ***Актуальность темы***

Составление банка данных одна из главных актуальных проблем в области геофизических исследований. На основании компьютерного банка данных возможно построение электронных карт аномального гравитационного поля территории Грузии в любом масштабе и в различных редукциях Буге, Фая, изостазии и др.

Банк гравиметрических данных основа основ всех видов геолого-геофизической интерпретации, имеющих целью установление природы формирования аномального гравитационного поля, глубинное геологическое строение в контексте концепции тектоники литосферных плит.

Создание банка гравиметрических данных является фактически мониторингом исследований этой отрасли науки: 1). последовательное пополнение новыми данными, с повышением качества и кондиции изученности территории, 2). банк данных в совокупности с целенаправленными гравиметрическими исследованиями в стихийно опасных регионах представляет мониторинг (пока в слабой форме) процессов, текущих в экзогенно активном слое Земли.

Геолого-геофизическая интерпретация геофизических полей является приоритетной в исследованиях глубинного строения. В этом плане актуальным является:

- а) изучение блокового строения земной коры,
- б) изучение разрывных нарушений разного порядка,
- в) тектоническое районирование,
- г) выявления пликативных структур, возможно перспективных на содержание углеводородов.

Эти вопросы тектоники являются основополагающими для решения многих теоретических и практических задач геологии, и в диссертации занимают ведущее место.

### ***Цель работы***

1. Создание компьютерного банка гравиметрических данных по всей территории Грузии на основе переработки 54 фондовых материалов (отчетов) с целью решения вопросов высшей геодезии, поисково-разведочных вопросов и вопросов глубинного строения Земли.

2. Построение аномальной гравиметрической карты в редукции Буге  $2.67 \text{ г/см}^3$  с поправкой за рельеф в радиусе до 200 км территории Грузии компьютерным способом, а также построить аналогичные карты в редукции Буге  $2.3 \text{ г/см}^3$ , в свободном воздухе и в редукции изостазии.

3. На основании указанной выше карты проведение геолого-геофизической интерпретации аномального гравитационного поля Грузии с использованием компьютерных программ.

4. С помощью методов трансформирования наблюдаемых геофизических полей решить некоторые задачи интерпретации, а именно: а). изучение глубинного блокового строения территории Грузии, б). изучение разрывных тектонических нарушений по гравиметрическим данным, в). проведение тектонического районирования по гравиметрическим данным, г). изучение складчатого строения межгорной депрессии Притбилиско-Кахетинского региона, д). апробация методов прямых поисков ловушек углеводородов, на примере Самгорского месторождения нефти.

### ***Новизна исследований***

Составление банка гравиметрических данных со своей системой программного обеспечения (наращиванием данных, переработки в различные аномальные формы и выдачи данных) уже само собой представляет новизну, имеющую практическое значение.

Результаты решения приведенных выше вопросов глубинного строения с точки зрения выработки концепции региональной геологии Грузии тоже не лишены научной новизны. А именно:

- Выявлено блоковое строение с четкими пространственными границами и физико-геологическими определениями.

- Установлено местонахождение глубинных и региональных разломов.

- Установлено, что Гагрско-Джавская зона продолжается на восток под покровом молодых образований к с. Дедоплис-Цкаро.

- Уточнено распределение складчатых структур в плане и вновь выявлены: Телавская, Турдо-Кисисхевская, Череми-Зиарская, Еретискарская, Джандарская, Гардабанская и др. антиклинальные структуры.

- Апробированные геофизические методы прямых поисков углеводородов на Самгорском месторождении нефти со своими результатами есть первые попытки внедрения в практику передовых достижений науки - пример для дальнейшего применения опосредованного поиска перспективных на нефть структур, выявленных на территории Грузии.

### ***Основные защищаемые направления***

- Методико-отраслевая система программного обеспечения, позволяющая долгосрочное хранение первичных наблюдаемых материалов в форме файловых баз данных (ФБД), внутритехнологические расчеты (определение нормального поля силы тяжести, различных аномалий, введение поправок по приведению значений различных измерений поля к единому уровню, внесению поправок за влияние рельефа и пр.), поиски и выдачи любой информации из ФБД.

- Доказывается блоковое строение консолидированной земной коры территории Грузии, высказанное ранее в различной научной литературе.

- Выделение и прослеживание разрывных нарушений различного ранга, с точки зрения количественной оценки, в отличие от ранее применяемой качественной оценки, с использованием метода полного горизонтального и вертикального градиентов силы тяжести.

- Применимость аномального гравитационного поля силы тяжести и его трансформантов с целью уточнения тектонических границ, наблюдаемых на поверхности, и установление палеотектонических границ на площадях перекрытых молодыми образованиями.

- Плановое положение складчатых структур, установленных способом производных силы тяжести второго порядка и определение возможной глубины залегания

- Возможность прямых поисков углеводородов способом полного нормированного градиента потенциальных полей на примере Самгорского месторождения нефти.

### ***Практическая ценность***

Банк гравиметрических данных, который является исходным для составления различных аномальных карт силы тяжести и их геолого-геофизической интерпретации.

Методико-отраслевая система программного обеспечения, возможность её использования для составления банка данных других потенциальных геофизических полей (магнитных и электромагнитных).

Результаты установления блокового строения разрывных тектонических нарушений и тектонического расчленения, каждое из которых является частью, а в комплексе представляет наиболее полную модель (конструкцию) глубинного геологического строения, имеющего многоплановое практическое и теоретическое значение.

Распределение в плане складчатых структур представляет картину возможного структурного строения данной площади и кинематику - изменения места и формы структур с глубиной, наблюдаемых на поверхности. Все это - априори целенаправленного проведения поисково-разведочных работ тяжелой техникой, сейсморазведки и глубокого бурения.

Апробация прямого поискового способа углеводородов методом геофизических полей на Самгорском месторождении и получение коэффициента (0,79%) вероятности, имеет основание для внедрения в производственную практику указанного способа с целью оценки и ревизии всех перспективных на нефть и газ структур.

#### ***Апробация и публикации***

Тематика диссертации по ходу ее выполнения докладывалась на научных сессиях Института геологии АН Грузии им. А.Джанелидзе и Кавказского института минерального сырья им. А.Твалчрелидзе, а также на совместных заседаниях отделов гравиметрии, электрометрии и магнитометрии Института геофизики АН им. М.Нодиа.

Основные вопросы, касающиеся тематики диссертации освещены в 6 статьях (собственных и в соавторстве) опубликованных «Сообщениях» АН Грузии и «Нефть и газ Грузии», а также в Сборнике трудов, посвященном 90-летию со дня рождения Г.С. Дзоценидзе.

#### ***Объем и структура***

Диссертация состоит из введения, 4-х глав (последняя – результативная), заключения и списка использованной литературы в количестве 70 наименований. Общий объем составляет 110 страниц, в том числе 8 таблиц, 10 рисунков и 7 приложений в виде результативных карт-схем территории Грузии в различных масштабах.

#### ***Благодарности***

Автор выражает особую благодарность своему руководителю по работе, Николаю Полиэвктовичу Гамкрелидзе за постоянное внимание к её работе, поддержку и ценные консультации.

Хочется выразить глубокую признательность моим научным руководителям Академику Академии наук Грузии Ираклию Петровичу Гамкрелидзе и доктору физико-математических наук Папуне Шалвовичу Миндели за интерес к работе, ценные замечания и помощь в достижении поставленной цели. Выражаю признательность также сотрудникам Института геофизики М.Нодиа кандидатам физико-математических наук В.Чичинадзе, Г. Джаши, Т. Гванцеладзе за доброжелательные отношения и моральную

поддержку. Особое спасибо кандидатам физико-математических наук З. Читава, Г.Кобзеву, И. Сирбиладзе и М. Элашвили за помощь в изучении компьютерных технологий.

Большое спасибо моим близким и друзьям за создание всех условий для написания этой работы, постоянную поддержку, помощь и вдохновение.

## **Глава.1 Краткие сведения о геологическом строении Грузии**

### **1.1. Геолого-тектоническая характеристика**

Эти данные приводятся по работам И.П.Гамкрелидзе (1976, 1984, 1997, 2000), а также объяснительной записке, составленной И.П.Гамкрелидзе и Г.Е.Гуджабидзе к геологической карте Грузии масштаба 1:500 000, изданной в 2003 году. По Притбилисской и Кахетинской территории в связи с необходимостью рассмотрения территории по гравиметрическим данным более детально нами приводятся дополнительные данные в виде колонок-разрезов глубоких скважин и коротких предписаний к ним.

Грузия является частью Кавказа, представляющего собой сложное, полициклическое геологическое сооружение, расположенное в альпийском Средиземноморском (Альпийско-Гималайском) поясе. Территория Грузии охватывает в современной структуре складчатые горные сооружения Большого и Малого Кавказа и прилегающие к ним предгорные и межгорные прогибы с восточным побережьем Черного моря.

Территория Грузии сложена геологическими образованиями от докембрия до четвертичного возраста включительно.

По целому ряду геологических признаков (различия в характере геологического строения, литофациях осадочных образований, а также интрузивного и эффузивного магматизма), геотектоническое расчленение ведется давно. В последнее время, после появления концепции глобальной тектоники литосферных плит; установлено, что в морском, океаническом пространстве, где происходило формирование будущих складчатых систем в геологическом прошлом были расположены малые плиты (террейны, согласно современной терминологии), имеющие различную геодинамическую природу и характеризующиеся специфическим литолого-стратиграфическим разрезом, магматизмом, метаморфизмом и структурными особенностями [I. Gamkrelidze, 1997; Г. Гамкрелидзе, 2000].

На территории Грузии и прилегающих к ней пограничных территориях И.Гамкрелидзе [см. ссылку выше] выделяют следующие террейны: Большекавказский, Черноморско-Центральнокавказский, Бейбурт-Севанский, представляющие собой в геологическом прошлом энсиматические или энсиалистические островные дуги или микроконтиненты, а в современной структуре, представляющие собой аккреционные террейны первого порядка, состоящие из субтеррейнов, отвечающим современным структурно-фациальным зонам.

В докембрийско-палеозойском периоде, эти террейны были разделены первый со вторым малым спрединговым океаническим бассейном Южного склона Большого Кавказа, а второй с третьим, основной ветвью Палеотетиса, который унаследовано развился в раннем мезозое и замкнулся лишь в батскую фазу складчатости.

Начиная с докембрия и до раннего мезозоя террейны испытывали значительные разнонаправленные перемещения внутри океанического пространства, подвергаясь взаимной аккреции в результате проявления позднегерцинско-австрийской фаз тектогенеза, и в конечном счете, были причислены к Европейскому континенту. С

террейными структурами связывается функционирование разнонаправленных зон субдукции, а с последними связано развитие интрузивного и эффузивного магматизма.

В современной складчатой структуре земной коры, в пределах территории Грузии выделяют следующие структурно-морфологические единицы первого порядка (субтеррейны): I - Складчатая (складчато-покровная) система Большого Кавказа, II - Закавказская межгорная область и III - Складчатая (складчато-надвиговая) система Малого Кавказа, которые в свою очередь состоят из тектонических зон и подзон [И. Гамкрелидзе, 2000].

Характеристика приведенных тектонических единиц дается ниже вкратце, в аспекте априорных данных, необходимых при интерпретации геофизических материалов.

## I. Складчатая система Большого Кавказа

Складчатая (складчато-покровная) система Большого Кавказа представляет собой сложное гетерогенное сооружение, современная структура которого сформирована в результате проявления альпийского тектогенеза. Наиболее крупными тектоническими единицами, выделяемыми в пределах этого сооружения на территории Грузии, являются: зона Главного хребта ( $I_1$ ), Казбегско-Лагодехская (складчато-чешуйчатая) ( $I_2$ ), Местийско-Тианетская (складчато-покровная) ( $I_3$ ), Чхалтинско-Лайлинская (складчато-чешуйчатая) ( $I_4$ ), Гагрско-Джавская (складчатая) ( $I_5$ ) и Новороссийско-Туапсинская (складчато-чешуйчатая) ( $I_6$ ) зоны.

Зона Главного хребта Большого Кавказа представляет в современной структуре крупное горстообразное поднятие, опрокинутое на юг и частично надвинутое на расположенные южнее складчатые зоны Южного склона Большого Кавказа по "Главному надвигу", представляющему собой сложную совокупность крупных продольных надвигов, осложненных поперечными нарушениями.

В пределах Главного хребта на территории Грузии выделяются две подзоны – Центрального воздымания (кристаллического ядра) – ( $I_1^1$ ) и Восточного погружения (веерообразно-складчатая) - ( $I_1^2$ ).

Центральная подзона воздымания Главного хребта ( $I_1^1$ ) представляет собой высокоприподнятое и обнаженное древнее кристаллическое ядро Большого Кавказа. В сильно дислоцированных докембрийских и ниже-среднепалеозойских метаморфических образованиях этой зоны, выступающих в Перевальной и Эльбрусской подзонах Главного хребта, внедрены позднебайкальские, бретонские и судетские гранитоиды. Внутри кристаллического ядра установлено широкое развитие доальпийских тектонических покровов, сформированных главным образом в саурскую и раннекиммерийскую фазы складчатости (Макерский покров и надвиг инфраструктуры Эльбрусской подзоны на Перевальную подзону Главного хребта). В современной структуре, благодаря наличию уцелевших от эрозии лейасовых отложений, устанавливается ряд крупных грабенсинклиналей, разделяющих центральную зону Главного хребта на ряд блоков, из которых на территории Грузии обнажаются с запада на восток: Софийский (1), Теберда-Дигорский (2), Адайхохский (3). В строении Главного хребта большую роль играют и поперечные разломы. На пересечении древних продольных разломов с молодыми поперечными разломами в неоген-четвертичное время возникли центры молодого наземного вулканизма.

Восточная зона погружения зоны Главного хребта ( $I_1^2$ ) занимает осевую часть Восточного Кавказа, она сложена в основном граувакко-сланцевой (аспидной) толщей нижней юры и характеризуется веерообразным расположением сильно сжатых, часто изоклинальных складок, осложненных многочисленными взбросами. Верхнепалеозойские

гранитоиды и кристаллические сланцы доальпийского фундамента обнажаются в ущелье р. Терек, где они слагают безкорневые Дарьяльский и Гвелетский массивы.

Казбегско-Лагодехская (складчато-чешуйчатая) зона ( $I_2$ ) непосредственно примыкает с юга к зоне Главного хребта Большого Кавказа и тянется от ущелья р. Долра в Верхней Сванетии на западе до восточной границы республики. Сложена она мощной песчано-сланцевой серией нижней и средней юры. В пределах Верхней Сванетии и Верхней Рачи зона в структурном отношении представляет осложненную складчатостью и опрокинутую на юг узкую чешуйчатую моноклираль, зажатую между флишевой (Местийско-Тианетской) зоной и зоной Главного хребта. Остальная часть зоны представляет полосу развития множества сжатых складок общекавказского простирания. Наиболее крупная складка наблюдается в восточной части этой зоны (в пределах Заалазанской Кахетии), где хорошо фиксируется Лопотский антиклинорий, сложенный сланцевой серией нижней и средней юры и с юго-запада ограниченный флишевыми отложениями верхней юры Местийско-Тианетской зоны. В пределах Лопотского антиклинория широко развиты сильносжатые изоклиральные складки, осложненные мелкой дополнительной складчатостью и крупными взбросами.

Местийско-Тианетская (складчато-покровная) зона ( $I_3$ ) сложена флишевой формацией (песчанико-алевролитовые и кластическо-известняковые турбидиты и пелагические осадки) верхней юры, мела и палеогена. Она прослеживается от ущелья р. Накра в Верхней Сванети, вдоль южного склона Большого Кавказа, до восточной границы Грузии. Зона в целом чрезвычайно интенсивно дислоцирована, будучи смята в целую серию асимметричных, опрокинутых на юг и разорванных надвигами складок общекавказского простирания. В пределах этой тектонической единицы выделяются отличающиеся друг от друга подзоны:

1. Шовско-Пассанаурская (складчато-чешуйчатая) ( $I_3^1$ ) и Жинвальско-Гомборская (аллохтонная) ( $I_3^2$ ).

Шовско-Пасанаурская (складчато-чешуйчатая) подзона ( $I_3^1$ ) представлена широкой полосой развития флишевых отложений верхней юры и мела, смятых в серию асимметричных, опрокинутых на юг и разорванных надвигами складок общекавказского направления. Подзона подразделяется на две тектонические единицы – Уцерско-Павлеурский покров на юге и Глолско-Млетскую чешую на севере.

Жинвальско-Гомборская (аллохтонная) подзона ( $I_3^2$ ) характеризуется наиболее сложным строением. В ее пределах выделяются четыре тектонических покрова: Ксанско-Аркальский, Жинвальско-Пховельский, Садзегурско-Шахветильский и Алисисгорско-Чинчвельтский, каждый из которых в свое время представлял собой самостоятельную структурно-формационную единицу, а в настоящее время – отдельные шарьяжные пластины.

Чхалтинско-Лайлинская (складчато-чешуйчатая) зона ( $I_4$ ) является наиболее высоко приподнятой частью Южного склона Большого Кавказа, в центральной части которого – в Лайлинской (чешуйчато-антиклинорной) подзоне ( $I_4^2$ ) на дневную поверхность выведены девонские, верхнепалеозойские и триасовые интенсивно дислоцированные, слабо метаморфизованные образования дизской серии. Последняя в пределах Сванети слагает две крупные антиклинальные складки, осложненные множеством южнонаклонных надвигов.

В раннеиммерийскую фазу дизская серия испытала шарьирование с юга на север, а затем была перекрыта нижнеюрскими отложениями. Западнее р. Ненскра Сванетский антиклинорий резко погружается и далее, в пределах горной Абхазии Чхалтинско-Лайлинская зона сложена песчано-сланцевыми отложениями нижней юры и аалена и представляет собой сложнопостроенную чешуйчатую моноклираль, надвинутую и

шарьированную к югу (Чхалтинская моноклинально-чешуйчатая подзона) ( $\Gamma^1_4$ ). Существование тектонического покрова, представляющего западное продолжение покровов южного склона Большого Кавказа, в настоящее время предполагается по всему южному краю Чхалтинско-Лайлинской зоны.

Гагрско-Джавская (складчатая) зона ( $I_5$ ) по истории своего геологического развития - одна из наиболее сложных зон складчатой системы Большого Кавказа. Ее граница с Грузинской глыбой в западной части проводится по тектонической ступени, наблюдаемой в меловых и палеогеновых отложениях; в центральной части – по северному крылу Рачинско-Лечхумской синклинали, а в восточной – по узкой миоценовой синклинали. Под этими структурами предполагается наличие глубинного разлома.

Гагрско-Джавская зона сложена песчанисто-сланцевой формацией, в верхах флишеидной серией нижней юры - аалена, мощной известково-щелочной вулканогенной серией байоса, мощными карбонатными отложениями верхней юры и мела в Западной Абхазии, лагунно-континентальными отложениями верхней юры с изменчивой мощностью и карбонатными отложениями мела – в южной части зоны. В пределах этой зоны выделяются следующие подзоны: Подзона складчатой порфиритовой юры ( $\Gamma^1_5$ ), Амзаро-Мухурская краевых дислокаций ( $\Gamma^2_5$ ), а также Западно-Абхазская ( $\Gamma^3_5$ ) и Рачинская ( $\Gamma^4_5$ ) подзоны погружения.

Гагрско-Джавская зона до лейаса представляла собой северную краевую часть Закавказского массива (микроконтинента), вошедшую в состав геосинклинали (окраинного моря) Большого Кавказа в начале альпийского цикла.

По степени интенсивности складчатости Гагрско-Джавская зона отличается от более северных зон складчатой системы Большого Кавказа. Линейные складки Северной подзоны (подзоны порфиритовой юры), с округлыми сводами и с хорошо выраженной южной вергентностью, сжаты в меньшей степени, чем складки северных зон. Большинство из развитых здесь разрывных нарушений имеет значительную амплитуду. Причем наблюдаются нарушения с приподнятыми южными крыльями. В западной части зоны складки, выраженные в юрских отложениях, косо перекрываются выходами меловых и третичных пород Абхазско-Мегрельской региональной флексуры - части Амзаро-Мухурской подзоны краевых дислокаций ( $\Gamma^2_5$ ), в которой выделяются более или менее различающиеся по характеру сегменты (Келасурский, Восточно-Абхазский, Центральномегрельский, Рачинско-Лечхумский, Шида-Картлийский), особенности строения и развития которых обуславливаются блоково-мозаичным строением смежной с ними Грузинской глыбы. Западно-Абхазская подзона погружения ( $\Gamma^3_5$ ) Гагрско-Джавской складчатой зоны представляет собой западную и относительно погруженную ее часть, перекрывающуюся мощными карбонатными отложениями верхней юры и мела. С севера подзона антиклиналью Ацху-Кацирха (мел-палеогеновая кордильера) отделена от восточного окончания Новороссийско-Туапсинской зоны.

Рачинская подзона погружения ( $\Gamma^4_5$ ) сложена байосской вулканогенной серией, морской терригенной толщей келловея-оксфорда, рифогенными известняками лужитанатитона, меловыми и палеогеновыми карбонатно-терригенными толщами.

Новороссийско-Туапсинская (складчато-чешуйчатая) зона ( $I_6$ ) сложена мощными интенсивно дислоцированными флишевыми отложениями верхней юры, мела и нижнего палеогена. В пределах Грузии эта зона представлена небольшим фрагментом верхнеюрско-меловых флишеидных образований.

## **II. Закавказская межгорная область**

Закавказская межгорная область представляет собой северную часть области байкальско-герцинской консолидации. Она охватывает в основном межгорную депрессию

между Большим и Малым Кавказом, в приподнятой части которой обнажается ее кристаллический субстрат - Дзирульский выступ. В западном направлении она продолжается в пределы Черного моря, а в восточном - в Куринскую депрессию. Имеющиеся в кристаллическом субстрате Грузинской глыбы разломы разного направления расчленяют ее на более мелкие блоки, обуславливая мозаичность строения.

Межгорная область подразделяется на Западную и Восточную зоны погружения и Центральную зону воздымания.

Западная зона погружения (Рионская межгорная впадина) ( $\Pi_1$ ), за исключением северной периферии, сложена преимущественно четвертичными и неогеновыми молассаами, перекрывающими мелководные слабодислоцированные карбонатные отложения мела и нижнего палеогена. Для этой зоны характерно наличие типичных покровых складок - асимметричных брахиантиклиналей, разделенных широкими и плоскими синклиналями.

Западная зона погружения подразделяется на Гудаутский (1), Самурзаканский (2), Очамчирско-Кулевский (3), Одишский (4) и Абашский (5) блоки.

Центральная зона воздымания ( $\Pi_2$ ) разделяет Западную и Восточную зоны погружения и расчленяется на Дзирульскую подзону (выступ доюрского кристаллического основания) ( $\Pi_2^1$ ) и Окрибско-Хреитскую подзону (складчатого мезозойско-кайнозойского чехла) ( $\Pi_2^2$ ). Дзирульский выступ обладает ярко выраженным двухъярусным строением: он состоит из древнего кристаллического основания, обнажающегося в Дзирульском массиве, и трансгрессивно перекрывающего его осадочного чехла. Строение субстрата Дзирульского выступа дает возможность судить об особенностях древнего доюрского складчатого фундамента. Фундамент сложен докембрийскими: гнейсово-мигматитовым комплексом, метабазитами трех генераций и кварцево-диоритовыми гнейсами; кембрийскими (?) метабазитами четвертой генерации; позднебайкальскими массивными "кварцевыми диоритами", позднегерцинскими гранитогнейсами и гранитами, а также верхнепалеозойскими вулканогенно-осадочными образованиями риолитового состава. Среди позднегерцинских гранитов Дзирульского массива, в Чорчано-Уцлевской полосе, сохранился небольшой выход пород офиолитовой ассоциации докембрийско-палеозойского (?) возраста. Здесь тектонически совмещены: совершенно различные по характеру чешуи - фрагменты верхней мантии (серпентиниты), океанской коры (габброиды, амфиболиты), а также разновозрастные пластины осадочных пород (кристаллические сланцы, филлиты) древнего континентального склона. По новым данным метабазиты этой полосы относятся к базальтам N-MORB и T-MORB и имеют докембрийский возраст. Весь метаофиолитовый комплекс, совместно с метаморфическими сланцами, был шарьирован в саурскую фазу складчатости (видимо в турне), а затем прорван судетскими микроклиновыми гранитами.

На размытой поверхности кристаллического фундамента залегают мелководные терригенные и карбонатные отложения, а также континентальные вулканогенные образования мела и песчано-глинистые отложения олигоцена и неогена, образующие осадочный чехол.

В пределах Дзирульской подзоны устанавливаются доюрские, домеловые и постмеловые структуры. Разновозрастные разрывные нарушения и связанные с ними глыбовые подвижки в значительной степени осложнили тектонику Дзирульского поднятия, придав ему блоковый характер.

Окрибско-Хреитская подзона (складчатого мезозойско-кайнозойского чехла) ( $\Pi_2^2$ ) представляет собой тектоническую единицу, сложенную мощными вулканогенными образованиями байоса, континентальными угленосными осадками бата, пестроцветной свитой верхней юры, мелководными карбонатными отложениями мела и нижнего

палеогена, терригенными образованиями олигоцена-неогена. Данная зона также подразделяется на более мелкие блоки: Асхский (1), Окрибский (2), Шаорский (3) и Хреитский (4).

Восточная зона погружения (Верхнекуринская межгорная впадина) ( $\Pi_3$ ) почти целиком слагается мощными молассами олигоцена-миоплиоцена – продуктами денудации складчатых сооружений Большого Кавказа и Аджаро-Триалетии. Под молассами в северной части зоны развиты осадки мела, верхней юры и порфиритовой серии байоса, а в южной части – маломощные отложения мела и, в некоторых местах, палеогена. Эта зона, в свою очередь, подразделяется на Картлийскую молассовую подзону ( $\Pi_3^1$ ), в пределах которой выделяются Мухранско-Тирифонский (1) и Базалетский (2) блоки и Гарекхетинскую подзону (сорванных молассовых покровов) ( $\Pi_3^2$ ), относимую ранее к восточной зоне погружения Грузинской глыбы или Среднекуринской межгорной впадине. В пределах этой подзоны большей частью молассовый чехол сорван и тектонически перемещен к югу по пластичной майкопской серии олигоцена.

Разрезы скважин, приведенные на рисунке № начинаются с разных стратиграфических уровней и литологического состава. Ниже по разрезам скважин такая тенденция повторяется не редко. Это говорит о том, что территория, охваченная скважинами, сформирована процессами седиментации, тектоники и пенеппенизации неравномерно и сложно.

Все скважины начинаются с современных образований только различного гранулометрического состава и мощности. Ниже этих отложений, самый молодой стратиграфический горизонт представлен акчагыл-апшероном (ak-ap), имеющим широкое распространение в Алазанской депрессии с мощностью 0,3-2,0 км и с изменчивым литологическим составом конгломератов, глин и песчаников. В депрессии эта формация именуется алазанской серией. В Южной Кахетии она распространена прерывисто с преобладанием грубообломочного состава и с сокращенной апшеронской частью отложений.

Основанием акчагыла является ширакская толща – чередование конгломератов, глин и песчаников, отличающаяся структурно-текстурным составом, возраста мио-плиоцена ( $N_2^3-N_3^1$ ). Она распространена широко в Ширакской степи и Тарибани с мощностью, превышающей 2,5 км, которая к западу и северо-западу сокращается до полного выклинивания. В Алазанской депрессии ее распространение подтверждается сейсморазведкой фрагментарно и то небольшой мощности.

С а р м а т ( $N_1^3$ ) в Кахетии является периодом интенсивных опусканий земной коры и затоплений, накоплений терригенных, редко карбонатных образований.

На территории Притбилиско-Южнокахетинского региона отложения сармата во всех приведенных скважинах (рис. ) представлены мощной толщей и довольно разнообразным фациальным составом, изменчивым по площади и в вертикальном разрезе.

В северо-западной части территории в скважинах отмеченный горизонт начинается чередованием глин, песчаных глин, песчаников и мелкогалечных конгломератов, образованных преимущественно в пресноводных условиях. Эти образования в Мухранско-Эрцойской депрессии именуется нацхорской свитой и датированы в е р х н и м с а р м а - т о м ( $S_3$ ).

В полосе Цив-Гомборского хребта размеры галек в конгломератах и роль последних в общем объеме горизонта верхнего сармата значительно увеличиваются. Общая мощность верхнего сармата достигает 1000-1200 м. На юг и юго-восток этот горизонт распространяется с переменной мощностью, но остается достаточно большим.

Верхняя граница отбивается по толстослоистому (5-6 м), плотному песчанику, выше которого располагаются глины эльдарской свиты. Нижнюю границу верхнего сармата

проводят немного ниже плотных (20-25) м, маркирующих пачек песчаников, где кончается среднесарматская фауна двухстворчатых.

Средний сармат ( $S_2$ ). Там, где имеется верхний сармат скважинами почти везде вскрывается средний сармат, представленный широко изменчивым фациальным составом глин, песчаников, известковистых песчаников, редко прослоек мелких конгломератов и еще реже мергелей и известняков. В объемном количестве значительно преобладают глины разных оттенков серого цвета, песчаники не плотные, тонкослоистые; редко отдельные слои достигают 0,5 м, мощность же пачек песчаников измеряется 2-3 м. Общая мощность среднего сармата колеблется в южной Кахетии в пределах 1,0-1,5 км.

Стратиграфический уровень устанавливается богатой фауной двухстворчатых, а в скважинах стратиграфический уровень определяется по литологическому различию пород.

Нижний сармат ( $S_3$ ) в Прииорской полосе занимает меньшую площадь, чем верхние его составляющие, представлен преимущественно глинами, порой, уплотненными до аргиллитизации. Среди них имеется прослой плотных известковистых песчаников небольшой мощности; в основном песчаники слабо сцементированы. Стратиграфическое расчленение осуществляется макро-микрофауной достаточно уверенно. Общая мощность нижнего сармата равна 300-500 м.

Средний миоцен от кровли конкского до подошвы тарханского ярусов представлен разным литофациальным составом и залегает в сложных тектонических условиях.

В рассматриваемом нами регионе образования среднего миоцена описаны на южном борту Южно-Кахетинского прогиба [Д. Булейшвили, В. Маркевич], где под сарматом прерывисто залегают конкские слои глин и песчаников со своеобразной фаунической характеристикой.

Ниже по разрезу указанные слои налегают в полном согласии со слоями другого литофациального состава, датируемыми караганским возрастом.

На участке Нацвал-Цкали и Удабно на смену этих слоев вниз с полным согласием идут пестроцветные глинисто-песчаные образования с преобладанием глин, в целом их мощность равна 300-400 м и датируются чокраком. Там же прерывисто можно наблюдать тонкий базальный конгломерат, после которого снизу прилегают слои чередующиеся глинами и песчаниками, заканчивающиеся мелкогалечным базальным конгломератом тарханского возраста.

Следовательно, средний миоцен на упомянутых участках начинается трансгрессивно. Максимум трансгрессия достигает в чокраке. Средний миоцен представлен относительно полным разрезом и его мощность составляет около 400-500 м.

В прогибе Южной Кахетии и на её северном борту существование среднего миоцена можно предполагать с упомянутым выше литофациальным составом, поскольку средний миоцен вскрыт только Накаральской скважиной, но его трансгрессия и мощность сейсморазведкой вполне подтверждаются. На Самгорском поднятии миоцен вообще отсутствует, но на северном его погружении в Норио-Сацхенинской полосе присутствие среднего миоцена с трансгрессивным залеганием известно давно [Г. Челидзе, 1951].

Майкопские глинисто-песчаные отложения в виде прерывистой полосы огибают Малхазовский выступ с юга-востока и севера, и слагают ядра складок выступа в районе Малхазовки, Патардзеули, Норио и тянутся по направлению к Мцхета. Начиная от с.Малхазовки, узкие полосы и пятна майкопских отложений залегают в ядрах Прииорских поднятий, вплоть до Чобандагского хребта. Далее на восток, в пределах Грузии отложения майкопской свиты не обнажаются. Зато в скважинах Дуздаг, Таздаляр по южному обрамлению Южнокахетинской впадины вскрыты упомянутые отложения мощностью несколько сот метров. В самой впадине скважины не доходят до этого горизонта. В

Вашлианской и расположенных западнее скважинах, майкопские отложения превышают по мощности один километр, значит во впадине мощность их должна быть не меньше этой величины. В Алазанской депрессии майкоп отсутствует. На Самгорской площади, по скважинам он имеет мощность ни чуть не меньше, чем в Южно-Кахетинской депрессии. Следовательно, майкопские отложения имеют относительно ограниченное распространение по мощности, и обладают нефтегазогенерирующими свойствами, что подтверждается данными скважин.

Майкопские отложения составляют субформацию олигоценовых песчано-глинистых образований и, видимо, в подошве этой субформации залегает нижний олигоцен небольшой мощности. Олигоцен такой мощности не может сыграть значительную роль в общем строении и в создании благоприятных структур для накопления углеводородов.

В тбилисских и самгорских скважинах ниже олигодена вскрыты отложения в е р х - н е г о э о ц е н а. Их характерные разрезы воочию можно наблюдать в окрестностях Тбилиси в обнажениях по обоим берегам р. Куры. В этих разрезах представлено два раздела верхнего эоцена: а) чередование тонкослоистых, битумизированных песчаников и сланцеватых с рыбьими чешуями глин навтлугской свиты нижнего эоцена мощностью 200-250 м б) грубозернистые толстослоистые песчаники и алевролиты-аргиллитовые глины мощностью до 2000 м. На восточном погружении Аджаро-Триалетской зоны, на площади Самгори, по всей вероятности, в основном, сохраняется этот формационный состав с уточнением реальных границ и мощностей: в скважине №4 она равна одному километру с лишним, в скважине Рустави 3 -700 м, Манави 3 -200 м, Накарала 4 -2000 м, Купараантхеви -700 м. Однако такое несистемное распределение мощностей не позволяет их прогнозирование на закрытых площадях.

С р е д н и й э о ц е н. Отложения этого яруса в исследованном нами районе перекрыты порой трансгрессивно верхним эоценом и более молодыми образованиями. Поблизости, в обнажениях, их можно наблюдать по правому притоку р.Куры, речки Дабаханки, где они сложены туфами, туфопесчаниками, туфобрекчиями, туфоконгломератами и другими вулканогенными породами трахибазальтового состава, именуемыми дабаханской свитой. Мощность этой свиты в обнаженной части 800-900 м.

Под крепостью Метехи в скалистом продольном разрезе наблюдаются глыбовые конгломераты, состоящие из вулканогенных и терригенно-карбонатных пород, названные свитой «запутанного напластования». Ее считают верхней частью дабаханской свиты. На погружениях, на площади Самгори-Патардзеули, в скважине №4 на глубине 2250 м вскрыта вулканогенно-осадочная формация, аналогичная дабаханской свите мощностью 600 м. К востоку мощность уменьшается, в Манавской скважине мощность вулканогенной формации среднего эоцена равна 400 м, далее на восток она должна быть еще меньше и у с.Качрети по аэромагнитным данным должна переходить в терригенную фацию.

Приведенный выше краткий обзор стратиграфии и схема распределения скважин с геологическими колонками Притбилиско-Кахетинского региона, можно полагать, достаточны для общей литолого-стратиграфической характеристики осадочного слоя по глубине. Однако они недостаточны для полноценной характеристики осадочного слоя до 10-14 км глубины, установленной сейсморазведкой. Нет сомнения, что в глубинном строении впадины Южной Кахетии принимают участие все ярусы палеогена [Сепашвили, 1976], распространенные по площади, вероятно, с изменчивой мощностью, но не более 1,0-1,5 км, и аналогичной фацией, что и на северном борту впадины - песчано-глинистой и аргилитово-карбонатной. По другим данным в составе палеоцена должны преобладать мергели и мергелистые известняки.

Юго-западнее и южнее линии, проходящей по направлению Анага-Дедоплисцкаро-Земо-Кеди на глубине должен присутствовать полный разрез мела, притом большая часть

верхнего мела должна быть представлена вулканогенами, аналогичными, Болнисскому району.

В глубине впадины можно ожидать разновидностей отложений юрского периода. В окрестности скважины Хирса и Дедоплискарро под алазанской серией пород мощностью 2,0-2,5 км, залегает плита рифогенных известняков верхней юры мощностью 1,2-1,8 км. Под ними, там же, в скважине Хирса вскрыта байосская порфириновая серия пород мощностью не меньше верхней юры. Ниже байоса предполагают нахождение песчано-сланцевой формации, аналогичной формации тонкослоистых глинисто-песчаных сланцев Южного склона Большого Кавказа.

Литолого-стратиграфическое расчленение осадочного слоя (этаж, подэтаж, ярус, подъярус или отдел) без малого отражается в аномалиях силы тяжести, но разделить и выделить такую последовательность невозможно. Поэтому осадочную толщу расчленяют группировано по признакам стратиграфической и петрофизической близости друг к другу. Таким образом, осадочную толщу Притбилисского и Кахетинского районов можно представить разделенной по стратиграфическому подразделению и петроплотностной характеристике.

Петроплотностная характеристика Южно-Кахетинской впадины  
таблица №

Петроплотн. струк. этаж	Стратиграфич. комплекс	№ по порядку	Стратиграфическое подразделение	Средняя мощность м	Плотность г / см <sup>3</sup>	Средне взвешен. плотность г / см <sup>3</sup>	
Верхний петроплотностной структурн. этаж	Молаассовый комплекс	1	Современные образования	50	1,1-2,0		
		2	Акчагыл-апшерон	500	2,2-2,35		
		3	Меотис-понт (ширакская свита)	1000	2,35-2,45		
		4	Сармат неразделенный	2500	2,40-2,45		
		5	Средний миоцен	200	2,35		
		6	Олигоцен (майкоп)	2000	2,25-2,30		
			Итого	6250		2,35	
Сред. петроплотн. струк. этаж	Верх. ярус ср э	Палеогеновый комплекс	7	Верхний эоцен	800	2,40-2,47	
			8	Средний эоцен	500	2,45-2,52	
			9	Нижний эоцен	1200	2,35	
			10	Палеоцен	400	2,55	
				Итого	2900		2,43
Сред. петроплотн. струк. этаж	Ниж. ярус	Мезозойский комплекс	11	Верхний мел	800	2,56	
			12	Нижний мел	1000	2,60	
			13	Верхняя юра	500	2,53	
			14	Средняя юра	1500	2,59	
			15	Нижняя юра	1000	2,65	2,60
				Итого	4800		
Нижн. петроплотн. этаж	Нижне палеоз. докембрий	16	Палеозой		2,75-2,80	2,77	

Петроплотностная характеристика восточной части Алазанской депрессии  
(по скважине Хирса-1)

таблица №

Петроплотн. струк. этаж	Стратиграфич. комплекс	№ по порядку	Стратиграфическое подразделение	Средняя мощность м	Плотность г / см <sup>3</sup>	Средне взвешен. плотность г / см <sup>3</sup>

Верхний	Молассовый комплекс	1	Современные образования	50-100	1,1-2,0	
		2	Акчагыл-апшерон	2000	2,2-2,35	
		3	Меотис-понт(ширакская свита)	200-300	2,35-2,45	
		4	Сармат неразделенный	150-200	2,40-2,45	
Итого				2500		2,28
Ниж. ярус. ср. ст. эт	Мезозой	5	Верхний мел	300	2,58	
		6	Верхняя юра	1200-1750	2,73	
		7	Средняя юра	1500	2,62	
		8	Нижняя юра	1000	2,67	
			Итого	4275		2,67
Ниж. петро плот. этаж	нижне-палеоз. докемб.	9	Палеозой		2,75-2,80	2,77

Петроплотностная характеристика западной части Алазанской депрессии (по площади скважин Телави и Шуагора.)

таблица №

Петро плотн. этаж	Стратиграфич. комплекс	№ по порядку	Стратиграфическое подразделение	Средняя мощность м	Плотность г / см <sup>3</sup>	Средне взвешен. плотность г / см <sup>3</sup>
Верхн. петроплот. этаж	Молассовый комплекс	1	Современные образования	50-80	1,1-2,0	
		2	Алазанская серия (акчагыл-апшерон)	400-500	2,2-2,35	
		3	Сармат	300	2,42	
			Итого			2,31
Средний петро плот. этаж.	Мезозойский	4	Верхний мел(кампан-маастрихт)	1400	2,50	
		5	Верхний мел (повторение)	1100	2,53	
		6	Нижний мел	900	2,56	
		7	Средняя и верх. юра	700	2,60	
		8	Нижняя юра	1000	2,65	
			Итого	5100		2,57
Ниж. плот. этаж	Палеозойский	9	Палеозой		2,75	2,75

Что касается морфологии структур глубинных горизонтов, доступных по геологическим представлениям, здесь можно отметить следующее.

Притбилисский и Южно-Кахетинский районы по П. Ренгартену относятся к слабоскладчатой тектонической зоне [Геология СССР т.IX, 1940]. В этом определении, вероятно, подразумевается градация по интенсивности относительно складчатости Южного склона. Однако тектоника здесь не простая. Имеется в виду сочленение на глубине восточного окончания (до Качретского меридиана) Аджара-Триалетской зоны и Гареклахетинской впадины с глубоко опущенным (до 10-14 км) фундаментом и «аккреционным» положением по отношению к Жинвальско-Гомборской подзоне, характеризующейся ее глубокой паравтохтонной и аллохтонной тектоникой [П.Гамкрелидзе, И.Гамкрелидзе, 1977]. Действительно трудно считать слабо

дислоцированными Азамбургский тектонический узел, Прийорское поднятие и Чобандагский хребет

Представленная на рисунке № схема является изображением структуры компиляции изоглубин среднего эоцена по сейсмическим данным и осей антиклиналей и синклиналей, наблюдаемых в обнажениях. Составление такой карты возможно некорректно, поскольку изоглубины отражают структуру среднего структурного этажа, а оси складок верхнего. Тем не менее, она для нас является априорной при анализе, который будет выполнен позже в соответствующей главе, аналогичной ей карты, полученной нами в результате интерпретации АГП.

К восточной зоне погружения Закавказской межгорной области относится также Алазанская наложенная молассовая подзона ( $\Pi^3$ ), представляющая собой погруженную, видимо по разломам, часть Местийско-Тианетской зоны, выполненную верхнеплиоценовыми и четвертичными молассаами.

### **III. Складчатая система Малого Кавказа (Антикавказиони)**

Складчатая (складчато-надвиговая) система Малого Кавказа представляет собой гетерогенное сооружение, состоящее из разнохарактерных тектонических единиц, имеющих в основном альпийский возраст.

В ее состав входят: Аджаро-Триалетская (складчато-антиклинорная) зона ( $\Pi_1$ ), Артвинско-Болнисская зона (глыба) ( $\Pi_2$ ) и Локско-Карабахская (слабо складчатая) зона ( $\Pi_3$ ).

Аджаро-Триалетская складчато-антиклинорная зона ( $\Pi_1$ ) представляет собой четко очерченную структурно-морфологическую единицу Малого Кавказа, вытянутую в широтном направлении между юго-восточным побережьем Черного моря и долиной р.Иори. В современной структуре Аджаро-Триалетская складчатая зона представляет собой в целом антиклинорное сооружение с довольно разнообразной морфологией образующих его структур. В последнее время на северной периферии западной части этой зоны установлено развитие тектонического покрова. Намечаемые в пределах зоны продольные разломы глубокого заложения позволяют подразделить ее на приподнятую Центральную (Осевую) ( $\Pi^3_1$ ) и относительно опущенные Северную ( $\Pi^2_1$ ) и Южную ( $\Pi^4_1$ ) подзоны, а также своеобразную Гурийскую ( $\Pi^1_1$ ) подзону (предгорный прогиб). В пределах Южной подзоны могут быть выделены – Аджарисцкальский (1), Ахалцихский (2) и Аспиндза-Тбилисский (3) секторы.

Наиболее характерными чертами Аджаро-Триалетской зоны являются: заложение с альбского времени по разломам на кристаллическом фундаменте, кратковременное развитие (в основном в течение позднего мел-палеогена), широкое распространение субщелочных и щелочных вулканических ассоциаций, значительное увеличение мощности вулканогенно-осадочного слоя в сторону Черного моря, складчато-глыбовое строение с существованием срединного блокового поднятия и широким развитием продольных и поперечных разломов глубокого заложения, некомпенсированное воздымание на орогенном этапе (отсутствие "корней гор") с постепенным утонением земной коры в сторону Черного моря.

Артвинско-Болнисская зона (глыба) ( $\Pi_2$ ) включает на западе, в бассейне р.Чорохи, Артвинский массив, значительную часть Арсианского хребта, Ардаганский район (все в пределах Турции), Ахалкалакское нагорье, Абул-Самсарский и Джавахетский (Кечутский) хребты, Храмский массив и весь район, расположенный к югу, вплоть до Локского массива. Глыбу можно разделить на две резко различные по геологическому строению подзоны – Джавахетскую на западе и Болнисскую на востоке.

Джавахетская подзона ( $\text{III}_2^1$ ) (лавовое нагорье) сложена континентальными миоплиоценовыми и четвертичными пирокластическими образованиями и лавовыми покровами андезит-дацитов, базальтов и долеритов, перекрывающими палеогеновые, меловые и более древние осадки, которые продолжают сюда из соседних зон, в основном из Болнисской. Этот вулканогенный комплекс слабо дислоцирован, образуя очень пологие складки. Структура более древних образований неясна. Можно предполагать, что субстрат имеет такое же строение, как и в Болнисской зоне, с той разницей, что здесь он, по-видимому, в большей степени нарушен глубинными разломами, обуславливающими интенсивную вулканическую активность в неогене и четвертичном периоде. Общепризнано наличие меридиональных разломов, проходящих вдоль Абул-Самсарского и Джавахетского хребтов. Этими глубинными разломами Джавахетская зона расчленяется на Вардзийский (1), Ахалкалакский (2), Самсарский (3) и Джуджианский (4) блоки.

Болнисская зона (слабоскладчатого осадочного чехла) ( $\text{III}_2^2$ ) включает Храмский массив, слагающийся докембрийскими (?) кристаллическими породами, позднегерцинскими гранитами и верхнепалеозойскими вулканогенно-осадочными образованиями, и территорию, располагающуюся к югу от него, вплоть до Локского массива, сложенную в основном верхнемеловыми и эоценовыми мощными вулканогенными образованиями.

В Болнисской зоне выделяются две крупные структуры - горстообразное поднятие Храмского кристаллического массива (1) и широкая пологая синклиналь, осложненная многочисленными второстепенными складками разного направления. Наряду с Храмским, в пределах этой зоны выделяются Тетрицкаройско-Асуретский (2), Маднеульско-Поладаурский (3) и Марнеульский (4) блоки.

Локско-Карабахская (слабоскладчатая) зона ( $\text{III}_3$ ) в пределы Грузии входит лишь своей крайней северной частью. Эта зона сложена главным образом отложениями юрского возраста, представленными в основном дифференцированными вулканогенными толщами. Меньшее распространение в зоне имеют вулканогенные терригенно-карбонатные породы мела и в основном терригенные отложения палеогена и миоплиоцена. Наиболее характерной чертой тектоники этой зоны является кулисообразное расположение слагающих ее складчатых структур и ундуляция зоны по пространю. В пределах этой зоны на территории Грузии выделяются Локская подзона ( $\text{III}_3^1$ ) (выступ доюрского кристаллического основания) и Гектапинская подзона ( $\text{III}_3^2$ ). Локский выступ сложен автохтонными позднедевонскими (бретонскими?) гнейсовидными кварцевыми диоритами и шарьированными на них в саурскую фазу складчатости аллохтонными пластинами нижне?-среднепалеозойских метаморфитов, тектонического меланжа и докембрийских (?) метабазитов офиолитового комплекса, а также секущими все эти породы позднегерцинскими (судейскими) гранитами. Осадочный чехол составляют терригенные и осадочно-вулканогенные отложения средней и верхней юры, верхнемеловые и среднеэоценовые вулканогенно-осадочные образования. В структурном отношении Локский массив представляет крупную асимметричную антиклиналь широтного простирания.

Гектапинская подзона перекрыта миоплиоценовыми и континентальными четвертичными вулканогенными образованиями, в связи с чем ее тектоническая природа остается неясной.

## Глава.2 Обзор изученности территории Грузии геофизическими методами

### 2.1 Гравиразведка

Степень геофизической изученности определяется имеющейся информацией, полученной в результате полной реализации тех или иных геофизических методов, и ограничивается теми техническими возможностями, которые имеются на момент их выполнения. Следовательно, изученность определяется с учетом уровня развития геофизических методов на данном рассматриваемом этапе. Изученность является историческим процессом, меняющимся в зависимости от развития техники, методики и конъюнктуры данной информации - научно-прикладного спроса [С. Гонгадзе и Н. Гамкрелидзе, 2005].

Поскольку в нашу задачу входит анализ электронной версии гравиметрических карт Грузии, составленных нами по материалам работ, выполненных с 50-ых годов прошлого века по настоящее время, представляет интерес обзор истории изучения территории методом гравиразведки.

Началом изучения территории методом гравиразведки, вероятно, можно считать рубеж, когда в 1829-1832 гг. в Тифлисе (Тбилиси) Парротом впервые были выполнены измерения силы тяжести маятниковым прибором. В последующий период до 30-ых годов прошлого века, через большие перерывы, в Тбилиси и в некоторых пунктах Грузии специалистами топо-геодезической службы России выполнялись измерения силы тяжести различными маятниковыми приборами (И.Стебницкий и П. Кульберг 1876-1881 гг. определили абсолютные значения силы тяжести обратным маятником Репсольда в нескольких пунктах Кавказа, в том числе в Тбилиси). Ими же в конце своей работы в Тбилисской обсерватории создан маятниковый пункт, служащий опорным в 1900-1909 гг. для относительных измерений на Кавказе. Гравиметрическую увязку Тбилисского пункта Центральной сейсмической станции с Потсдамским пунктом, осуществил Геккер в 1901г., а пункт Гульберга был увязан Веткиным с Пулковским в 1903 г. В 1907-1908гг. Н. Павлов и в 1909-1911гг. П. Корзун опираясь на Тбилисский пункт, произвели многочисленные определения силы тяжести: первый из них - в Гори, Хашури, Ахалцихе, Ахалкалаки, а второй - в Душети, Пасанаури, Сигнахи, Телави и др. При Тбилисской физической (магнитно-сейсмологической) обсерватории был создан опорный пункт ускорения силы тяжести, который долгое время функционировал на Кавказе. Эти измерения, как и измерения других геофизических полей (Тбилисская магнитная обсерватория была образована в 1844г., а сейсмологическая в 1883г.), имели большое значения в исследованиях структуры полей планетарного характера. Этот этап можно назвать «прелюдией» создания геофизической науки на Кавказе. С конца 20-ых (в единственном случае), в основном, с 30-ых и до 50-ых годов с большим энтузиазмом происходит опробование методов геофизической разведки в различных геологических условиях, с целью изучения геологического строения территории, разведки и выявления месторождений полезных ископаемых.

В этой связи следует отметить большую роль работ по программам общей гравиметрической и Генеральной магнитной съемок, проведенных в 1931-1934гг. в странах СССР (в этих годах здесь работали В. Федьинский и Л. В. Петров, ими были определены гравиметрические пункты в Малых Шираках, Дедоплис-цкаро, Цнори и с.Свободном). В 1933-1934гг. П. Леушин провел аналогичные работы в Южной Грузии, Алазанской депрессии, Западной Грузии, всего в 36 пунктах. М. З. Абакелия и Д. Буланже в 1935-1936гг. попытались маятниковыми приборами определить вариационное изменение векового хода по двум пересечениям Большого Кавказского хребта. Кроме того, за период

1931-1936 гг. исполнителями полевых работ Тбилисский пункт несколько раз был привязан к гравиметрическим пунктам России высшего класса. Н. Парийский в конце сороковых годов, на основе неоднократных определений абсолютного значения силы тяжести и увязки с различными пунктами высшего класса, вычислил для Тбилисского пункта со всеми поправками абсолютное значение силы тяжести, долгое время служившее исходным опорным пунктом на Кавказе. В результате всех маятниковых определений гравитационного поля на территории Грузии выполнены измерения в 136 пунктах, а магнитных в виде квадратной сети через 20 км. Результаты в виде монографии были обобщены по гравиметрии А. Архангельским и соавторами [1936], по магнитным работам М. Нодиа [1939]. Эти работы долгое время были основаниями дальнейшего развития более крупномасштабных съемок. Отмеченные монографии до сих пор не утратили свою научную ценность.

В отмеченный период (с 1930 до 1950 гг.) в научных центрах мира происходит развитие и перевооружение коренным образом методики и техники геофизических исследований, имевшие также, хотя и косвенное, но большое значение для их развития в Грузии. Это был период подготовки развития прикладной геофизики и его можно считать также началом технико-методической перестройки в геофизике. Этот этап в литературе освещён хорошо и здесь, вероятно, можно ограничиться выше сказанным.

С 50-ых годов начинаются планомерные геофизические, в т.ч., гравиметрические, исследования всей страны с новой технической оснащённостью (правда, еще не совсем совершенной) с целью установления общего глубинного геологического строения и выявления полезных ископаемых. В середине 60-ых годов обстановка в аппаратурном отношении меняется; появились гравиметры типа ГАК-4 и ГНУК более высокого класса по чувствительности и пониженному дрейфу шкалы, что позволило выполнять работы более высокого качества. Эти результаты измерений гравитационного поля, работ указанного периода являются исходным материалом для составления нами гравиметрических карт Грузии. Ниже приводится техническая характеристика их в виде таблицы (таб.№1). Там же указаны перечень работ использованных при составлении банка данных гравиметрии, считавшихся некондиционными.

На основании таблицы №1 составлены картограммы изучения и изученности территории методом гравиразведки; понадобились две картограммы, ибо в эти термины вкладываются разные понятия. Под изучением подразумевается перечень работ в порядке выполнения по времени с определением площадей их проведения и с этой точки зрения это историческое понятие. Под изученностью понимается результативность по информативности в соответствии с технико-методическими достижениями, существующими в момент их определения (оценки). Она, также отчасти - историческое понятие и меняется в зависимости от технико-методического развития метода и поставленных перед ним геолого-геофизических задач. Изученность территории гравиметрическим методом довольно удовлетворительная для решения поставленных задач, на основании чего составлена картограмма (рис. 2).

Достижениями гравиметрических исследований территории с точки зрения картосоставительских работ являются:

1. Гравиметрическая карта Кавказа аномалии Буге  $2,67 \text{ г/см}^3$  масштаба 1:1000000 (авторы: Б. Балавадзе, К. Картвелишвили, П. Миндели и др.).

2. Гравиметрическая карта - комплект (аномалии Буге 2,3 и  $2,67 \text{ г/см}^3$ , в свободном воздухе и высоты пунктов с поправками за рельеф) СССР по листам м-ба 1:200000 территории Грузии (авторы: Г. Турманидзе, Н. Гамкрелидзе и В. Глинский).

Во всех работах, приведенных в таблице №1 имеются элементы качественной интерпретации полученного материала на участках, касающиеся, в основном,

структурного строения исследуемой площади, носящие сугубо предположительный и предварительный характер и требующие более глубокого анализа, математического моделирования и обобщения. В этом направлении выполнен ряд монографий и статейные публикации по интерпретации данных гравиметрии. Их относительно много, но в сточки зрения нашего обзора, их можно разделить на две части.

Одна часть составляет основную «канву» о глубинном строении территории Грузии и нередко целого Кавказа [Б. Балавадзе, Г. Шенгелая, П. Миндели, 1998]. Другая часть работ имеет сугубо теоретический характер [М.Алексидзе, 1976; К.Картвелишвили, 1988; В. Абашидзе, 1999 и др.]. Эта часть несколько удалена от нашей тематики, и ей здесь уделено мало внимания.

Среди первой категории работ основополагающей является монография академика Б.Балавадзе - «Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии» 1957г., в которой теоретические и практические вопросы рассматриваются в аспекте сложных оро рельефных и геолого-гефизических условий региона и выработан оригинальный метод интерпретации.

В этой работе земная кора представляется, состоящей из трех слоев (среды) - осадочного, «гранитного» и «базальтового». Суммарный гравитационный эффект, обусловленный ими в региональном плане должен соответствовать наблюдаемому значению аномалии Буге в полутопографической редукции.

Решение обратной задачи наблюдаемого поля силы тяжести заключается в дифференциальном разложении гравитационного эффекта по трем выше отмеченным составляющим частям модели земной коры. Оно осуществляется методом подбора с применением составленной автором зависимости плотностного эффекта и глубины залегания гравитирующего горизонта, а также палетки Гамбурцева.

На практике этот метод опробован автором монографии на семи профилях, проходящих в различных пересечениях территории Грузии и Северного Кавказа. В итоге пересечены пять различных геотектонических зон: Скифская молодая платформа, зоны Главного кавказского хребта, Южного склона Большого Кавказа, Рионско-Куринского межгорного прогиба, Аджаро-Триалетская зона и Артвино-Болниская глыба.

В результате по всем этим профилям установлены глубины залегания основных коровых горизонтов и подошвы коры. Эти данные систематизированы нами в таблице

Таб. №2

№	Наименование тектонических. единиц	Средн. мощ. коры км	Мощность			Отношение. базальтового к гранитному
			Осадочный	Гранитный	Базальтовый	
			% по отнош. мощн. коры	% по отнош. мощн. коры	% по отнош. мощн. коры	
1	Скифская молодая плита (Северокавказ. предгорный прогиб)	48,5	$\frac{5,5}{12}$	$\frac{17,5}{37}$	$\frac{25,5}{53}$	1,44
2	Зона Главного хребта	61	-	$\frac{31}{50}$	$\frac{30,25}{50}$	1,0
3	Рионско-Куринский межгорный прогиб	47,5	$\frac{6,6}{10}$	$\frac{15,85}{33}$	$\frac{24,86}{52}$	1,57
4	Аджаро-Триалетская зона	47	$\frac{4,5}{10}$	$\frac{17,5}{37}$	$\frac{24,5}{52}$	1,4
5	Артвино-Болниская зона	49	$\frac{5,5}{11}$	$\frac{19}{39}$	$\frac{24,3}{50}$	1,30

Приведенная таблица № 2, при всей возможной неточности определения параметров (при составлении монографии исходные данные  $\Delta g$  и параметры слоев коры, заимствованные из других работ, были, возможно, определены неточно), содержит определенную информацию о развитии земной коры в приведенных тектонических единицах и закономерности взаимосвязи внутри коровых слоев.

В первую очередь надо отметить, что наибольшая мощность равная 61 км, установлена в самой высокогорной Эльбрус-Шхара-Казбекской области Главного хребта. На восточном погружении хребта мощность коры постепенно уменьшается и на западе начиная с Сухумского меридиана процесс протекает более интенсивно. Следовательно, если говорить о наличии «корней» гор, то их можно рассматривать в пределах Эльбруско-Казбекской области.

В отношении мощности коры сходство проявляют все остальные зоны таблицы, но все же наиболее близкими являются Северокавказская зона, предгорный прогиб Скифской плиты и Артвино-Болнисская зона, что можно объяснить случайным совпадением. Однако следует принять во внимание также «жесткость» глыбового характера и древность происхождения. Рионско-Куринская межгорная область и Аджаро-Триалетская зона схожи по мощности коры и ни одна из них по-видимому не имеет «корней».

Вместе с определенным сходством между зонами таблицы №2 имеется и различие, проявляющиеся во внутрикоровом строении. Например, как видно из таблицы соотношение их основных слоев (среды по Балавадзе), различное. Мощность базальтового слоя тектонических зон, за исключением Главного хребта, по сравнению с гранитным больше; разница компенсируется осадочным слоем.

В последующие годы работы были продолжены в пределах всего Кавказа, от Черного моря до Каспийского моря включительно, с уточнением предыдущих исследований. Результаты интерпретации показали, что на территории акватории Каспийского моря мощность осадочного слоя меняется в пределах 0-22 км; поверхность базальтового слоя лежит на глубине 15-25 км, а поверхность Мохоровичича на 35-55 км. Вместе с тем детально изучена морфология кристаллического фундамента в межгорной депрессии Закавказья, выделено несколько крупных разломов, плоскостей вертикальных перемещении глубинных блоков земной коры. В конце 60-ых годов большое внимание было уделено изучению земной коры акватории Черного моря геофизическими методами. В результате этих работ с учетом сейсморазведки, сейсмологии и магниторазведки было показано, что мощность осадочного слоя под Черноморским бассейном меняется от 4-8 км вдоль береговой полосы, до 12-14 км в центральной части моря; гранитный слой характеризуется мощностью 12-15 км в зоне побережья, а в центральной части – выклинивается; базальтовый слой на этом месте ведет себя по-другому: в береговой полосе определяется мощностью 18 км, а в центральной части 12-15 км. [Б. К. Балавадзе, Г. Ш. Шенгелая, П. Ш. Миндели, ].

Теоретические исследования гравитационного поля далеки от нашей тематики, но нельзя не упомянуть одну работу, касающуюся разделения суммарного гравитационного эффекта на региональную и локальную части. С этой целью в Институте геофизики АН Грузии проведены исследования, касающиеся вопросов трансформации потенциальных полей. Было разработано три оригинальных метода аналитического продолжения потенциальных полей в верхнее полупространство [М. Алексидзе, К. Картвелишвили]. В результате реализации этих разработок произведена трансформация гравитационного поля всего Кавказа, Крыма, Черного и Каспийского морей на различных уровнях до 300 км высоты. Пересчеты гравитационного поля позволили произвести глубинное тектоническое районирование, разделение литосферы на две части - нижний и верхний этажи и прочее [Б. Балавадзе, Г. Шенгелая, П. Миндели].

## **2.2. Магниторазведка**

Придерживаясь определения термина "изученность", из работы [С. Гонгадзе и Н.Гамкрелидзе, 2005], подробно анализирующей полуторовековую историю изучения геомагнитного поля территории Грузии, ограничимся приведением из этой работы только двух картограмм, отражающих изученность территории Грузии и Черноморского сектора аэромагнитным и гидромагнитным методами. На этих картограммах (рис. ) достаточно подробно отображен характер технического и методического исполнения съемки той или иной площади, т.е. показано какова изученность территории методом магниторазведки на сегодняшний день. Из картограммы видно, что аэромагнитные съемки выполнены на трех различных высотах и несут большую и различную информационную нагрузку о самом геомагнитном поле и о геологической среде, его образующей.

Аэромагнитная изученность, представленная на картограммах является результатом многолетних (1960-1988 гг.) периодических работ различных местных, московских и ленинградских геологических и геофизических организаций.

Что касается наземных магнитных исследований, они выполнены слишком фрагментарно, с сугубо поисковой целью и не могут дать полного представления о закономерностях формирования самого поля в целом и по существу строения геологической среды.

## **2.3. Сейсморазведка**

Методами сейсморазведки территория Грузии, в связи с резко изрезанным горным рельефом, создающим в большей своей части неблагоприятные сейсмогеологические условия, изучена только в Рионско-Куринской равнинной межгорной части и то весьма неравномерно. Масштаб и кондиция изученности этой части территории обусловлены неоднородностью выбора перспективных на нефть и газ площадей для постановки работ данным методом и наличием населенных пунктов и сельскохозяйственных угодий, препятствующих прохождению тяжелой сейсмической техники. Тем не менее, структурное и глубинное построения межгорной депрессии, выполненные методами сейсморазведки, считаются удовлетворительными. Картограмма изученности территории методами сейсморазведки, приведенная на рисунке , даёт общее представление, достаточное в данном случае, о состоянии работ по рассматриваемому вопросу.

Однако поскольку мы должны коснуться интерпретации гравиметрических данных некоторых площадей Восточной Грузии и сопоставить ее результаты с данными других геофизических, и в первую очередь сейсмических исследований, следует остановиться немного подробнее на изученности этой части территории - Притбилисского и Кахетинского районов. Здесь степень изученности методами сейсмометрии приближается к уровню современных требований (рис. ). Изучение территории традиционным методом отраженных волн, выполнявшимся выборочно по площади в период с 1950 по 1967 гг., и недостаточно целеустремленно, закончилось по окончании указанного периода. В результате этих исследований по условным сейсмическим горизонтам установлена вероятная морфология основных структур, наблюдаемых на поверхности и по данным бурения на глубине.

На этом фоне изученности, в производственную практику на территории Восточной Грузии внедряется метод общей глубинной точки (МОГТ). Этим методом территория изучалась до 90-ых годов планомерно, более целенаправленно и эффективно, что нельзя сказать о применении метода в последующие годы.

Степень изученности Притбилисского и Гарекхетинского районов методом ОГТ в большей части соответствует требованиям масштаба 1: 50000, прослежены 3-4 условных

сейсмических горизонта в неогеновых и в верхнепалеогеновых образованиях до глубины 4-5 км. С глубиной количество выделяемых отражающих горизонтов уменьшается, и информативность ухудшается. О меловых горизонтах, залегающих на глубине 7 км и ниже, полезных сигналов почти не поступает.

Совершенно другую картину изученности МОГТ мы имеем в Алазанской депрессии. До Гурджаанского меридиана с запада на временных разрезах ОГТ выделяются нечеткие синфазные колебания с небольших глубин, неопределенной стратиграфической принадлежности и структурной формы. Построение границы раздела неоднородности по этим отраженным волнам затруднительно. Со средних и больших глубин полезных сигналов нет или они заглушены помехами.

Восточнее указанного выше меридиана на временных разрезах ОГТ в интервале времени 0,3-2,0 с поступают отражения, фаза за фазой, непрерывно. Далее до 2,6-2,8 с фиксируются волны особой бугристой конфигурации синфазных осей с высокой пластовой скоростью. Из-под этого горизонта сигналы отраженных волн поступают трудно. Вероятно, высокоскоростной, мощный (1,5-1,8 км) сейсмический горизонт экранирует образующиеся под ним волны.

Цив-Гомборский хребет профилями ОГТ пересечен редкой сетью. На временных разрезах этих профилей поучен материал хорошего качества, позволяющий получать сейсмическую стратиграфию геологического разреза.

Притбилисский район и Кахетия корреляционным методом преломленных волн (КМПВ) исследованы редкой сетью сейсмопрофилирования, в связи с ограниченной проходимость тяжелой сейсмической техники. Полученный на этих профилях материал неоднороден по качеству. На этих профилях более полно и уверенно сейсмические горизонты прослеживаются в верхней и нижней частях разрезов. Фундамент осадочного слоя прослеживается относительно уверенно и требует уточнения стратиграфического уровня и распространения по площади.

#### **2.4. Геоэлектроразведка**

Территория Гарекхети методами теллурических токов и электромагнитного зондирования исследована в мелком масштабе. Она характеризуется благоприятными геоэлектрическими условиями и получены материалы соответствующего качества. Однако их интерпретация сложна и результаты из-за большого статистического разброса остаются неуверенно увязанными с геологией.

### **Глава.3 Методика составления банка гравиметровых данных и гравиметрической карты территории Грузии**

Компьютерный банк данных гравиметрии территории - основа основ любых работ, как научно-исследовательских, так и прикладного характера в области интерпретации аномального гравитационного поля с целью решения вопросов высшей геодезии, поисково-разведочных и глубинного строения Земли.

Создание такого банка данных необходимо. Необходимо так же его сохранение и защита от утечки, как особо важной информации государственного значения.

Компьютерный банк данных гравиметрии может помочь в мониторинге разрушительных экстремальных природных процессов, происходящих в земной коре, а также в изученности территории данным методом.

Наконец, банк данных позволяет составить более качественные карты и, при том, различного варианта аномалии Буге и в свободном воздухе (Фая) любого участка территории в любом масштабе в соответствии с его изученностью (кондицией).

Отмеченный выше материал не представляет сам по себе интерес, если ему не придать предметную геологическую форму аномалиеобразующих тел.

Территория Грузии изобилует аномалиями гравитационного поля различной конфигурации и интенсивности, имеющих, геологическую природу происхождения. Выяснение причинных связей и установление пространственных границ - задача немаловажная, очень сложная и решение ее требует, естественно, усилия ученых всех рангов.

Мы попытались внести посильный вклад в это дело с точки зрения осмысления особенностей решения некоторых вопросов прикладного характера с использованием функционально-аналитических методов и способа решения прямых задач на физических моделях объекта, а также изменения этих моделей постепенным приближением к реальному геологическому разрезу способом итерации.

Эти способы использованы как в общерегиональном, так и локальном плане решения геологических задач.

### **3.1. Характеристика использованного материала**

Исходным материалом наших исследований являются результаты специальных гравиметрических съемок, выполненных на территории Грузии с 50-ых годов по состоянию изученности на 1990 год.

Перечень и техническая характеристика этих съемок приведены в таблице №1, а география их распределения дается на схеме рис.1, отражающей состояние изучения территории данным методом. Как видно, территория изучена неравномерной сетью, часть кратным перекрытием, другая, в основном, горная часть изучена однократными гравиметрическими съемками среднего масштаба. Однако незначительные площади в том же регионе остаются белыми пятнами. Вместе с тем, эти съемки неодинаково точны и кондиционны. Поэтому, из них выбраны лучшие, в основном, последнего периода, что и указано в таблице.

В результате, степень изученности территории гравиметрическим методом определяется точностью определения аномалии Буге и количеством физических точек на единицу площади - кондициями соответствующими масштабам: 1:50000, 1: 100000, и 1:200000, обозначенными на рисунке №2, где подразумевается, что контур высшего ранга (крупного масштаба) содержит более мелкий масштаб.

Точность и надежность гравиметрических материалов согласно представленной здесь таблице №1 обеспечены длительным периодом изучения территории. Они зависят от реализации существующих к тому времени выполнения работ технико-методических возможностей, в частности, от точности аппаратуры (гравиметров), точного значения (классности) исходного гравиметрического пункта и уровня топогеодезического обоснования. В связи с этим можно отметить следующее.

Гравиметры типа ГАК до 60<sup>ых</sup> годов считались лучшими. Тем не менее они характеризуются относительно низкой точностью (с точки зрения сегодняшнего дня) и значительным изменением нулевого уровня шкалы. Работы того периода редко отвечают требованиям приемлемой точности и соответствующим образом принимаются для формирования банка данных. Данные повторного изучения ряда площадей с использованием гравиметров повышенной точности приняты так же для формирования банка данных. Гравиметрические работы последующего периода по точности применяемых гравиметров считаются вполне нормальными и пригодными для формирования банка данных.

Исходным опорным гравиметрическим пунктом необходимой точности (первого класса) был принят гравиметрический пункт, определенный Стебницким в 1863 году в Тбилисской сейсмической обсерватории маятниковым прибором типа Штокера, данные которого уточнялись в прошлом столетии несколько раз различными гравиметрами. При этом принимались значения: 980177,7, 980177, 980176.6 и 980176,1 мГл. Эти значения фигурируют как исходные, в основном, в работах, выполненных в 50-60-ых годах прошлого столетия. Кроме того, в каталоге приведены работы, для которых исходными служили рядовые гравиметрические пункты, определенные маятниковыми приборами в 30-ых годах, но принятые значения в отчетах не зафиксированы. Хотя бы по этой причине их нельзя включать в общий массив для формирования банка данных.

В конце 60-ых годов прошлого века, как известно, в Потсдаме астатическим лазерным гравиметром уточняется интенсивность ускорения силы тяжести, которая оказывается примерно на 14 мГл ниже прежнего значения, на основании чего с 1971 года во всем «мире создается новая Мировая система опорной сети» силы тяжести. Такой пункт создан в Тбилиси Институтом физики Земли АН СССР в аэропорту №2078 со значением 980142,74 мГл. Значение опорного пункта в Тбилисской обсерватории оказалось на 19,81 мГл выше последнего, т.е. 980176,55 мГл. Таким образом, для приведения гравиметрических уровней отдельных работ, перечисленных в таблице к единому уровню гравитационного поля необходимо внести различные поправки в компьютер, что и было выполнено согласно таблице №1.

После этих поправок измеренных значений гравитационного поля, при приведении их к Мировому уровню гравитационного поля не представляет труда уменьшение их на 14 мГл, что и было сделано.

Среднеквадратичное отклонение топопривязок, различное по высотам и в плане соответствует масштабу гравиметрических съемок, будучи чуть выше или на грани допустимого (таблица №1). Насколько это соответствует действительности нам трудно судить, и вообще надо заметить, что в гравиметрии эта категория работ не является второстепенной, ни по трудоемкости, ни по точности исполнения, но это обуславливает неоднородность совокупности измерений аномалии Буге по площади. Но об это позже.

Точность определения высот при гравиметрических работах особо важна в условиях пересеченного и высокогорного рельефа местности, ибо на каждый метр на ошибку за высоту приходится  $\pm 0,3$  мГл отклонение аномалии Буге от истинного значения. Тем более, что в высокогорных районах Южного склона Б. К можно ожидать более грубых ошибок, поскольку определение высот в пунктах наблюдений гравитационного поля произведено барронивелированием, не позволяющим определение топовысот с большой точностью, в лучшем случае не более чем 0.8-1.2 м. Такая точность не может удовлетворять требованиям крупно- и средне (1:100000) масштабных съемок.

Что касается неоднородности совокупности измерений аномалии Буге по площади, то она должна быть обусловлена разными факторами. Одним из них, вероятно, является неточность, допущенная при определении высот гравиметрических пунктов по площади. Другие факторы: аппаратурные - неточность определения гравитационного поля и влияние рельефной неоднородности. Эти факторы определяются параллельно различными способами. Одним из них является сопоставление различных измерений по небольшим площадям. При составлении банка данных требуется определение признака однородности значений различных сопредельных работ. С этой целью на перекрывающихся участках строятся графики значений  $\Delta g_{2.3}$ , или  $\Delta g_{2.67}$  в одной координатной системе. Определяется среднеквадратичное отклонение между ними, которое не должно быть больше удвоенного значения усредненной точности этих работ. В качестве примера такого способа приведен рис.2. Мы считаем такой способ не совсем правомерным, т.к., неизвестно где больше

ошибок допущено, в первом или во втором сопоставимом случае. Но на наших примерах видно, что погрешность измерений не превышает точности работ соответствующих масштабов съёмки. Установление признака однородности измерений совокупности самих работ происходит более сложно. По фактическим более или менее прямолинейным маршрутам (профилям) составляются графики  $\Delta g$ . На них строятся графики аппроксимация этих данных способом наименьших квадратов полиномом 4-ой или 5-ой степени, откуда вычисляется среднеквадратичное отклонение, утроенное значение которого можно принять в качестве характеристики однородности массива по данному сечению площади. Т.е. точки, которые имеют отклонение больше утроенной точности (грубо нарушившие поле), установленной по работе отчета, и нарушают однородность совокупности, исключаются. Такая, довольно трудоемкая, операция, в дальнейшем была опробована нами, но не совсем удачно и не использовалась. При составлении карт ошибки, грубо нарушившие поле, исключались вручную. Это формальная оценка надежности совокупности банка данных.

Важным недостатком фондового материала гравиметрических работ является то, что в их отчетах отсутствуют каталоги первичных измерений и их обработка. Таких отчетов довольно много, и если их не восстановить, больше половины территории останется без компьютерного банка данных, ибо первичные каталоги будут не точными и не кондиционными.

Дело в том, что со второй половины 60-ых годов и до 1975 года местными геофизическими организациями отчеты составлялись без каталога гравиметрических рядовых пунктов. Документация о гравиметрических работах, выполненных в целом на Южном склоне Большого Кавказа "Спецгеофизикой", находится теперь зарубежом и недоступна для нас. Мы вынуждены восстанавливать может быть не совсем корректно, указанные выше каталоги. Имеются случаи (таких пять), когда каталоги рядовых пунктов по работе не составлялись, однако они были выполнены в соответствии с требованиями масштаба 1:50000 и перекрывают площади некондиционно изученные раньше. Восстановление этих каталогов так же необходимо.

### **3.2. Составление банка гравиметрических данных**

В 60-ые годы требования к составлению каталогов гравиметрических работ были другие, каталоги составлялись только для опорных и узловых пунктов. Гравиметрические работы проводились силами "Грузнефтегеофизики" или московскими организациями ("Спецгеофизика"). К сожалению, каталоги работ "Спецгеофизики" в наши фонды не сданы.

База (банк) данных представлена в виде таблицы (см. приложенную форму), где приводятся все необходимые информативные позиции для составления различных карт в различных редуциях, а также для восстановления наблюдаемого поля или сопоставления его с наблюдениями другого периода. По каждой работе создается отдельный файл, где перед каталогом в директории приводятся: название файла (работы), в текстовой части полное название и год исполнения, название организации, выполнившей работу, автор отчета, исходный опорный пункт и его значение в период проведения работ, название пункта, к которому приведена данная работа в базисном каталоге, величина поправок для приведения, точность полевых опорных и рядовых точек, данная по отчету. Пример:

а) Текстовая заглавная часть - грав - 3/58, название работы: Отчет гравиметрической партии № 3/58 по работам 1958 г.

Организация (исполнитель): трест "Грузнефтегеофизика".

Автор отчета : Сванадзе А.И. и др.

Исходный опорный пункт : "Тбилисская обсерватория № , и его абсолютное значение  $g=980176.5$ мГл ( в новой системе  $980162.5$ мГл )

Приведено к ОП 1 (или 2) класса № абсолютное значение  $980162$  мГл новой Потсдамской системы.

Поправка  $g_{наб.}$  за приведение к единому уровню  $+0.45$  мГл. Точность опорной сети  $+мГл$ , точность рядовой сети мГл. В каталоге  $g_{наб}$  и  $\gamma$  нормальное дается в новой Потсдамской системе.

б) Опорные пункты 3 и 4 класса формируются по стандартной форме каталога, где для каждого пункта созданы столбцы, содержащие координаты, высоты,  $g_{наб}$ ,  $\gamma_{норм.}$ , Фая, Буге 2.3, Буге 2.67, поправку за рельеф до 30 км, поправку за рельеф от 30 до 200 км с плотностью  $2.3$  и  $2.67$  г/см<sup>3</sup> и Буге с поправками до 30 км и до 200 км.

в) Рядовые пункты: их каталог формируется аналогично каталогу ОП.

Опорные пункты III и IV кл. формируются отдельно по стандартной форме каталога.

Каждый каталог позволяет пополнить данными отдельные столбцы или убавлять их, по необходимости.

Компьютерный банк гравиметрических данных представляет собой совокупность однотипных каталогов гравиметрических работ, выполненных на территории Грузии, соответствующих по точности современным требованиям изученности территории. Каталоги составляются при помощи программы GRAVIV.

Каждый каталог состоит из 24 столбцов (таб. № ), куда заносятся координаты, высота и наблюденное значение поля каждой физической точки, другие позиции: значение нормального поля, аномалии Фая, Буге без поправок и с поправками за влияние рельефа. Приведение к общему опорному пункту системы 1971 года, если это необходимо, производится компьютерным способом единой методикой программного обеспечения. Программа GRAVIV позволяет также определить поправки за влияние рельефа из специального файла топопоправок, рассчитанных с плотностью  $2$  г/см<sup>3</sup>, для радиусов 0-30 км и 30-200 км. Осуществляется также выборка из каталогов любой позиции - для любых площадей и масштабов карт и создание отдельных файлов.

Алгоритмы этого программного обеспечения с определением нормального гравитационного поля  $G$  методом Бурдюгова разработаны нами, программирование осуществлено кан. физ.-мат.наук Кобзевым Г. Н.

С целью восстановления первичного каталога гравиметрических работ, были использованы и другие программы (РЕБУС, EXCEL, SURFER), т.к. в некоторых случаях значения  $g_{наб.}$  отсутствовали. Было предусмотрено несколько вариантов: а) имеются карты аномалии Буге без поправок за влияние рельефа местности и высот пунктов наблюдений, б) имеются карты Буге и Фая или оба варианта Буге без поправок и в) имеется карта одной из аномалии, например Буге 2.3 без поправок.

В любом из таких случаев, восстанавливаются координаты значений в прямоугольной системе компьютерным дигитайзером (программа SURFER режим "Digitize"). Восстановление высот и наблюденных значений  $g$ , по координатам пунктов, в первых двух а) и б) случаях не представляет трудности. Это делается по формулам: для восстановления  $g_{наб.}$

$$\Delta g_{2.3} = g_{наб.} - \gamma_{норм.} + 0,2122H \quad (1)$$

$$\Delta g_{2.67} = g_{наб.} - \gamma_{норм.} + 0,197H \quad (2)$$

$\gamma_{\text{норм}}$  - нормальное значение гравитационного поля в данном пункте, определяется компьютером по таблицам Бурдюгова\*, заложенным в алгоритм программы; для восстановления  $H$  используется формула

$$\Delta g_{2,3} - \Delta g_{2,67} = 0.213H - 0.197H, \text{ откуда } H = \frac{\Delta g_{2,3} - \Delta g_{2,67}}{0.016}$$

Более трудоемким и, в некоторой степени, не корректным является решение вопроса в случае в) - при наличии только карты аномалии Буге ( $B_{2,3}$ ). В данном случае технология такова: определяются координаты рядовых пунктов дигитайзером, по этим координатам, на крупномасштабных картах (1:25000 и крупнее) определяются высоты ( $H$ ) пунктов, восстанавливается  $B_{2,67}$  по соотношению  $\Delta g_{2,67} = \Delta g_{2,3} - 0.0155 * H$  и наконец  $g_{\text{наб}}$  вычисляется по формулам (1) или (2).

В этих формулах  $B_{2,67}$  и  $g_{\text{наб}}$  мало зависят от точности определения высот ( $H$ ) пунктов наблюдений. В результате, в формальном отношении, все позиции каталога определяются (восстанавливаются) корректно.

Точность восстановленных параметров определяется сопоставлением на опорных и узловых пунктах этих вычисленных значений и вычислением среднеквадратического отклонения

Правомерность этого способа была проверена на тех примерах (работах), где каталоги рядовых пунктов отсутствовали и подлежали восстановлению, но имелись данные полевых опорных пунктов съемки.

В связи с тем, что самым объемистыми и качественными по точности 9/71 (Кахетии) и 9/72 (Картли), а также 9/72 (Кахетия) по работам рукописных каталогов (фондовых) не оказались, пришлось восстанавливать их по значениям аномалии Буге 2,3 без поправок и с использованием крупномасштабных карт для определения топографических высот. На первом этапе для каждого пункта наблюдений определялись гипсометрические высоты, которые вносились в каталог, и с помощью формулы  $\Delta g_{2,67} = \Delta g_{2,3} + 0.015H$  определялась аномалия Буге 2,67. На втором этапе вычисленные значения сопоставлялись с данными опорных и узловых точек, определялась точность вычисленных значений высот и аномалии Буге 2,67; в случае грубых ошибок просматривались топографические высоты. После получения удовлетворительной точности определяемых величин, просчитывался весь каталог включая  $g$  наблюденное и  $\gamma$  нормальное поля.

Таким образом восстановлены каталогизированные значения работ 9/72 (Кахетия) с точностью (среднеквадратической)  $m_H = \pm 2,4$  м,  $m_{2,67} = 0,14$  мГл. Качество карт, составленных на основании значений данных каталогов с точки зрения картосоставительских требований хорошее (см. приложение).

Результаты вычисления среднеквадратического отклонения, приведенные в таблице №2, подтверждают корректность этого способа при наличии крупномасштабных топографических карт.

Таким образом были восстановлены каталоги по Западной Грузии по листам К-37-V, VI, XI, XII, XXIV; К-38-VII, VIII, XIII, XIV, XIX, XX. Сформированы каталоги по акватории Чёрного моря - по материалам Геленджикской экспедиции и ИФЗ, представляющим собой карты аномалий Фая и Буге<sub>2,3</sub>. Аналогичная работа была проведена по северной границе Грузии.

---

\* Поскольку гравиметрические пункты даются в Гауссовской метрической системе  $\gamma_{\text{норм}}$  должно быть определено также в этой системе. В Гауссовской системе  $\gamma_{\text{норм}}$  зависит не только от широты ( $x$ ), но и долготы ( $y$ ). Поэтому в пособии Бурдюгова основные таблицы  $\gamma_{\text{норм}}$  приведены в зависимости от  $x$ , а дополнительные для коррекции от  $y$ .

Всего с помощью программы GRAVIV были созданы компьютерные каталоги (база данных) по гравиметрическим работам 3/59, 4/60, 4/61, 6/68, 8/70, 9/72 (Картли), 6/67, 9/72 (Кахетия), 16/80, 3/58, 9/71, 5/62; по Западной Грузии 7/61, 6/53, 6/54, 5/59, 8/63, 7/63-64, 6/66, 6/68, 11/56, 7/65, 12/52, 6/69 и переписаны на дискеты. Они готовы для использования для составления гравиметрических карт любого масштаба (если это позволяет точность работы) и в любой редукции Фая и Буге с поправками за рельеф местности.

Порядок пользования программы GRAVIV приводится ниже:

система предлагает следующее меню.

**ВЫБОР РАБОТ**

**ОПИСАНИЕ ВЫБРАННОЙ БАЗЫ**

**РАБОТА С БАЗОЙ ДАННЫХ**

**РАБОТА С ОПОРНЫМИ ТОЧКАМИ**

**ВЫХОД**

Программа GRAVIV написана на языке Clipper в операционной среде DOS и называется Grav.exe. Для ее запуска надо набрать команду GRAV. Необходимо, чтобы Grav.exe находилась в отдельной (главной) директории. Там же должны находиться справочные файлы используемые системой во время работы.

Так как может быть много перечней работ, то в главной директории необходимо в какой-нибудь программе, например Norton в режиме DOS, создать для каждой работы свою поддиректорию. Это поддиректория будет хранить все данные для данной работы. Наименование поддиректории будет выводиться и выбираться из списка в режиме **ВЫБОР РАБОТ**.

### ***ВЫБОР РАБОТ***

В данном режиме

F5 Добавить число к полю

F6 Пересчеты (привязаны к конкретному полю)

F7 Трапеция. Нажатие на эту клавишу приведет к выводу на экран "окна" в котором задаются угловые координаты трапеции.

F8 Поля (выбор полей для вывода во внешний текстовый файл)

F10 Весь список. После нажатия клавиши F7 на экране показываются только те записи, координаты которых входят в трапецию. Повторное нажатие клавиши F10 приведет к появлению на экране всех записей.

### ***ОПИСАНИЕ ВЫБРАННОЙ БАЗЫ***

В данном режиме можно дать описание работы в виде текстовой информации.

### ***РАБОТА С БАЗОЙ ДАННЫХ***

Перед тем как начать работу с базой данных, необходимо выбрать в режиме ***ВЫБОР РАБОТ*** соответствующую работу (поддиректорию). Если в поддиректории нет нужных баз данных, то об этом система предупредит, задаст вопрос о необходимости создания баз данных и после дачи утвердительного ответа необходимые базы автоматически создадутся.

На экране появится таблица, столбцы которой имеют следующие заголовки:

Номер

Фи

Ламбда

Координата X

Координата Y

Глубина Н  
G -наблюденное  
Gamma\_0  
Аномалия Фая  
Аномалия Буге 2\_3  
Аномалия Буге 2\_67  
Поправка за рельеф 2 до 30 км  
Поправка за рельеф 2 от 30 до 200 км  
Поправка за рельеф 2 0-200 км Лукавченко  
Поправка за рельеф 2.3 до 30 км  
Поправка за рельеф 2.3 30-200 км  
Поправка за рельеф 2.3 0-200 км  
Поправка за рельеф 2.67 до 30 км  
Поправка за рельеф 2.67 30-200 км  
Поправка за рельеф 2.67 0-200 км  
Аномалия Буге 2.3 до 30 км  
Аномалия Буге 2.3 до 200 км  
Аномалия Буге 2.67 до 30 км  
Аномалия Буге 2.67 0 - 200 км  
Аномалия Буге 2.67 до 200 км Лукавченко

### ***ВВОД ИНФОРМАЦИИ***

Оператор вводит исходную информацию. Ею являются столбцы: номер, координата X, координата Y, высота H, а также Буге 2.3 и (или) G-наблюденное. После ввода этих столбцов оператор проводит вычисления данных для оставшихся пустых столбцов (последовательность выбора пустых столбцов имеет значение). Для этого курсор устанавливается в соответствующий столбец и нажимается функциональная клавиша F6 (пересчеты). Если в какой-либо строке данного столбца будет указан 0 или 999.99, то это означает, что исходные данные содержат ошибку.

Возможно, что ко всем числам необходимо добавить какое-то оределенное число. Для этого достаточно нажать клавишу F5 и указать число (число может быть отрицательным, т.е. иметь знак минус) .

### ***ВЫБОР ИНФОРМАЦИИ***

Если необходимо выбрать все строки, координаты которых лежат внутри некоторой трапеции, то надо нажать F7 и указать координаты X и Y для каждого угла данной трапеции. После того как координаты углов заданы и нажата клавиша Enter (обязательное условие), на экране останутся только нужные записи (произойдет фильтрация записей). Чтобы отменить этот выбор и вывести на экран все записи, надо нажать клавишу F10.

### ***ВЫВОД В ФАЙЛ ИНФОРМАЦИИ***

Клавиша F8 вызовет на экран список столбцов таблицы. Нажатием на длинную клавишу Space bar можно выбрать (или отказаться от выбора) необходимый столбец. Далее можно, используя клавишу F5, вывести эти данные в текстовый файл, указав наименование файла (вместе с его расширением, например Proba.txt ).

## **ИНФОРМАЦИЯ ДЛЯ ПРОГРАММИСТА**

Основная программа Grav.exe находится в отдельной (главной) директории. Там же должны находиться справочные файлы, используемые системой во время своей работы. Там же должны находиться справочные базы данных :

**Poprgr200.dbf-**

**Popr30.dbf-**

**Metr.dbf-**

**Sprav.dbf-**

**Tagypop.dbf-**

**TmpSprav.dbf-**

Каждая отдельная работа должна находиться в отдельной поддиректории. Наименования поддиректорий будут предъявляться в списке работ. Поддиректории должны создаваться какой-нибудь программой, например хорошо известной Norton.exe. После выбора работы (если поддиректория была пустой), в нем автоматически создается база для данных **Grav.dbf**.

База данных **Grav.dbf** содержит следующие поля.

НАИМЕНОВАНИЕ ПОЛЯ	ОПИСАНИЕ
NOMER	Номер
FI	Фи
LAMBDA	Ламбда
KOORD_X	Координата X
KOORD_Y	Координата Y
H	Глубина H
GNABLUD	G –наблюденное
GAMMA_0	Gamma_0
ANOM_VOZDU	Аномалия Фая
BUGE_2_3	Аномалия Буге 2_3
BUGE_2_67	Аномалия Буге 2_67
REL_2	Поправка за рельеф 2 до 30 км
REL_2_200	Поправка за рельеф 2 от 30 до 200 км
REL_2_200L	Поправка за рельеф 2 0-200 км Лукавченко
REL_2_3	Поправка за рельеф 2.3 до 30 км
REL2_3200	Поправка за рельеф 2.3 30-200 км
R2_3_0200	Поправка за рельеф 2.67 до 30 км
REL_2_67	Поправка за рельеф 2.67 до 30 км
REL2_67200	Поправка за рельеф 2.67 30-200 км
R2_67_0200	Поправка за рельеф 2.67 0-200 км
ВРОР2_3_30	Аномалия Буге 2.3 до 30 км
ВРОР2_3200	Аномалия Буге 2.3 до 200 км
ВРОР267_30	Аномалия Буге 2.67 до 30 км
ВРОР267200	Аномалия Буге 2.67 0 - 200 км
ВРР267200L	Аномалия Буге 2.67 до 200 км Лукавченко

### 3.3. Введение поправок за влияние рельефа местности

Хорошо известно искажающее влияние масс местной топографической неоднородности на результаты измерений гравиметрического поля.

Территория Грузии сочетает формы и структуры всякой рельефной разнородности от низменных равнин и нагорных ландшафтов до высочайших вершин и хребтов, превышающих несколько тысяч метров с глубоко прорезанными склонами отрогов и оврагов. Низменно-равнинные площади сжаты между горными сооружениями Большого и Малого Кавказа в виде межгорной депрессии. Так что расстояние в любую сторону от минимально высотной местности до максимальной по абсолютной высоте не превышает 100 км. В то время когда в радиусе 200 км такое влияние еще значительное. Поэтому введение поправок в любые аномалии Буге, предназначенные для геолого-геофизической интерпретации необходимо.

Поправки за влияние рельефной неоднородности, вычисленные различными способами, по территории Грузии колеблются в широких пределах от 2,5 мГл в низменной части побережья Черного моря до 30 мГл в высокогорье, при том в первом случае от пункта к пункту они изменяются равномерно, во втором довольно скачкообразно. Приведенный характер изменения значений поправок по площади еще раз убеждает нас в необходимости решения этой задачи наиболее рациональным (компьютерным) способом.

Трудным и ответственным моментом является, по нашему мнению, внесение поправок в аномалии Буге за влияние рельефа местности. Трудности заключаются в том, что мы никогда не будем знать распределения реальной плотности топографических масс, и будем вынуждены определять поправки при постоянной плотности топомасс 2,3 и 2,67 г/см<sup>3</sup>. Определяющим является тот фактор, что существуют различные ручные и компьютерные способы определения поправок и выбрать из них наиболее точные и рациональные с экономической точки зрения невозможно.

Известны «ручные» способы Лукавченко, Мудрецово́й, Березкина и др. Наиболее популярным без существенного анализа считают первый способ. Из машинных - в литературе упоминаются способы М. Алексидзе, Коваля, но мы не нашли алгоритмов и программ ни первого, ни второго.

В геологических фондах Департамента имеется отчет с данными поправок за рельеф в радиусе до 30 км в виде карт в изолиниях Восточной Грузии. Авторы этого отчета отмечают только то, что вычисления поправок осуществлены на машине М-20 в вычислительном центре АН Грузии под руководством М. Алексидзе [А. Русадзе, 1969]. Мы воспользовались этим материалом – был создан файл поправок с радиусом до 30 км с оцифровкой километровой сети для всей Восточной Грузии.

С целью восполнения поправок за рельеф до 200 км радиуса ст. геофизиком О.О.О «Нефтегеофизика» Л. Чкоидзе были вычислены поправки для зон 16=24 (от 30 до 200 км) способом П. Лукавченко для Восточной Грузии по сети через 5 км, которые были внесены нами в компьютер по километровой сети отдельным файлом. Л. Чкоидзе были выполнены также вычисления поправок в различных местах радиусом до 30 км с целью определения точности поправок, найденных способом М. Алексидзе. В результате многочисленных проверок в отдельных пунктах установлено, что разница величин между этими определениями разная для различных рельефных условий: в низменно-равнинных равна 0,5 мГл, в предгорье и низкогорье - 0,7-1,0 мГл, а в высокогорье - 2.5-5.0 мГл. Из этого можно заключить, что, первое - мы не можем определить какой метод точнее, второе - поправки в горных и особенно, в высокогорных условиях определяются с недопустимой погрешностью, но этого, вероятно, избежать пока невозможно. Однако отказаться от

внесения поправок в аномалии Буге за влияние рельефной неоднородности никак нельзя, и то как мы отмечали выше, эти величины на территории Грузии настолько значительны и велики, что они в 5 -7 раз превышают сами погрешности.

По Западной Грузии в отношении поправок за рельеф дело обстоит иначе. Здесь поправок, определенных машинными способами нет и нет соответствующих программ, а вычислить поправки для каждого отдельного пункта из огромного количества пунктов массива ручным способом невозможно. Для этой территории имеются изданные гравиметрические карты масштаба 1:200000 с поправками за рельеф в радиусе до 200 км. Нами выполнена выборка поправок из этих карт с помощью режима Digitize программы SURFER, которая внесена в компьютер отдельным файлом и создан грид (равномерная сеть) поправок с километровым шагом этой же программой. Этот массив использован для внесения поправок в аномалии Буге по Западной Грузии.

Привязка поправок к каждой точке осуществлялась программой GRAVIV, в которой заложен алгоритм выборки значений по принципу "бублика" в радиусе до 10 км.

### **3.4. Составление гравиметрических карт компьютерным способом на основании банка гравиметрических данных**

Итак имеется банк гравиметрических данных в виде каталогов отдельных файлов на те, выполненные в прошлом работы, которые с точки зрения современных технико-методических требований и в соответствии с масштабами оказались удовлетворительными. В этих каталогах каждая координатная физическая точка имеет 24 позиции.

Наша программа (система) GRAVIV обеспечивает выборку из каталога любой позиции, любой координатной физической точки и формирование отдельного файла совокупностей этих точек.

Выборка пунктов для составления карт производится следующим образом:

- а) выборка пунктов из базисных каталогов производится по заданным прямоугольным координатам листа данного масштаба из всех опорных и рядовых точек.
- б) выборки производятся по листам, опорные и рядовые суммируются отдельно.
- в) каждая суммарная совокупность раскладывается по нарастанию  $x$  координаты, в случае совпадений наилучшая.

Вместе с каталогами гравиметрических работ в компьютер внесены картограммы изучения и изученности территории гравиметрическим методом. На первой картограмме показаны контуры с номерами в соответствии с таблицей характеристики работ, фигурирующих в компьютере. На второй - даются контуры изученности в соответствии с требованиями для каждого масштаба.

На следующем этапе, при построении карты, объединяются опорные и рядовые точки по листам и строится карта в аномалиях Фая через 2 мГл или в редукциях Буге<sub>2.3</sub> и Буге<sub>2.67</sub> со средней укладкой.

Используя американскую программу SURFER, задавая координаты\* и масштаб площади прямоугольника или трапеции топографической разграфки составляемой карты любой площади территории, в режиме GRID создается равномерная сеть гравиметрических данных нужного масштаба. Далее в режиме Contur проводится интерполяция значений методом KRIGING. Суть метода KRIGING состоит в том, что оценка выборки производится из каждой точки не принадлежащей выборке. Мы

---

\* В случае составления попланшетных (полистных) карт, координаты рамки каждого листа задаются с расчетом отступления от этой площади на 5-10 км с целью увязки изоаномал с пограничными площадями

пробовали использовать методы "обратных расстояний", "триангуляции" и др., заложенные в программе SURFER, но самым оптимальным сочли метод KRIGING, т. к. укладка изолиний при интерполяции соответствовала современным требованиям.

При построении карты по морфоструктуре изодинам выявляются грубые каталоговые ошибки и значительные отклонения значений в отдельных пунктах. После корректировки или игнорирования значений таких пунктов, заново строится карта и тщательно анализируется морфоструктура АГП, оценивается изломанность изолиний и подбираются способы их сглаживания и укладки (SPLINE SMOOTH и др.). Далее при использовании режима BLANK (обнуление) убираются те "мнимые" точки, которые машина интерполирует к углам заданного координатного прямоугольника.

После расчистки листа от грубых ошибок и определения способа проведения изолиний составляется комплект карт, соответствующий поставленным задачам.

Карта составляется на редкой географической основе, в координатной системе Гаусса-Крюгера с нанесением координатной сетки соответствующей заданному масштабу.

Составление карты завершается зарамочным оформлением (название, линейный и численный масштабы, схема характеристики использованного материала и пр.) с указанием составителя карты и др.

Нами была составлена гравиметрическая карта территории Грузии в редукции Буге<sub>2,67</sub> г/см<sup>3</sup> с поправкой за рельеф  $R=200$  км масштаба 1:500000 (прил. ).

В заключении следует отметить следующее.

Анализ геофизических полей с какой-бы целью (формальной или геологической интерпретации) он не проводился, требует разделения их по малым или большим составным частям, сосредоточенным на площади по совокупности однородных признаков. Это одно из необходимых условий для раскрытия физико-геологической природы наблюдаемых полей. Вместе с тем параметры (размеры по площади и интенсивность) аномалий находятся в прямой корреляционной зависимости от пространственного положения аномалиеобразующих тел. Следовательно, классификация аномалий по масштабности один из основных элементов их интерпретации, хотя определяется весьма условно. При интерпретации АГП их стремятся разделить на региональную и локальную составляющие, или представить по ранговому порядку [Балавадзе, 1957, Андреев, Клушин, 1962], при этом подразумевается, что каждая из них имеет геологический вещественный смысл.

На современном этапе развития технико-методических способов обработки гравиметрических материалов для разделения и фильтрации АГП можно использовать аналитический способ решения проблем, избегая субъективные и непредвиденные ошибки.

Территория Грузии отмечена избытком аномалий гравитационного поля различной морфоструктуры и интенсивности, имеющих, очевидно, геологическую природу происхождения. Выяснение причинных связей и установление вещественного состава и пространственных границ этих причин, хотя бы приблизительно - задача трудная и требует применения различных подходов.

Мы намерены подойти к решению этих вопросов, используя качественные и количественные методы - функционально-аналитические преобразования, решение прямых задач и приближение их к наблюдаемому полю, минимизируя способом скорейшего спуска и итерации.

Эти способы будут использованы как в общерегиональном, так и локальном плане решения задач.

## Глава.4 Анализ и геолого-геофизическая интерпретация гравитационного поля территории Грузии

### 4.1.Методика интерпретации

Интерпретация гравиметрических данных осуществляется в два этапа, именуемых качественной и количественной интерпретацией, выполняющихся раздельно, но являющихся актом единого процесса к познанию одного и того же геологического объекта.

Первый заключается в определении на поверхности наблюдений контуров аномалиеобразующих тел по аналогичным с известными геологическими телами признакам и критериям и описание их качественных характеристик.

Второй представляет собой решение «обратной задачи» геофизики с определением пространственных и литолого-физических параметров тех же гравитирующих тел.

Целью данного параграфа является показать важность принципов, применяемых нами методов интерпретации. При этом некоторым формализованному решению предполагается поставить обоснованное геологическое соответствие.

Из методов интерпретации потенциальных полей в наибольшей степени удовлетворяющими принципам качественной и количественной интерпретации, по нашему мнению, являются способы функционально-аналитических преобразований, чем и продиктовано рассмотрение ниже этого вопроса.

#### *Элементы теории аналитических преобразований потенциальных полей*

Решение обратной задачи геофизики дело сложное и трудное, порой оно неоднозначное - в лучшем случае многовариантное. Обратная задача гравитационных потенциальных полей решается сложно, что усугубляется тем, что источник этого поля имеет многовекторный характер. Гравитационное поле в  $R^n$  –мерном пространстве описывается вектором функции:

$$U(\varepsilon) = U_1(\varepsilon_1) + U_2(\varepsilon_2) + \dots + U_n(\varepsilon_n) \dots (1)$$

где компонент  $U_n(\varepsilon_n)$  есть функция  $n$ -ой векторной  $\varepsilon$  точки. Следовательно аномальное гравитационное поле отражает влияние различных источников распределённых в земной коре произвольным образом. Наблюдаемое аномальное гравитационное поле является полигенным. Решение обратной задачи такого поля является значительно неоднозначным, поскольку большинством методов интерпретации она решается для моногенных аномалий, происходящих от изолированных одиночных источников, что редко встречается в природе. Даже в таком случае решение сводится к грубой оценке глубин залегания верхних и нижних кромок гравитационных тел. Вычисление других элементов залегания и физических характеристик источников аномалий из-за трудностей вычисления классическими методами интерпретации не выполняется [А. Логачев и др., 1980 г., У. Паркинсон, 1986 г. Вычислительная математика, 1988 г.].

Тем не менее, если суммарное поле  $U(\varepsilon)$  можно представить формулой (1) то, можно также представить, что существует возможность его теоретической интерпретации – хотя бы приблизительного решения, и это последнее может иметь несколько аспектов.

Первый из них - функционально-аналитический метод интерпретации гармонических полей - разделение их по составным частям.

В интерпретации сложных геофизических потенциальных полей особо важно разделение их по составным частям с последующим геолого-геофизическим толкованием, каждого в отдельности, различными способами.

Это первый и главный аспект функционально-аналитического метода интерпретации гармонических полей.

$$U(\rho) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{\infty} P(\rho)V(\rho)d\rho \quad (2)$$

Второй аспект - приближённое многовариантное решение проблемы, из-за несовершенства теории, содержит значительные неопределённости. Кроме того разделение аномальных полей на локальную и региональную составляющие части методом аналогии выполняется приближённо. Всё это приводит к построению по данным потенциальных полей многих вариантов геологических моделей, нередко значительно и принципиально отличающихся друг от друга. Такой характер решения снижает степень доверия к методу как к средству изучения структуры и состава глубинного строения земной коры.

Уменьшить многозначность геологического толкования гравиметрических аномалий и тем самым повысить геологическое значение геофизических методов можно только при совместном геологическом, петроплотностном и физико-математическом анализе результатов гравитационных наблюдений, т.е. с помощью регуляризации решения обратной задачи.

Строгого физико-математического обоснования результатов геологического истолкования пока ещё нет и это остаётся главной проблемой разведочной геофизики в части анализа данных гравимагнитных полей. Тем не менее в этом плане имеет большой смысл использование более приближённых способов решения, таких как трансформирование аномальных полей с любой поверхности наблюдения, являющееся предпосылкой наиболее приближённого определения элементов залегания и физических характеристик возмущающих гравитирующих масс. Построение контактных связей между морфологией геофизических полей и геологическим строением земной коры возможно с помощью вычисления и последующего анализа корреляционных функций.

Таким образом, мы вплотную подошли к необходимости определения принципов трансформации геофизических полей.

Преобразованием (трансформацией) геофизических полей называют всякий закон, который данному геофизическому полю  $F$  ставит в соответствие некоторые его характеристики  $f$  (значения отдельных составляющих поля, значения поля в других точках пространства, спектры поля и т.д. [Вычислительная математика, 1988]. В общем виде оно описывается выражением:

$$f = TF \dots (3), \text{ где } T - \text{оператор- преобразования (трансформации)}.$$

Произвольное геофизическое поле зависит от точки и от времени наблюдений. Эта зависимость в общем виде выражается:  $F = F(x, y, z, t)$

Оператор преобразований геофизических полей есть оператор пространственно-временных преобразований, и в пространственно-временной области может быть линейным и нелинейный. В геофизике применяются линейные операторы преобразований и относят к преобразованиям интегрального типа. В обобщённом виде формулы представляются так

$$f(\tau) = T_t F = S_{\Delta t} K(\tau, t) \times F(t) dt, \quad \tau \in \Delta \tau \dots (4)$$

$$f(r) = T_r F = S_{\Delta V} K(r', r) \times F(r) dV', \quad r \in \Delta V \dots (5)$$

где  $F$  исходное поле;  $f$  - преобразованное (трансформированное) поле;  $t$  и  $r$  - соответственно момент времени и радиус вектор точки интегрирования;  $\tau$  и  $r'$  - соответственно момент времени и радиус-вектор точки, который вычисляют преобразованные поля;  $\Delta t$  и  $\Delta V$  - соответственно временные и пространственные области

интегрирования;  $\Delta \tau$  и  $\Delta V'$  - области определения трансформированных полей. Существуют также аналогичные формулы обратного преобразования, операторы которых однозначно восстанавливают первоначальное поле. По спектру поля всегда можно восстанавливать само поле, т.е. в спектре поля сохраняется вся информация об исходном поле [Вычислительная математика, 1988]. Это свойство используется при решении обратных задач, что связано с тем, что в спектральной области значительно проще решается прямая задача.

В геофизике используются различные интегральные способы преобразования Фурье, Лапласа, Пуассона, Коши, Гильберта и других.

С целью локализации аномалии используется пересчёт поля в верхнее полупространство (полуплоскость). Этот принцип исходит из того, что если дано суммарное поле  $U_\varepsilon$  его можно разложить на слагающие  $U_n$  и  $U_p$  полей, т.е.  $U_\varepsilon = U_n + U_p$ , где  $U_n$  - есть поле образующееся влиянием близрасположенных тел, а  $U_p$  - поле вызванное глубоко залегающими телами. При помощи пересчёта поля вверх на высоту  $h$ , можно найти такую высоту, на которой пересчитанное поле будет равняться  $U_p$ , тогда  $U_\varepsilon(x, y, 0) - U_p(x, y, h) = U_n(x, y, 0)$

Пересчёт поля в верхнее полупространство производится с помощью интегралов Пуассона, которые дают решение задачи Дирихле.

$$U_{(xy)} = \frac{h}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{U(\xi, 0)}{(x - \xi)^2 + h^2} d\xi \dots (6) \text{ для двухмерной.}$$

$$U_{(x,y,h)} = \frac{h}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{U(\xi, \tau, 0)}{[(x - \xi)^2 + (y - \tau)^2] + h^2} d\xi d\tau \dots (7) \text{ для трёхмерной.}$$

Трансформация данных аномалий силы тяжести территории Грузии выполнена нами по программе, составленной на кафедре геофизики Московского университета им. М.Ломоносова под руководством зав. кафедрой А. А.Булычева. Алгоритм программного обеспечения использует интегральное преобразование Пуассона, которое позволяет найти аналитическое продолжение функции в верхнее полупространство. Здесь сокращённо приводится содержание названного выше алгоритмического решения гармонических функций.

Решение интегралов Пуассона и Лапласа при граничных условиях Дирихле, есть преобразование (трансформация) поля в численных значениях. Как известно интегральные уравнения не имеют точного решения. Ищутся их приближённые решения с помощью численных методов в Евклидовом пространстве с учётом функции (функционального анализа) находящихся под интегралом.

Решение интеграла приближительное, и выполнение его возможно разными методами и с разной точностью. Исходя из этого, и в связи с выбором алгоритма и машинной программы для решения этого интеграла, разными авторами решение было осуществлено с различной точностью.

Вышеприведенные интегралы относятся к несобственным интегралам, каковыми называются интегралы, в которых подинтегральная функция вблизи граничных точек принимает неограниченно большие значения, или границы помещены в бесконечности, но представляют суммируемую величину.

Математические задачи геофизики, в соответствии с их решением, могут быть разделены на типы:

- а) задачи, связанные с решением следующего интеграла

$$J_{\rho} = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} P_{(\rho)} U_{(\rho, \alpha)} d\rho d\alpha \dots (8)$$

Этот интеграл Лапласа записан в полярных координатах, его границы конкретизированы и он доведен до двух  $P$  и  $U$  переменных функций, где  $P$  - дифференцированная весовая функция интегралов (суммирования) и  $U$  - значение потенциала в узловых точках,  $\rho$  - радиус суммирования, изменяется от 0 до бесконечности,  $\alpha$  - круговой угол, изменяющийся от 0 до  $2\pi$ .

В связи с фиксированной дифференцированной весовой  $P_{(\rho)}$  функцией можно решить следующие задачи. Пересчёт поля в верхнее и нижнее полупространства, вычисление производных на плоскости наблюдения или пересчет в верхнее полупространство, сглаживание (осреднение) наблюденного поля с одновременным выделением локального и регионального полей.

б) задачи, решение которых возможно аналогичными интегралами, и весовая  $P$  функция зависит не только от  $\rho$ , но и от  $\alpha$

$$J_{\alpha} = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} P_{(\alpha)} \times U_{(\rho, \alpha)} d\rho d\alpha \dots (9)$$

Наблюденное поле даётся дискретно (в узловых точках), где характер функций неизвестен, поэтому его аналитическое решение невозможно и тогда обращаются к интуитивному или графическому способу.

Кроме других в основу этого способа положен способ ""трапеций", который заключается в следующем.

Допустим, нужно найти определённый интеграл  $F = \int_a^b f(x) P_{(x)} dx$  (10)

где  $P_{(x)} > 0$ , а  $f(x)$  непрерывная в отрезке  $(a, b)$  функция. Так как для функции  $f(x)$  прямое решение интеграла невозможно, ищут такую  $\varphi(x, a)$  функцию, где  $\varphi(x, a) \approx f(x)$ , для того чтобы отсюда легко можно было вычислить интеграл.

$\varphi(x, a)$  функцию часто представляют в виде многочленов интерполяции обобщённых дискретных данных, так как, такая аппроксимация линейна в отношении параметров. В таком случае  $\varphi$  функция заменяется некой линейной зависимостью, коэффициентами которых являются значения функции в узлах.

$$f(x) = \sum_{i=0}^n f(x_i) \times \varphi_i(x_i) + r(x) \quad (11)$$

где  $r(x)$  - остаточный член аппроксимации. Внеся эту последнюю формулу в первую получим формулу численного интеграла ("трапеционной" формулы)

Формула трапеции. Если функцию на отрезке  $(a, b)$  заменить многочленом Лагранжа первой степени с узлами  $x_0=a, x_1=b$ , кривая заменится - прямой линией.

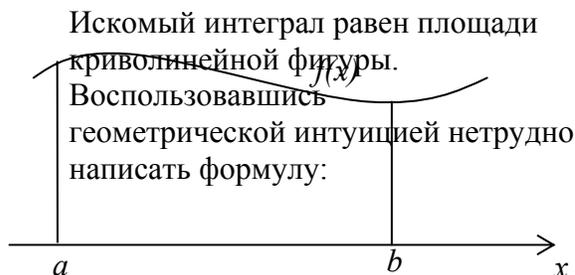


Рис. 1

$$F = \int_a^b f(x)dx \approx \frac{1}{2}(b-a)[f(a) + f(b)] \quad (12)$$

Для установления ошибки  $f(x)$  функцию разлагают в ряды Тейлора на  $\bar{x}$  интервале.  
 $\bar{x} = \frac{a+b}{2}$ ,

$$f(x) = f(\bar{x}) + (x - \bar{x})f'(\bar{x}) + \frac{1}{2}(x - \bar{x})^2 f''(\bar{x}) \quad (13)$$

Ошибка есть - разница между точным и аппроксимированным решением интеграла. В интервале  $f(x)$  функции заменой рядом и простыми преобразованиями получим:

$$R \int_a^b f(x)dx - \frac{b-a}{2}[f(a) + f(b)] = -\frac{1}{2}(b-a)^3 f''(\bar{x}) \quad (14)$$

Если отрезок  $(a, b)$  большой, его разделяют на более мелкие отрезки.

$$a_0 = x_0 < x_1 < x_2 \dots x_n = b$$

Так как интеграл суммы функций равен сумме интегралов функций можно записать

$$\int_a^b f(x)dx \approx \frac{1}{n} \sum_{i=1}^N (x_i - x_{i-1}) \times (f_{i-1} + f_i) \quad (15)$$

$$R \approx \frac{1}{12} \sum_{i=1}^N (x_i - x_{i-1})^3 f''(x_i) \quad (16)$$

Формула для равномерной сети упрощается

$$\int_a^b f(x)dx = n \left( \frac{1}{2} f_0 + f_1 + f_{N-1} + \frac{1}{2} f_N \right) \quad R = -\frac{1}{12} \sum_{i=1}^N h^3 f''(x) \quad (17)$$

Отсюда следует, что существует палеточное решение всех определённых (собственных), и в том числе вышеприведенных гармонических интегралов. В тоже время палеточный способ позволяет использование цифровых вычислительных машин.

В этой связи интерес представляет краткое рассмотрение этого вопроса.

С целью рационального использования возможностей вычислительных цифровых машин и в соответствии с методикой решения задач, исходные данные наблюдаемых полей вводятся в компьютер по прямоугольной или квадратной сети.

С учётом вышеотмеченных условий авторами программы была построена квадратурная палетка размером  $26r \times 26r$  с симметрично расположенными 85 точками (рис.6.2). Палетка центрально-симметрична, это значит, что для решения некоторых задач достаточно определить 16 коэффициентов и каждый из них перемножить на сумму значений соответствующих функций по каждой точке одинаковым номером.

Исходное поле даётся квадратной сетью, интервал которой должен быть равен среднему шагу съёмки.

Допустим в исходной матрице количество столбцов равно  $q$ , а строчек –  $P_0$ . Количество тех точек для которых будут определены соответствующие преобразования выразится формулой:

$$N = Pq - P26 - q26 + 675$$

Таким образом первоначальная матрица после трансформированного пересчёта уменьшается по обрамлению на 13 точек равномерно сети.

Для того чтобы площадь исследования была изучена в исходных пределах, вокруг неё необходимо добавить по 13 точек с каждой стороны даже из менее точных съёмок. В этом случае искажение результатов будет незначительным.

Выше были приведены некоторые характеристики квадратичной палетки интегрального решения без доказательства. Последнее опущено ввиду его громоздкости. Следует также отметить, что при интегрировании гармонических функций происходит замена граничных условий - с бесконечности на конечные границы,

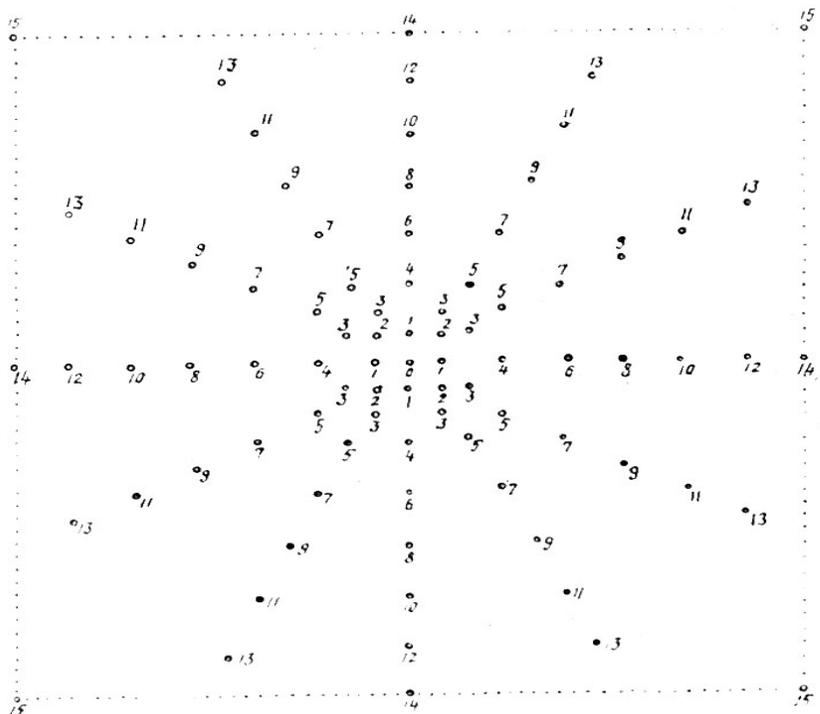


Рис.2 Палетка, применяемая при трансформации потенциальных полей численными методами интегрирования.

o - узловые точки, где берутся числовые значения функции интегрирования.

т.е. Гильбертово\* пространство интегрирования - GC заменяется Евклидовым пространством или плоскостью.

При достаточной длине радиуса палетки решение задачи выполняется с предельно допустимой точностью.

Трансформация потенциальных полей позволяет расширить ряд практических вопросов интерпретации.

Выше, в общих чертах, были отмечены пути трансформации и возможности машинного решения. Теперь рассмотрим некоторые частные случаи.

а) пересчёт аномального поля на высоту верхнего полупространства. Задача решается формулой

---

\* Гильбертовым пространством называется пространство заполненное, унитарное и безгранично-векторное.

Евклидово векторное пространство есть ограниченного размера унитарное (единое), заполненное, локально-компактное, сепаратобельное пространство, которое служит для построения n-размерных геометрических тел.

$$U_{Mb} = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \frac{z_0 \rho}{(\rho^2 + z_0^2)^{3/2}} U_{(\rho_i)} d\rho d\alpha \quad (18)$$

$Mb \in Tb$  ( $Mb$  множество принадлежит  $Tb$  поверхности, которая расположена выше наблюдаемой плоскости).

Для решения интеграла (18) получается  $Kb(\rho_i)$  16 коэффициентов, перемножения которых на сумму функции данной в пределах соответствующего радиуса и суммированием полностью по всем 16 кругам даёт значение искомой функции.

б) определение вертикального градиента функции  $U(\rho, \alpha)$  наблюдаемой на  $z_0$  поверхности. Для  $U_z$  можно написать

$$U_{z(Mb)} = -\frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \frac{\rho(\rho^2 - 2z_0^2)}{(\rho^2 - z_0^2)^{5/2}} [U(\rho, \alpha) - U(m)] d\rho d\alpha \quad (19)$$

$Mb \in Tb$ ,  $M \in T$  при  $z_0=0$

$$U_{z(m)} = -\frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \frac{U(\rho, \alpha) - U(m)}{\rho^2} d\rho d\alpha \quad (20)$$

$M \in T$

Для  $U_{zz}$  будет:

$$U_{zz} = -\frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \frac{\rho z_0 (6z_0^2 - 9\rho^2)}{(\rho^2 + z_0^2)^{7/2}} [U(\rho, \alpha) - U(m)] d\rho d\alpha \quad (21)$$

Для  $U_{zzz}$  будет

$$U_{zzz(mb)} = -\frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \frac{\rho (18z_0^2 \rho^2 + 12z_0^2 + 9\rho^4)}{(\rho^2 + z_0^2)^2} [U(\rho, \alpha) - U(m)] d\rho d\alpha \quad (22)$$

когда  $z_0=0$ .

$$U_{zzz} = -\frac{9}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \frac{U(\rho, \alpha) - U(m)}{\rho^4} d\rho d\alpha \quad (23)$$

$M \in T$

Для локализации аномалий особое значение имеют формулы (20) и (23), при  $z_0=0$ , отмеченные интегралы характеризуются особенностями в точках  $M_{(h=0)}$ . Преодоление этого затруднения возможно заменой  $M_{(h=0)}$  точки,  $M_{(h=\varepsilon)}$  точкой,  $\varepsilon$  - бесконечно малая величина. Такая замена в машинных вычислениях не пригодна, поэтому второй член подинтегрального выражения заменяют выражением

$$J_i = \int_0^{\rho_i} \frac{\bar{U}(\rho_i)}{\rho^5} d\rho, \rho_i=1,2,3,4, \text{ имеющем несколько способов решения.}$$

В конечном счёте, получатся коэффициенты преобразования  $U_{(\rho, \alpha)}$  функции в производных.

в) пересчёт аномального поля в нижнее полупространство. В этом случае интеграл Пуассона при решении внутренней задачи Дирихле превратится в интегральное уравнение, поскольку неизвестная  $U_{(M_H)}$ ,  $M_H \in T$  функция находится под интегралом. Приёмы решения такой задачи относительно сложны\*.

---

\* В особых случаях интеграл не решается ввиду прерывистости функции в данной точке.

Формула пересчёта в нижнее полупространство менее точна, и определяется с точностью 2-5%.

Допустим глубина пересчёта в  $(U, \rho)$  вертикальной плоскости равна  $z_0$ . В этой плоскости проводится окружность с радиусом  $z_0$ , и на этой окружности с центром в точке  $M_0 \in T$  выбираются равномерно расположенные точки, одна из них относится к  $T_H$ , а вторая к  $T_b$ . В таком случае среднее значение потенциала в  $M_0 \in T$  точке будет:

$$U_{(M_0)} = \frac{1}{8} (U_{M_b} + U_{M_H} + U_{M_1} + U_{M_2} + U_{M_3} + U_{M_4} + \bar{U}_{M_n}) \quad (24) \text{ где } M_0 \in T, M_b \in T_b,$$

$M_H \in T_H, M_1, M_2, M_3, M_4 \in R$ . Вместе с тем  $M_1$  и  $M_3$  находятся в нижнем полупространстве,  $M_2$  и  $M_4$  в верхнем, а  $M_\rho$  и  $M_H \in T$  все точки принадлежат  $R$  плоскости.

В силу симметричности  $\bar{U}_{(M_0)}$  функции можно представить в виде:

$$\bar{U}_{(M_0)} = \frac{1}{8} (U_{M_b} + U_{M_H} + 2U_{M_1} + 2U_{M_2} + 2\bar{U}_{M_H}) \quad (25)$$

Если окружность с центром в точке  $M'_0$  проводить радиусом  $z = \frac{1}{\sqrt{2}} z_0$ , а точки  $M_1$  и  $M_2$  будут расположены на вертикальном диаметре, среднее значение функции этой точки будет:

$$U_{(M'_0)} = \frac{1}{4} (U_{M_1} + U_{M_2} + U_{M_3} + U_{M_4} + \bar{U}_{M_n} - M_n), M'_0 \in T \quad (26)$$

Если объединить последние формулы получим:

$$U_{M_H} = 10U_{M_0} - 2\bar{U}_{M_H} - 2\bar{U}_{M'_0} + 2U_{M_H} - U_{M_b} \quad (27)$$

$M_0, M_b, M_H, M_n, M_H \in T$ , в силу чего функции на этих точках получатся по наблюденным данным.  $U_{(M_b)}$  вычислится выражением (18), приведенным в части а) данного параграфа.

Согласно закону симметрии, если иметь ввиду, что на отмеченных точках значения функции определяются методом интерполяции, то последнее выражение примет вид:

$$U_{M_H} = \sum_{i=0}^n K_{H(\rho_i)} \times U_{(\rho_i)} \quad (28)$$

Эта формула отличается от формулы (18) пересчёта поля вверх значениями  $U_{(M_b)}$  и  $K_H(\rho_i)$  коэффициентами. Действительно, допустим  $z_0 = \rho$ , то  $\rho_n = \rho, \rho_0 = 0,707, \rho_n = 1,414,$

$$U_{M_n} = \bar{U}_{\rho_1}, U_{M_b} = 0.293U_0 = \bar{U}_{\rho_1}, U_{M_H} = \bar{U}_{\rho_2}.$$

Таким образом соответствующим  $K_b(\rho_i)$  коэффициентам, взятым с отрицательным знаком должно быть добавлено  $\Delta K(\rho_i) = +766, \Delta K(\rho_1) = -766, \Delta K(\rho_2) = 2$ .

Расчёты коэффициентов приводятся в справочной литературе.

Выше, вкратце были приведены основные теоретические принципы пересчёта (трансформации) и вычисления производных потенциальных полей с целью правильного понимания и истолкования их практических результатов. Что касается физического смысла вышеописанных преобразований, то он будет изложен по мере рассмотрения фактического материала (трансформантов).

Принципы использованного метода прямых поисков полезных ископаемых заключаются в нарушении гармоничности или резком изменении геофизических полей в области особых точек «резервуара», заполненного, в данном случае, углеводородами, или в центрах правильной формы фигур геологических тел.

Поскольку измерить поле в этих точках невозможно, полагают, что аналитическим способом пересчитанное данное поле вблизи «резервуара» искомой минерализации испытывает разрыв. [Н. Страхов ], или в этой области происходит аномальное изменение вторых производных потенциальных полей [В. Березкин, 1988]. В. Березкин [там же] показал, что в этом плане при выделении аномалий, обусловленных залежами нефти и газа, наиболее эффективным является полный нормированный градиент функции гравимагнитных полей [Березкин, 1988]. Формальное описание метода приводится ниже. Сама функция нормированного градиента выражается формулой:

$$G_H = \frac{\sqrt{Ux^2 + Uz^2}}{\frac{1}{M} \sum_0^M \sqrt{Ux^2 + Uz^2}} \quad (29)$$

Где  $G_H$ - оператор трансформации потенциального поля, определяющий выделение тех или иных составляющих из наблюдаемого поля.

$Ux$  и  $Uz$  – производные функции потенциала по горизонтальной и вертикальной осям. Числитель представляет собой полный градиент данного поля в двухмерном измерении, знаменатель - среднее значение того же параметра по площади исследования. Отношение этих величин является безразмерной величиной, характеризующей интенсивность изменения поля в данной точке, В указанной выше работе доказывается, что  $G_H$  оператор есть функция приближения к особым точкам.

Геологическое тело ограниченной геометрической формы, помещенное в потенциальное поле нарушает его гармоничность, т.е. вблизи такой неоднородности оператор  $G_H$  дискретно изменяется (меняет форму и амплитуду). Отсюда и разрешающая способность метода выявления аномалий, обусловленных неоднородностью геологической среды, находящейся в нижнем полупространстве на различной глубине. Следовательно, возникает необходимость аналитического продолжения гармонического поля в нижнее полупространство. Оно осуществляется математическим аппаратом - Фурье-рядом тригонометрических функций. Аномалия  $\Delta g(x, y)$  в двухмерном варианте, заданная на участке  $(-L, L)$ , может быть представлена рядом Фурье.

$$\Delta g = \sum_0^{\infty} \left( A_n \cos \frac{\pi n x}{L} + B_n \sin \frac{\pi n x}{L} \right) e^{\pi z / L} \quad (30)$$

Где  $A_n, B_n$ - коэффициенты ряда или гармоники,  $n$  - порядковый номер гармоники. На практике ряды ограничены и содержат определенное число членов  $N$  и при сходимости  $\Delta g(x, z)$  на концах интервала  $L$  к нулю, используется синусоидная составная часть гармоник, т.е. формула (2) примет вид

$$\Delta g(x, z) = \sum_1^n B_n \sin \frac{\pi n z}{L} e^{\pi z / L} \quad (31)$$

Гармоники  $B_n$  при расположении начала координат на левом конце  $L$  определяются формулой

$$B_n = \frac{2}{L} \int_0^L \Delta g(x, 0) \sin \frac{\pi n x}{L} dx \quad (32)$$

$L$  - длина участка интегрирования или профиля наблюдений. Поскольку  $\Delta g(x, 0)$  является дискретной величиной для горизонтальной оси

$$b_n \approx B_n = \frac{1}{M} \sum_1^M \Delta g(j, \Delta x) \sin \frac{\pi n j}{M} \quad (33)$$

Для вертикальной оси OZ с числом точек также  $M+1$  и расстоянием между ними  $\Delta Z$  имеем  $b_n \approx Bn = \frac{2}{M} \sum_0^M \Delta g(j\Delta z) \sin \frac{\pi nj}{M}$  (34)

Формулами трапеции или формулой Филона определяются коэффициенты (33 и 34) и порядок гармоник потенциальных полей для дальнейшего определения аппроксимированных особых точек в вертикальной плоскости нижнего полупространства. В ряде работ [Березкин В.М. и др., 1979, Березкин В.М., 1988] подробно освещены вопросы точности и разрешающей способности метода полного нормированного двухмерного градиента потенциальных полей при решении задачи прямых поисков нефтегазовых месторождений.

Приведенные выше формулы функционально-аналитического преобразования позволяют продолжение наблюдаемых на поверхности земли гравимагнитных полей на любую высоту и глубину верхнего и нижнего полупространств. По этим трансформантам и наблюдаемым полям можно определить производные высшего порядка, а также осреднение по площади наблюдаемых полей с любым радиусом осреднения.

Поле  $\Delta g_a$  с равномерной невозмущенной укладкой изодинам, пересчитанное вверх на высоту  $H$  или осредненное с радиусом  $R$  сопоставимо с полем обусловленным глубоко залегающим и широко простирающимся интенсивно гравитирующим горизонтом. Такое поле считается региональным или фоновым полем, а горизонт - опорным. Таким горизонтом представляется фундамент складчатого основания. Однако между трансформированным полем и полем, обусловленным опорным горизонтом, строгой формальной зависимости нет и определение точного значения регионального (фонового) поля невозможно. Поэтому трансформированное вверх поле  $\Delta g_a$ , свободное от возмущений второго порядка принимается в опытном порядке условно региональным (фоновым). Оно является условным еще и потому, что глубина залегания гравитирующего горизонта на больших территориях может изменяться в широких пределах и на различных площадях региональный фон может оказаться разным.

Если на площади имеется несколько интенсивно гравитирующих горизонтов, продолжение наблюдаемого поля  $\Delta g_a$  вверх на высоту их глубин залегания также можно принять относительной региональной составляющей, и затем определить по ним локальные, т.е. остаточные аномальные составляющие. Такой подход к интерпретации АГП весьма эффективен для последовательного истолкования геологического разреза.

Комбинацией процедуры осреднения можно получить эффект Саксова-Нигаррда

$$\Delta g(\text{лок}) = \frac{\Delta g_{cp.}(R_1) - \Delta g_{cp.}(R_2)}{R_2 - R_1} \quad (35)$$

где  $\Delta g_{cp.}(R_1)$  и  $\Delta g_{cp.}(R_2)$ -средние значения аномалии силы тяжести в окрестностях с радиусами  $R_1$  и  $R_2$ .

Отношения ( ) успешно используются с целью подавления помех при равномерной определенной глубине залегания гравитирующих масс определяя тем самым их ориентировочную глубину.

Осреднением поля также легко получить функциональную зависимость Андреева-Гриффина  $\delta g = \Delta g_{cp.}(R_1) - \Delta g_{cp.}(R_2)$  (36)

Программирование приведенной выше основы трансформирования потенциальных полей осуществлено на кафедре геофизики Московского университета имени Ломоносова заведующим этой кафедрой проф. Булычевым А.А. и его сотрудниками. Этим программным обеспечением пользовались и мы при интерпретации гравимагнитных полей. Данная программа Wxyz позволяет создание многовариантной системы

трансформантов, несущих различную геологическую информацию. Искусство и трудности интерпретации заключаются в подборе наиболее оптимального варианта геологической модели, удовлетворяющей логике современной геологической концепции.

Мы перебрали несколько вариантов трансформаций поля отвечающих нашим задачам, заключающихся в следующем: а) определение глубинного строения с выделением крупных геологических тел, б) геотектоническое расчленение (районирование) в аспекте новой концепции тектоники литосферных плит, в) выявление структурного строения, перспективного с точки зрения содержания углеводородов на площади Восточной Грузии и г) прямые поиски нефтегазосодержащих структур (в опытный порядок).

Для решения поставленных задач с помощью упомянутой выше программы необходимо было провести довольно таки большое количество операций при работе, прежде чем остановиться на конкретной методике обработки, а именно:

а) выбрано трансформирование поля  $\Delta g_a$  вверх на высоте  $H=10$  и  $20$  км с учетом того, что нахождение геологического объекта крупно-глыбового типа, ниже подошвы осадочного покрова, т.е. в консолидированной коре можно только предполагать. Поскольку он залегает в среднем ниже глубины  $10$  км, пересчитанный трансформант  $\Delta g_a$  на высоте  $10$  км должен содержать «чистую» информацию о самой консолидированной коре. Практика показывает, что при пересчете вверх до  $10$  км высоты, «положительные» и «отрицательные»  $\Delta g_a$  группируются по площади с интенсивностью и конфигурацией изодинам «скорейшего спуска» (быстрого изменения). При пересчете выше  $10$  км, изменение  $\Delta g_a$  идет медленно, а на  $20$  км экстремальные значения и конфигурация аномальных центров мало отличаются от трансформанты с высотой пересчета  $10$  км. Отличий между трансформантами  $\Delta g_a$ , пересчитанными на  $20$  и  $30$  км, особенно по конфигурации изоаномал, почти нет.

Все это позволило провести пересчет  $\Delta g_a$  вверх на  $10$  км и выше и образованное после пересчетов остаточное поле можно считать оптимальным, для получения информации о структурном строении консолидированной коры, по крайней мере «гранитного» слоя.

Пересчеты вверх, как известно, оконтуривают места неоднородности (избытка или недостатка) масс на поверхности гравитирующего горизонта, а пересчеты вниз - сосредоточие тех же масс в избыточных центрах. При этом задача решается некорректно и могут появиться "фиктивные центры" перераспределения масс.

б). тектоническое районирование - одна из самых важных и сложных задач в геологии, решение которой состоит в разделении области на тектонические комплексы, зоны и подзоны в зависимости от фациального состава (типа, напряженности, ориентировки разрывов и степени метаморфизма осадков, распространенность и состав интрузии и пр), выступающих на поверхность осадочных пород [И.Гамкредидзе, 1984, 2000]. Поверхностные геологические признаки и критерии, определяющие содержание тектонического районирования нуждаются в пополнении данными о глубинной их обусловленности. С этой целью и применяется тектоническое районирование геофизическими методами. Гравиметрическое расчленение должно отражать современное положение и распределение гравитирующих масс осадочного слоя, т.е. отражать глубинную тектонику осадочного слоя.

С целью решения задачи, указанной в пункте б) выполнены пересчеты  $\Delta g_a$  вверх на некоторые высоты, с определением соответствующих им остаточных полей. Наиболее оптимальными из этих трансформантов оказались пересчеты вверх на  $6$  км и соответствующее им остаточное аномальное поле. Этот вариант по-видимому отражает эффект гравитирующих масс средних глубин, т.е. глубину залегания среднего структурного яруса.

Оптимальность трансформанта  $G_{H_0}$  ( $H=6$  км) в отношении тектонического расчленения территории определяется сопоставлением его контуров зональности с контурами геотектонических зон, установленных геологией региона - вторые являются весьма удачной “выкройкой” первых.

в) в задачу пункта входит установление структурного (разрывного и пликативного) строения глубин осадочного слоя. Эти виды нарушений геологической среды по-разному отражают однородность гравитационного поля и гравитационный эффект, обусловленный ими, однако способы использующие производные  $\Delta g_a$  позволяют преодолеть такое затруднение.

Разрывные нарушения обуславливают преимущественно горизонтальную неоднородность геологической среды и, впоследствии, дискретное нарушение гравитационного поля. Следовательно, экстремальное изменение АГП должно быть характерно в горизонтальном направлении. С целью выявления разрывных нарушений регионального плана используются способы полного горизонтального градиента или вертикальных производных второго порядка. В связи с тем, что вычисление полного горизонтального градиента связано с некоторыми трудностями, нами применялся способ  $V_{zz}$ .

Установление пликативных дислокаций методом гравиразведки не менее сложно, чем разрывных нарушений. Дело в том, что пликативные нарушения нарушают однородность геологической среды как в вертикальном (преимущественно), так и горизонтальном направлениях. Вертикальные нарушения связаны с плотностным перераспределением масс, а горизонтальные их приближением и удалением по отношению к плоскости наблюдений. Соответственно происходит, вероятно, и нарушение АГП, но слабо ощутимое. Выявление таких типов вертикальных и горизонтальных нарушений в гравитационном поле одинаково трудно и требует различных подходов и способов интерпретации. В этом плане наиболее эффективными являются вертикальные производные АГП второго порядка ( $\partial^2 g / \partial z^2$ ) и остаточное АГП с разным пересчетом на высоту ( $G_{H_0}$ ,  $H=$ ). Первые устанавливают структуры с небольшим глубинным залеганием дифференцированно, а вторые - структуры с более глубинным залеганием группировано (антиклинорий, синклинорий).

г) для решения таких задач как определение структурного строения перспективной на содержание углеводородов площади Восточной Грузии и прямые поиски нефтегазосодержащих структур использовался метод Березкина - полного нормированного градиента. Математическая основа метода описана выше.

Нами в опытном порядке этот метод опробован в трехмерном варианте на нефтяных месторождениях Притбилисского района. Алгоритм этого варианта заложен в той же  $Wxyz$  программе Московского Университета. При этом надо отметить, что полный нормированный градиент в трехмерном измерении аналогичен по принципу двумерному, дополненному градиентом в степени квадрат поля по третьему  $Y$  составляющему в числителе и знаменателе одинаково. В алгоритмическом отношении формула преобразования представляет сложную задачу. Эта сложность, как видно, была преодолена авторами использованной нами программы. Ее преимущество по сравнению с двухмерной, безусловно очевидно. Во-первых, она точнее, имея повышенную разрешающую способность, во-вторых, облегчает составление карт и разрезов распределения нормированного градиента.

При подборе методики интерпретации использовалась не только программа Московского Государственного Университета им. М.Ломоносова, но и небезызвестная уже нам, программа, которой мы пользовались при составлении банка гравиметрических данных, SURFER. Программа SURFER создает сетку грида нужных данных, и только после этого их можно использовать в программе пересчетов  $Wxyz$ .

#### 4.2. Анализ карты гравитационного поля в редукции Буге $2,67 \text{ г/см}^3$ с поправкой за рельеф $R=200 \text{ км}$ масштаба $1:500000$

Анализ геофизических полей с какой бы целью (формальной или геологической интерпретации) он не проводился, требует их разделения по малым или большим составным частям на площади по совокупности однородных признаков. Это одно из необходимых условий для раскрытия физико-геологической природы наблюдаемых полей. Вместе с тем размеры (по площади) и интенсивности аномалий находятся в прямой корреляционной зависимости от пространственного положения аномалиеобразующих тел. Таким образом, классификация аномалий по их размеру один из основных процессов их интерпретации, хотя определяемая весьма условно. При интерпретации АГП их пытаются представить как состоящих из региональной и локальной составляющих, или делят по ранговому порядку [Балавадзе, 1957, Андреев, Клушин, 1962]. При этом подразумевается, что каждая из них имеет геологический вещественный смысл.

Приведенная ниже классификация АГП носит сугубо абстрактный характер и может быть использована на первом этапе схематического изучения или изучения больших областей в мелком масштабе. Кроме того, она не формализована, носит интуитивно-субъективный характер и для современного этапа крупно- и среднемасштабных исследований территории мало эффективна.

На современном этапе развития технико-методических способов обработки гравиметрических материалов для разделения и фильтрации АГП можно применять аналитический способ решения, избегая субъективные и непредвиденные ошибки. Известно, что при аналитическом продолжении потенциальных полей в верхнее полупространство в зависимости от высоты пересчета поле становится гладким и отражает влияние гравитирующих масс, занимающих большую площадь и глубину. Вместе с тем, вычитаемая часть при пересчете является гравитационным эффектом от верхних геологических неоднородностей, т.е. тел расположенных начиная от поверхности и до десятка километров глубины. В формулированном виде оно может быть записано  $g_{Hj} = g_{наб} - g_{Bj}$ . Отсюда можно написать:  $g_{Bj} = g_{наб} - g_{Hj}$ , где  $g_{Hj}$  - АГП. пересчитанное на  $j$  высоту,  $g_{наб}$ , - наблюдаемое АГП,  $g_{Bj}$  - поле утерянное при пересчете, т.е. вычитаемое поле на высоте  $j$  пересчета. Таким образом, способом аналитического продолжения легко определяются две составляющие наблюдаемого поля, которые назовем условно, региональной и локальной. Обе являются переменными величинами. Локальная аномалия связана с различными по размеру телами, ограниченными по площади и глубине. Она может изменяться от 0 до определенного предела. При пересчете, полученному локальному полю соответствует свое фоновое региональное поле. Как мы знаем целью разделения наблюдаемых АГП является выяснение причин их происхождения, в первую очередь, расположения обуславливающих их масс на глубине. Поскольку мы не знаем точного распределения гравитирующих масс в разрезе и по площади, и объемного фактора этих масс, определить глубину относимости гравитационных эффектов, полученных в результате, приведенных выше расчетов невозможно. Поэтому полученные суммарные гравитационные эффекты аналитическим способом можно разделить условно поинтервально в зависимости от высоты пересчета и отнести к вероятным массам (крупным структурным образованиям, стратиграфическим комплексам, древним массивам, интрузивам и пр.), обладающим априори полученными свойствами. Такими массами

(структурами) мы считаем структурно-плотностные этажи\* (верхний - с современных по подошве молассовых (майкопа), средний - с верхнего эоцена по подошве осадочного слоя и нижний - кристаллический фундамент) осадочного слоя, поверхность консолидированной коры, плотностные неоднородности в консолидированной коре и под корой, крупные интрузивы, выходы массивов на поверхность и пр. С учетом выше сказанного мы предлагаем наш вариант классификации АГП, наблюдаемого в условиях альпийской складчатой системы.

*Классификация АГП по охвату аномалией площади и глубины информативностью способа аналитического продолжения вверх.  
(Применительно к складчатым областям)*

1.  $G_{H 0.5} - G_{H 2}$  - интервал первого сглаживания, без рельефных и других поверхностных помех. Преобладает гравитирующий эффект верхнего структурного этажа.
2.  $G_{H 2} - G_{H 5}$  - интервал второго сглаживания, преобладает гравитирующий эффект второго структурного этажа. Значительно ослаблено влияние верхнего структурного этажа с изменчивым по площади  $10^2 \text{ км}^2$  фоном.
3.  $G_{H 5} - G_{H 10}$  - интервал третьего сглаживания с изменчивым по площади  $3-5 \times 10^2 \text{ км}^2$ . Доминирует гравитирующий эффект третьего структурного этажа.
4.  $G_{H 10} - G_{H 20}$  - интервал четвертого сглаживания с гладкостью по площади  $10^3 - 10^4 \text{ км}^2$ . Отражает, в основном, влияние морфологии поверхности кристаллического фундамента.
5.  $G_{H 20} - G_{H 50}$  - отражает влияние внутрикоровых гравитирующих неоднородностей. Соответствует региональному фону с гладкостью изолинии на площади  $3-5 \times 10^4 \text{ км}^2$ .
6.  $G_{H 50} - G_{H 100}$  - отражает гравитирующий эффект подкоренного горизонта. Соответствует региональному фону с гладкостью изолиний на площади  $10^5 - 10^6 \text{ км}^2$ .

*Классификация остаточного (локального) АГП, пересчитанного вверх аналитическим способом*

1.  $G_{HO 0.5-2 \text{ км}}$  - приповерхностные аномалии с различными помехами.
2.  $G_{HO 2-5 \text{ км}}$  - аномалии, отражающие влияние верхнего структурного этажа.
3.  $G_{HO 5-10 \text{ км}}$  - аномалии, отражающие влияние среднего структурного этажа.
4.  $G_{HO 10-20 \text{ км}}$  - аномалии, отражающие влияние нижнего структурного этажа.
- 5-6.  $G_{HO 20-50 \text{ км}}$  - аномалии, отражающие влияние верхней и средней коровых гравитирующих неоднородностей

Аномалии силы тяжести на территории Грузии изменяются от 0 до +20 (редко), с точки зрения разделения поля здесь проблем быть не должно, они от (-20) до (-150) мГл и в основном отрицательные. Следовательно, разделение аномалий, очевидно, возможно по интенсивности, при этом относительного максимума и минимума, а также сосредоточенности, т.е. наличия замкнутого внешнего контура изоаномал. Исходя из этого принципа аномалии с внешним контуром интенсивности (-70, -60) мГл к центру поле

---

\* Средний структурно-плотностной этаж в межгорной депрессии можно разделить подэтажи: средне-верхний-верхнеэоценово - нижнеэоценовый, среднепалеоценово - меловой и средне-нижнеюрский.

повышается, приняты как относительные максимумы, а в тех контурах с интенсивностью (-90, -80) мГл, где к центру поле понижается, приняты аномальным минимумом. Основные черты распределения аномалий силы тяжести в поле топографической редукции для карт мелкого масштаба на территории Грузии даны в работе академика Балавадзе В.К. [Балавадзе, 1957]. Мы принимаем эту схему распределения аномалий как априорную, но поскольку результаты этих исследований основывались на редких измерениях (схематических картах) гравитационного поля и не содержали данные (отсутствовали) в акваторной части территории, то они нуждаются в некотором уточнении и дополнении. Аргументом нижеприведенного разделения поля, кроме всего прочего служит тот факт, что все пересчеты (аналитические продолжения) в верхнее полупространство и осреднения группируют аномалии в виде отдельных совокупностей, по обособленным участкам с мало изменившимся контуром в плане и в различных трансформантах.

Расклад в плане крупных по площади и своеобразию морфоструктур, а также интенсивности с учетом данных пограничных территорий таков: 1. Анапско-Авадхарская; 2. Эльбруско-Дихтаузская; 3. Махис-Магальская; 4. Восточно-Черноморская; 5. Колхидская с выступом Дзирульского массива; 6. Картлийско-Кахетинская; 7. Аджаро-Триалетская; 8. Джавахетско-Нагорно-Армянская; 9. Болнисско-Карабахская.

Из перечисленных выше аномалий по шкале относимости все, кроме первой и четвертой, отрицательные и расположены на различных высотах этой шкалы.

1. Анапско-Авадхарская аномалия охватывает территорию северного и южного склонов Большого Кавказа в названном интервале простираения. Здесь аномалия Буге с полутопографической поправкой положительная, с центром максимума в г. Анапе, где она достигает +100 мГл. С предгорий, по обе стороны от хребта, поле уменьшается, к северу переходит в отрицательные значения небольшой интенсивности, а к югу – к морю, вглубь, с небольшой ундуляцией поле вновь повышается и становится намного интенсивнее.

Аномалия имеет овально - эллиптическую форму в плане, закрывающую западное погружение Большого Кавказа с обратным корреляционным знаком - с понижением рельефа аномалия увеличивается. Отдельные вершины в данной части хребта достигают 3000-3500 м высоты, и в отличие от стыкующейся с ней Эльбруско-Дихтауской аномалией здесь закономерности изостазии нарушаются. Наибольшие отклонения от изостазии - изостатические аномалии – обнаруживают островные дуги и сопряженные с ними глубоководные желоба. Такие отклонения и тем более движения, направленные на нарушение, а не на восстановление изостатического равновесия – антиизостатические движения – требуют специального объяснения – привлечения дополнительных сил.

2. Эльбруско-Дихтаузская аномалия отрицательная, самая интенсивная и большая по площади на Кавказе. Охватывает площадь 4990 км<sup>2</sup> на хребте с вершинами от 3,9 до 5,9 км. Интенсивность аномалии в эпицентре (-120 - -140) мГл. При пересчете вверх на 20-25 км интенсивность аномалии достигает (-120 - -130) мГл с сохранением наружной конфигурации и площади на всех пересчетах трансформантов до отмеченной высоты. Ее наружный контур определяется изодинамой (-90) мГл. Этот контур охватывает ряд известных геологических объектов и высокогорных вершин центрального Кавказа и отстающую в стороне от этих вершин Эльбрускую гору-гигант. Стройная гладкая система этой аномалии нарушена отдельными локальными отклонениями, связанными с морфологией рельефа и геологической обстановкой региона. На трансформантах аналитического продолжения в верхнее полупространство поле превращается в «до тонкости отшлифованную» вогнутую поверхность.

3. Дзау-Джикау-Махис-Магальская аномалия смещена на север и является продолжением предыдущей по хребту Б.К., на восток до Белоканского меридиана, отличаясь от нее повышенной интенсивностью до (-50) мГл. С юга она ограничена линией предгорья

Южного склона, а с севера также - предгорьем северного склона. В центре аномалии интенсивность максимальна, периферия ограничена замкнутой изолинией (-75) мГл, которая опускается на севере до низменности и захватывает северо-запад г. Владикавказа. В эпицентрах аномалии расположены вершины гор, кроме Махис-Магальской, Богодской и др. с отметками до 4000 м каждая.

4. Следующая аномалия Восточно-Черноморская расположена в акватории Черного моря, в территориальных водах Грузии и её можно наблюдать только частично. Она, в целом, высокой ( $\pm 80$  -  $\pm 100$  мГл), но разнополярной интенсивности. Эпицентры расположены в центральной части акватории, южнее Крыма, и дипольной эллиптической формой направлены в сторону Колхиды. Минимум этой аномалии ограничен с юга максимумом описанной выше Анапско-Авадхарской аномалии. Еще восточнее этого минимума, примерно, от г. Очамчире, отделяется аналогичный ей минимум, который дугой обходит с востока Черноморский максимум и минуя побережье Поти достигает Батуми.

Черноморский максимум гравитационного поля на картах с редкими пунктами и не совсем точными наблюдениями характеризуется ложной морфоструктурой. Можно представить каким он мог бы быть на картах крупного масштаба и высокоточных наблюдений. Тем не менее, Черноморская аномалия-максимум в общепространственном гравитационном поле Кавказа занимает обособленное место и отражает влияние глубинного строения седиментного бассейна, прошедшего сложные геодинамические процессы развития.

5. За дугообразным восточно-черноморско-прибрежным минимумом  $\Delta g$ , на низменностях Колхиды и Абхазии  $\Delta g$  повышается с разной интенсивностью. На первой развивается так называемая Колхидская аномалия с интенсивностью (-40, -50) мГл, охватывающая выступ Дзирульского массива и Окрибу. Аномалии этих участков отделены от морской прибрежной полосы с повышенной  $\Delta g$  (-40 мГл), понижением этого поля до (-60, -65) мГл. Так что Дзирульский массив и Окриба в аномальном поле Колхидской низменности занимают обособленные места.

6. Аджаро-Триалетская аномалия особо примечательна Батумским хребтообразным максимумом (+25 мГл), погружающимся по простиранию западным концом в Восточные Понтиды, а восточным у курорта Боржоми, аналогично западному с повторяющейся картиной. Аномальный максимум необычный по морфоструктуре и интенсивности для молодых складчатых образований, и установление природы его происхождения может выясниться природу самой Аджарско-Триалетской зоны.

7. Картлийско-Кахетинская аномалия, расположенная восточнее Дзирульского выступа фундамента, по геологическому представлению - относительный максимум наблюдаемого поля силы тяжести этого выступа. Территориально она охватывает Шида-Картлийскую и Кахетинскую депрессии, связанные через Эрцо-Янлойские морфологические структуры. Аномалия эта также разбита по этим структурам, но их объединяет изолиния силы тяжести с интенсивностью (-80) мГл и разъединяет аналогичная линия с интенсивностью (-90) мГл, в эпицентрах (-110) и (-120) мГл соответственно.

Эта аномалия в других работах именуется «Тбилисской» с экстремальным значением (-120) мГл. Однако она расположена в 30-40 км севернее Тбилиси над Эрцо-Янлойской системой молассовых образований Грузинской глыбы. Тбилиси находится в Аджарско-Триалетской зоне, где интенсивность АГП не превышает (-60) мГл, а Картлийско-Кахетинская аномалия территориально не имеет связи с Тбилиси. Кроме того, с Тбилисской аномалией объединяют другого характера и природы происхождения

аномалии Триалетского хребта и Болниссой зоны, не имеющие с ней ни геологической, ни морфологической связи.

8. Джавахетская отрицательная аномалия округлой изомерной формы, с тремя дугообразными минимумами (-120, -130 и -145) мГл, расположенными по окружности неравномерно, в целом изображена обособленной гравитационной депрессией, внешне мало похожей на окружающие ее продолжения. Аномалия занимает Джавахетское плато, включая Ахалкалаки с юго-западными возвышенностями и часть Армянского нагорья.

Территория, занимаемая аномалией в целом является довольно высоким нагорьем, где вулканогенные хребты и отдельные сопки достигают 3000-3500 м высоты.

Природа аномалии остается необъяснимой.

8. Болнисско-Карабахская (Храмско-Папаякская\*) аномалия. Под этим названием подразумевается относительный максимум  $\Delta g_a$ , занимающий площадь Юго-Восточной Грузии и район Амартуни (Армения). Эпицентр аномалии с интенсивностью (-20) мГл находится на последнем пункте, обособленном замкнутым контуром от большого и положительного Агдам-Талышского максимума

Храмско-Папаякский максимум отделен от вышеупомянутого Тбилисского максимума (-60 мГл) узкой зоной (полосой) Кикетско-Бакурианского высоко градиентного минимума.

Описанное выше аномальное гравитационное поле Грузии напоминает картину крупномозаичного блокового строения с неотшлифованной поверхностью. Блоки погружены и возвышены по отношению друг к другу, но с неясным еще структурным планом. По масштабам аномалии их можно отнести к категориям третьего и четвертого порядков по вышеприведенной градации, но нельзя четко разграничить и объяснить хотя бы ориентировочно их глубину и геологическую природу. Эти вопросы более или менее решаемы функционально-аналитическим преобразованием поля, о чем пойдет речь в следующем параграфе.

Что касается геолого-геофизической интерпретации гравиметрических данных, то, как известно, гравитационные аномалии могут соответствовать отдельным блокам земной коры, которая отличается составом и плотностью горных пород, а также с гипсометрическим положением основных границ раздела плотности или же состоянием подкорового вещества. Сходные аномалии приурочены к большим массивам изверженных пород и к крупным геологическим структурам.

Исходя из этого можно высказать некоторые предположения о причинах возникновения основных аномалий силы тяжести на территории Грузии (1-9 на стр.50).

Отрицательные аномалии Эльбруско-Дихтаузская, Махис-Магальская связаны видимо с присутствием на глубине пород малой плотности, главным образом в виде мощного гранитного слоя, создающего корни гор.

Колхидская, Картлийско-Кахетинская, Аджаро-Триалетская, Джавахетско-Нагорно-Армянская и Болнисско-Карабахская отрицательные аномалии увязываются с особым состоянием подкорового вещества, скорее с его разуплотнением, причины которого остаются неясными.

Восточно-Черноморская положительная аномалия видимо приурочена к развитию здесь вместе с Колхидским блоком мощных (до 2000 м) пород базальтового состава верхнеюрского возраста.

Анапско-Авадхарская положительная аномалия является продолжением на север Восточно-Черноморской аномалии. Природа происхождения Анапско-Авадхарской и

---

\* Хребет в Армении на границе с Грузией.

Восточно-Черноморской аномалий по-видимому одинакова и должно быть связана с образованием в прошлом Черноморско-Азовского бассейна развивающегося на древней континентальной коре погружением и рифтогенезом.

### 4.3. Глубинное блоковое строение территории Грузии

Наш подход к исследованию этого вопроса общепринятый – (пересчеты АГП вверх), но оригинальный в том плане, что оптимальная высота пересчета нами определяется по экстремальному значению поля, выше которого спад интенсивности и изменение конфигурации аномальных областей происходит поинтервально медленно.

Объектом исследований в данном случае является территория Грузии с её морской частью. Если примем во внимание, что фундамент по территории исследований залегает в среднем на глубине 8-10 км, то полученная в результате пересчета вверх выше названных величин, трансформанта должна отражать структуру регионального гравитирующего горизонта - фундамента складчатого основания.

Оптимальная высота пересчета (трансформации) поля с целью получения максимального гравитирующего эффекта в суммарном поле от интересующего нас горизонта определяется, как уже было сказано, опытным путем, постепенным увеличением высот пересчета вверх. В этом случае если в верхней части осадочного слоя нет высоко гравитирующего горизонта интенсивность и конфигурация аномалии изменяется быстро. Около гравитационно-активного горизонта интенсивность замедляется, а выше происходит спад интенсивности, изменение конфигурации и так далее. По нашим наблюдениям интервал замедленного изменения  $\Delta g_a$  наступает между высотами пересчета 10 и 20 км и эти высоты, мы считаем, являются оптимальными для получения трансформанта, отражающего структуру поверхности раздела осадочного и «гранитного» слоев или гравитационный эффект последнего горизонта превышает. Результаты пересчета на 10 и 20 км нанесены на карту (прил.2) и различие между ними по интенсивности и конфигурации изодинам минимальное, выделенные на ней аномальные области являются блочно разбитой мозаикой с четко разграниченными границами соприкосновения. На ней сохранены в сглаженном виде все конфигурации аномальных областей, которые намечались еще в наблюдаемом поле. Аномальное гравитационное поле на пересчетах высот 10-20 км остается довольно неоднородным и далеким от общего регионального фона. Этот последний для Кавказа и Грузии, в частности должен получиться на больших (сотни км) высотах пересчета. АГП, пересчитанное на высотах 10 и 20 км можно принять фоновым в ограниченных пределах своей обособленной аномальной области.

Если территорию Грузии со своим черноморским сектором мы рассмотрим на карте пересчета АГП на высотах  $G_H=10-20$  км, то увидим интересную картину.  $\Delta g_a$  на этих уровнях за исключением морской, Анапа-Авадхарской и Батуми-Кобулетской площадей - отрицательные с гладкой морфологической структурой и имеют длинопериодную волновую - колебательную форму. На этой карте контуры опоясываются замкнутыми изолиниями, интенсивность которых отмечена в пределах от  $-90$  до  $-70$  мГл. В первом аномальном контуре значения аномалий к центру еще больше опускаются, во втором повышаются, т.е. имеется относительные минимумы и максимумы соответственно. Расположение их на территории исследований, поочередно сменяющееся, и характеризуется оригинальной закономерностью. Наименование аномальных контуров дается по местному географическому названию эпицентральных частей аномалий.

с положительным или относительно положительным

АГП

I Анапско-Авадхарский блок  
I<sub>1</sub> Анапско-Лазаревский подблок  
I<sub>2</sub> Сочинско-Сухумский подблок  
II Восточно-Черноморский блок  
II<sub>1</sub> Гагрско-Потийский блок  
II<sub>2</sub> Супса-Сарпский подблок  
III Колхидский блок  
III<sub>1</sub> Ингурско-Рионский подблок  
III<sub>2</sub> Аджарский подблок  
IV Махис-Магальский  
(Владикавказско-Омалойский) блок  
V Лагодехско-Закатальский подблок  
VI Болнисско-Карабахский  
(Храмско-Папаякский) блок

с отрицательным или относительно

отрицательным АГП

VII Эльбрус-Дихтауский блок  
VIII Картлийско-Кахетинский блок  
IX Джавахетский блок  
X Восточно-Понтидский прибреж. блок

В приведенном распределении аномальных областей можно заметить закономерности, перечисление которых дает некоторое представление о глубинном строении территории.

- Для аномалий с пониженным глубинным минимумом характерно симметричное расположение. Аномалии с повышенным минимумом в эпицентрах располагаются леводиагонально с длинной осью блока овальной конфигурации. Аномалии с относительно «выпуклыми» эпицентрами занимают праводиагональное положение, но длинной осью ориентированы в Большекавказском направлении.

- Все глубинные аномальные минимумы имеют удлиненную овальную форму, их распределение по площади создаёт мозаику блокового строения.

- «Выпуклые» относительно положительные аномалии имеют общее праводиагональное расположение.

- Минимумы и максимумы сдвинуты по отношению друг другу субмеридионально.

- На трансформантах  $G_H=20$  и 25 км морфоструктура аномалий, их распределение, включая приведенную выше закономерность остаются без изменения (прил.4).

Эти данные и Uzz трансформанты пересчитанные на большую высоту позволяют утверждать, что распределение аномальных областей (прил.4) соответствует глубинному блоковому геологическому строению. Нет сомнения, что эти блоки находясь под осадочным покровом расположены на различных абсолютных высотах по отношению друг к другу, как видно по геоморфологическим характеристикам их контуров.

Для того чтобы иметь приближенное физическое представление об отмеченных прогнозируемых телах необходимо привести их формальную характеристику, условную в какой-то части, в других с приведением геологического строения.

1. Анапско-Авадхарский положительный максимум (I) АГП простирается по Главному хребту Б.К. и охватывает оба его склона. Экстремальное значение +80 мГл находится в районе Анапы, и к востоку затухает, достигая Авадхары с минимальным значением. Аномалия характеризуется удлиненной формой, занимает западное погружение Большого Кавказа. Территорию нашего исследования она «захлестывает» с запада и «периклинально» затухает до Сухуми. Аномалия, с нашей точки зрения, представляет интерес в аспекте интерпретации аномального поля силы тяжести всей горной системы Большого Кавказа.

Аномалия ГП Анапско-Авадхарского блока является продолжением на север Восточно-Черноморской аномалии, обособлена от нее полосой пониженной интенсивности или местами отрицательных значений, проходящей по побережью со стороны моря. Аномалия имеет зональный характер, поэтому она разделена на Анапско-Лазаревский и Сочинско-Сухумский подблоки.

2. Восточно-Черноморский\* положительный максимум (II) интенсивности +90 мГл находится на западе от восточного берега в 350-400 км от государственной границы и только восточной своей периферией заходит в сектор территории Грузии. Этот максимум характеризуется сложным морфологическим строением, имеет несколько экстремальных эпицентров и боковых выступов. Один из выступов открытый «заливом» заходит у берегов между Кодори и Ингури, второй, скрытый через отрицательный минимум - выстает у берегов Батуми-Кобулету - «Аджарский максимум». Поэтому АГП восточного побережья, от Адлера до Батуми «возмущено» в ширину на 20-35 км, которое разделяется на три: Адлер - Сухумскую, Очамчирскую - Потийскую и Супса - Сарпскую части. На трансформанте АГП, пересчитанного на высотах 10-20 км эти возмущения – выступы остаются за центральным максимумом к суше, разделенные зоной отрицательного АГП. По природе происхождения мы их относим к континентальной части.

а) Адлерско-Сухумский относительный минимум силы тяжести простирается узкой полосой по побережью и занимает часть суши и часть акватории Черного моря. С севера и юга он ограничен Анапско-Авадхарской и Восточно-Черноморской положительными аномалиями силы тяжести соответственно. Сухопутная часть по геологическим представлениям является продолжением Колхидской части глыбы, морская, должна иметь аналогичное строение.

б) Восточно-Черноморская полоса гравитационного возмущенного минимума (Очамчиро-Потийского и Супса-Сарпского) окаймляет сушу по морю от Очамчиры до Батуми. С запада с ней граничит Восточно-Черноморский максимум АГП, а с востока по суше отрицательный, но относительно повышенный максимум  $\Delta g_a$ . Мы не находим здесь геологического объяснения кроме того, что можно допустить нахождение глубинного разлома поперечного меридианального направления, разделившего два типа коры континентального и структурного океанического строения. Однако такое объяснение геологической природы этих аномалий остается проблематичным.

3. Колхидский относительный максимум (III) представляет собой возмущения изодинам АГП повышенной интенсивности, заканчивающейся на востоке выступа Дзирульского массива периклиноподобной структурой. Аномалия наблюдаемого поля характеризуется равномерным изменением интенсивности. На берегу моря она равна -40, -45 мГл, на Дзирульско-Окрибской площади -55, -65 мГл (прил.4). Дзирульский массив с восточной частью Окрибы на трансформанте  $G_H=10-20$  км отмечены возмущением поля, не имея при этом замкнутых контуров. Это говорит о том, что Дзирульский массив с Окрибой не создают самостоятельной блоковой системы и являются составной частью Колхидского блока.

а) Ингурско-Рионская аномалия силы тяжести ( $III_1$ ) характеризуется общим относительным повышением интенсивности. Ее особенностью является связь с Восточно-Черноморским максимумом через его периферийный экстремальный эпицентр, который находящийся между Кодори и Ингури (прил.4). Эта связь прослеживается до Дзирульского массива включительно. Вместе с тем здесь поле  $\Delta g_a$ , в какой то степени, повышено, затухая затем к востоку. Также возмущено поле в районе Асхи.

С юга аномалия ограничена полосой минимума, проходящей между глубокими минимумами Джавахетским (IX) и Восточно-Понтидского прибрежноморским (X). С севера она граничит с Эльбруско-Дихтаузским минимумом с высоким зональным градиентом поля

---

\* Так и именуется в литературе восточнее Феодосийского меридиана (Земная кора и история развития Черноморской впадины, 1975)

б) Аджарский положительный максимум ( $III_2$ ) на карте  $G_H=0$ , занимает площадь на море и на суше в прибрежной части Аджарии. Экстремальное значение равно  $+25$  мГл, с продолжением на запад в море, контур недалеко замыкается, на восток с затуханием достигает Боржоми. На трансформантах  $G_H=10$  и  $20$  км он становится пониженным максимумом с интенсивностью в центре  $+2$  мГл. В блоковой системе Колхиды он представляет небольшую ячейку (прил.2).

4. Владикавказско-Омалойский относительный максимум (IV) занимает площадь на обоих склонах Главного хребта от верховьев р.Терек до верховьев р.Самура с захватом равнины Владикавказа. Длина контура равна  $50$  км, ширина  $30$  км, площадь по наружному контуру  $1500$  кв.км. Он охватывает 4 высоких вершины, со средней высотой  $3200$  м, интенсивность аномалий в эпицентрах наблюдаемого поля равна  $-52$  мГл, пересчитанного вверх  $-60$  мГл, по наружному замкнутому контуру  $-80$  мГл

5. Лагодехско-Закатальский относительный максимум (V) находится на восточном погружении Главного хребта, занимает площадь на стыке границ Грузии, Азербайджана и Дагестана. Эпицентр аномального поля находится в трансформированном поле на стыке с интенсивностью  $-74$  мГл. Аномальная площадь сложена аспидными сланцами и сланцево-глинисто-песчанистыми образованиями нижней и средней юры Лагодехской и Тфанской зон. Природа подблоковой структуры не ясна.

6. Храмско-Папаякский относительный максимум (VI) находится на территории Юго-Восточной Грузии, площадь составляет  $5000$  кв. км, интенсивность аномалии в наблюдаемом на Храмском участке равна  $-52$  мГл, на Папаякском  $-20$  мГл. На пересчитанном  $G_H$  ( $H=10$  и  $20$  км)  $\Delta g_a = -68$  и  $-40$  мГл соответственно.

7. Эльбрус-Дихтаусский минимум (VII) АГП имеет овальную форму,  $140$  км длины, по ширине  $60$  км, главной осью ориентирован азимутом  $270^\circ$ , занимает площадь  $6400$  кв. км, охватывает 7 самых высоких гор, существующих на Большом Кавказе, (средняя высота этого массива  $3050$  м). Экстремальное значение минимума в центре аномалии равно (при  $G_H$   $H=10$  км)  $-120$  мГл, а при  $G_H$   $H=20$   $-115$  мГл.

8. Картлийско-Кахетинский минимум (VIII) силы тяжести имеет овальную форму, длиной  $200$  км, шириной  $50$  км. Азимут главной оси  $240^\circ$ , площадь охватываемая внешним контуром  $8000$  кв. км, средняя абсолютная высота  $650-700$  м, интенсивность аномального поля в эпицентре  $-105$  мГл.

. Восточно - Тушетский минимум является западной частью Горно-Дагестанского аномального поля и клином заходит в Бежантинскую депрессию. Аномалия отражает, по-видимому, морфологию и тектонику этой геоморфологической единицы, не имеющей какого-нибудь значения по затронутому вопросу.

9. Джавахетский минимум (IX) почти изомерной формы, длиной  $60$  км, шириной  $50$  км и площадью по внешнему контуру  $3000$  кв. км охватывает полностью Джавахетское плато-нагорье. Природа этой аномалии пока не установлена и связана со многими геологическими факторами.

10. Восточно-Понтидский прибрежноморской минимум (X) на трансформированном поле наследован от наблюдаемого (прил.1), прослеживается по юго-восточному побережью Черного моря. С запада в начале большой ширины с подолжением на восток сужается и у Поти завершается. Аномалия имеет зональный характер и должно быть связана с двухмерным изменением гравитирующей среды - разуплотнением глубинных горизонтов земной коры.

Каждому пересчитанному вверх значению поля соответствует остаточное от суммарного слагаемого поле ( $G_{HO}$ ), являющееся носителем информации о верхней части геологической среды. Остаточное АГП не маловажно и при характеристике блокового строения. Как видно (прил.4), гравитационное региональное поле  $\Delta g_a$  в целом не имеет

прямого отображения в поле остаточной аномалии. Последнее представляет сложную картину с контрастным расчленением, и как видно отражает неоднородность осадочного слоя. Оно менее пригодно для объяснения глубинного блокового строения, но все же при анализе ряда вопросов необходимо.

Других конкретных данных о глубинном геологическом строении, проясняющих природу мозаичного распределения регионального гравитационного поля нет. Несмотря на это прогнозная оценка глубинного строения, полученного в результате пересчета на больших высотах АГП необходима.

Описанным выше особенностям трансформированного АГП должны соответствовать сходные им особенности геологических тел, тех тел, которые имеют объемное простираие и в тоже время ограниченную пространственную границу распространения и свою собственную физическую обстановку, хрупкую, слабую связь с окружающей средой. Подтверждением этих последних предположений является существование высокоградиентных зон между ними и сгущение на этих местах изодинам при пересчетах вниз, а также увеличение интенсивности АГП на одной площади по сравнению с другой. Это значит, что блоки расположены на разных абсолютных высотах. На каких? Трудно сказать потому, что региональное поле отражает не поверхностную неоднородность, а объемную, с большими трудностями для определения. Мы попытались рассмотреть эту задачу в аспекте качественной интерпретации.

Анапа-Авадхаркий максимум занимает довольно большую территорию, в длину несколько сот километров, в ширину 60-100 км, является по масштабу региональным и обусловлен, безусловно, глубинными факторами, поскольку такие масштабные аномалии могут только обусловить глубинные факторы. Причинами Южно-Крымской, Западно-Кавказской и Восточно-Черноморской аномалий должен быть комплекс аналогичных глубинных явлений, проявившихся в разной степени – утонение континентальной коры, внедрение базальтовых масс в верхнюю кору в разной форме (в виде покровов, пластов, линз и базификации).

Восточно-Черноморский положительный максимум находится за пределами территории наших исследований, здесь он приводится лишь с целью проведения аналогии и сопоставления с ним пограничных геолого-геофизических данных. Установлено, что на восточном побережье мощность коры равна 34 км, вглубь моря она уменьшается и в 100 км от берега равна 22 км [Земная кора и история развития Черноморской впадины, 1975]. Причины этой аномалии в приведенной литературе так и объясняются: «утоением континентальной коры» Мы здесь добавить ничего не можем, отметим, что Восточно-Черноморский бассейн по гравиметрическим данным должен представлять единую блоковую систему, пульсирующую длинопериодным колебанием. Другой вопрос вторичных осложнений поля силы тяжести, прослеживаемых по восточному побережью, природа их происхождения связывается с иными последующими корообразовательными процессами развития и по возможности дается ниже.

Адлерско-Сухумский минимум АГП и Восточно-Черноморский прибрежный минимум того же поля почти ортогонально ориентированы друг к другу. Первый занимает Абхазскую прибрежную полосу суши и моря, и изолиниями отображает моноклинальное наклонение структуры к суше. Эта структура своей северо-восточной половиной перекрывает прибрежную сушу, а второй - шельфовую часть моря. Полоса аномалии сложена верхне-палеоген-неогеновыми отложениями со слабо выраженной складчатой структурой с признаками глыбовой тектоники и корой континентального типа. По затуханию с юга, минимум градиента резко растет, аномальный минимум переходит в высокий положительный максимум, т.е. можно предполагать, что континентальная кора сменяется океанической. Существенный признак для тектонического районирования.

Выше упомянутый второй минимум, начиная с Очамчира, проходит дугообразно по морскому побережью до Батуми. Минимум является резким провалом, в начале до (-20) мГл затем опускается до (-50) мГл, около Батуми опускается до (-80) мГл. С обеих сторон (востока и запада) АГП повышено, особенно, с запада. Здесь поле повышается, выравнивается и в 50 км от берега переходит в Восточно-Черноморский большой максимум  $\Delta g_a$ . Очевидно, здесь кончается или сокращается мощность континентальной коры и можно провести условную тектоническую границу глубинного строения.

Описанные выше структуры нельзя причислить к блоковым категориям, такие виды структур с полосовыми высокоградиентными геофизическими полями являются межблоковыми, их можно уподобить аккреционным зонам.

Колхидский относительный максимум (блок) охватывая почти всю Западную Грузию занимает самую большую из блоков площадь - 7,5 тысяч кв.км. Он состоит из эпицентров Самтредиа-Абашского, Аджарского и Дзирульского аномальных возмущений. В целом аномалия имеет треугольную форму. Основание, совпадающее с берегом моря и является опущенным продолжением Черноморской интенсивной положительной аномалии, отделенной от нее Восточно-Черноморским прибрежным гравитационным провалом. По  $G_H$  ( $H=10-20$  км, прил.4) видно, что блок неоднороден, состоит из блоков меньшего размера и разного физико-вещественного состава. Среди них следует отметить: Центральнo-Кодхидский с эпицентрами в Цаиши, Абаша, Самтредиа сложенный основными плотными породами верхней юры [Г. Надареишвили, 2002], Аджарский (Батуми-Ахалдабский) подблок с положительным максимумом над мощными вулканогенными образованиями среднего эоцена. Дополнительным аномалиеобразующим фактором здесь является локальный рифтогенез ограниченного простирания.

Дзирульский массив не имеет изодинам с замкнутыми контурами, но отмечен широкой амплитудой возмущения.

Махис-Магальский (Владикавказско-Омалойский) блок имеет относительно повышенный АГП. Здесь нет каких-нибудь примечательных особенностей, кроме вышеотмеченной параметризации. Северная часть блока сложена уплотненными аспидными сланцами, песчаниками; в основании предполагают залегание юрских и палеозойских гранитоидов, а также докембрийско-палеозойских кристаллических пород. В юго-восточном направлении от Махис-Магальской аномалии развита Казбекско-Лагодехская зона, сложенная отмеченными выше породами и повышенным АГП. Следует отметить, что гора Казбек (потухший вулкан как и Эльбрус) попадает в область данной повышенной аномалии. Кроме этой горы в эту область попадают еще три горы с вершиной 3500м. Однако аномалия  $\Delta g_a$  здесь повышена вопреки концепции, согласно которой высокие горы альпийской системы имеют корни и характеризуются интенсивным отрицательным АГП. В данном случае горы без «корней».

Лагодехско-Белоканский блок с относительным максимумом АГП совпадает с площадью заповедника с тем же названием. Характеристики его мы коснемся, однако отметим, что на восточном погружении Главного хребта Большого Кавказа блоковая система сменяется поперечным распределением и блоки становятся меньших размеров.

Болнисско-Карабахский (Храмско-Папаякский) блок с древними породами фундамента приподнят до 1200 м. Локский массив в этом блоке находится на южной периферии. На запад от Храмского массива погруженный выступ блока узкой полосой тянется к Дзирульскому массиву и, не достигая его в 20-30 км, замыкается. Скрытое продолжение блока на запад проходит по северному склону Триалетского хребта. В этой полосе геологи [Д.Папава и др.] находят остатки древних пород массива, и предполагают, что здесь в верхнем мелу фундамент был приподнят и происходило его размывание. На восток блок немного расширяется и около Ганджи замыкается, охватывая ту площадь,

которая называлась Сомхито-Ганджинской зоной [П. Ренгартен, Геология СССР т. IX, 1940]. Она, (для этого имеются все геолого-геофизические основания), должна быть восстановлена на тектонических картах.

Эльбрус-Дихтаузский блок в гравитационном поле Кавказа отличается самыми пониженными значениями поля, в то время как, в рельефном отношении и в части воздымания фундамента, сложенного докембрийскими и плотными нижнепалеозойскими метаморфическими породами, за исключением г. Эльбрус, сложенной четвертичными вулканическими образованиями, занимает самое возвышенное место. Получается, что согласно теории изостазии в этом блоке кора должна быть значительно утолщена и «подгорными корнями» опущена в мантию. По данным акад. Балавадзе Б.К [Б. Балавадзе, 1957] мощность коры здесь должна быть равной 60 км. В таком случае интенсивность и морфоструктура аномалии легко объяснимы. Однако существуют другие предположения: 1) с глубиной происходит разуплотнение пород коры, 2) при излиянии молодых вулканов Эльбруса и Казбека на глубине образуются большие пустоты, обуславливающие понижение гравитационного поля, если не произошло их заполнение – компенсация массами из глубины. Если вулканические породы являются коровыми и действительно имело место образование пустот, это не должно нарушить гравитационной обстановки, поскольку масса коры не изменилась. Т.е., произошло перераспределение масс коры ближе к поверхности, что должно фиксироваться приборами восприятия гравитационного эффекта масс (гравиметрами). На самом деле такое не наблюдается, т.е. происходит обратный эффект. Поэтому подобную модель перераспределения масс вулканическими процессами нельзя считать пригодной для объяснения причин возникновения Эльбруско-Дихтаузской отрицательной аномалии.

Между прочим, вулканические конусы гор Эльбруса и Казбека находятся на периферии аномалии, значит они не могут быть преобладающими факторами в возникновении наблюдаемого гравитационного поля.

Блок должен находиться в изостатической компенсации, при этом допустима полная компенсация, поскольку с этим блоком не связаны глубинные землетрясения. И это является показателем слабых глубинных процессов.

Картлийско-Кахетинский блок является восточным продолжением предыдущего, но смещенным на юг параллельно на несколько десятков километров. В гравитационном аномальном поле он занимает подобную же позицию. Его глубинное геологическое строение отлично от предыдущего. Судя по возмущениям поля изодинамы  $\Delta g_a$  отражают форму общей глубинной впадины с отдельными более мелкими впадинами. Это говорит о том, что фундамент здесь имеет сложное структурное строение. Он в этой области не обнажается, погружен на разные (4-12 км) глубины и кристаллический фундамент сложен теми же породами, что и на Большом Кавказе и на Дзирульском массиве.

Мощность коры согласно сейсмическому зондированию [Г. Краснопевцева, 1964] равна 40-45 км. С полной уверенностью надо отметить, что эти цифры не определены. Но все же кора здесь относится к континентальному типу. Если кора рассмотренных блоков одного типа и между ними столь большая разница в мощности, при этом, что аномальное гравитационное поле на этих блоках одного порядка (разница –12 мГл), очевидно имеет место большое различие в глубинном строении.

Спрашивается, чем обусловлено такое сходство в гравитационном отношении между блоками Эльбрус-Дихтаузским и Картлийско-Кахетинским, и антиподное различие в отношении глубинного строения?

Что касается вопроса характера и компенсации изостазии, то он подлежит специальным исследованиям. Блок характеризуется средней сейсмической активностью, очаги землетрясений приурочены к осадочному слою. Остаточное АГП на Картлийско-

Кахетинском блоке, в отличие от предыдущего блока, характеризуется сложной структурой - признак неоднородности глубинного строения осадочного покрова.

Гравитационное поле Джавахетского блока характеризуется глубоким минимумом, который отделен от предыдущих минимумов Храмско-Папаяжским относительным максимумом и повышенным  $\Delta g_a$  выступа Дзирульского массива. Блок оконтурен изолинией со значением (-90) мГл. Таким же контурным значением АГП характеризуется Севано-Акеринский минимум, являющийся восточным продолжением первого.

Джавахетский минимум охватывает северную часть Армянского лавового нагорья и часть Лорийского плато, и характеризуется высокой сейсмической активностью. Южнее этого блока произошло в 1989 г. Спитакское землетрясение. О глубинном геологическом строении блока мало что известно. Исследования в этом направлении представляют большой интерес.

Такова канва блокового строения земной коры Грузии по гравиметрическим данным, не относимая точно к определенной глубине и возрастному разделу, но отражающая, безусловно, физико-геологическую обстановку древних образований до верхнепалеозойского периода. Эта система распределения на плоскости, с некоторой закономерностью, тел, связанных между собой лабильно-хрупкой связью с опущенной кровлей и подошвой на различной абсолютной глубине. Поверхность по кровле блоковой системы не ровная, пересеченная, где каждый блок участвует в создании барельефной мозаики.

Если развить сказанное выше с учетом современных геологических концепций (см. глава 2), позволим себе высказать наше представление о историческом глубинном строении региона в виде гипотетических постулатов.

1. Каждая из выделенных глубинных аномалий (прил.2) за исключением вторичных осложнений (Адлер-Сухумская, Восточно-Черноморская, Восточно-Тушетинская и Лагодехского заповедника) отображает некое обособленное геологическое тело, безусловно, глубинное.

2. Они занимают определенные, ограниченные места в пространстве и геофизических полях.

3. На плоскости наблюдения границы между аномалиями (телами) определяются широкой градиентной зоной или зональными осложнениями наподобие вышеотмеченных.

4. Каждое глубинное тело сложено, в какой то степени, различными до и пост-историческими своеобразными геологическими образованиями.

5. Имеются все основания предполагать, что представленные глубинные тела являются обломками (террейнами) различных литосферных плит или аналогичных им древних образований. В ходе геолого-исторических процессов террейны, испытавшие различные геодинамические воздействия, вероятно, расходились, перемещались и сходились до достижения современного расклада. При том они оставались самобытными, едиными, лабильно-жесткими при всех сторонних и эпейрогенетических перемещениях. Только этим объясняются различие между ними (лито-фациальных, тектонических и стратиграфических) на них и между ними развитых терригенных, вулканогенных и интрузивных образований.

6. В главе 2 было высказано мнение расчленения Кавказа на три террейна - Большекавказский, Черноморско-Центральнокавказский и Бейбурт-Севанский [И.Гамкрелидзе, 1997, 2000]. По нашим представлениям, согласно приведенной карте (прил.2) каждый из них по крайней мере в пределах Грузии, состоит из более мелких террейнов, выделенных на основании гравиметрических данных, и видимо обладающих различным глубинным строением, Большекавказский – как видно, из трех таких «гравиметрических» террейнов, Черноморско-Центральнокавказский из пяти и т.д. Только многоблочным строением

крупных регионов можно объяснить волнообразное колебательное движение их отдельных частей в пространстве и во времени.

#### **4.4. Разрывные нарушения по гравиметрическим данным**

Разрывные нарушения в строении геологической среды, по сравнению с другими формами геологических тел и структур, занимают по своей значимости, особое если не главное место. Через глубинные разломы осуществляется обмен вещества между верхней мантией и даже самой верхней частью литосферы. С разрывными нарушениями связано формирование рудоносных структур, разрывные нарушения являются каналами циркуляции подземных и термальных вод и наконец, с глубинными и другого типа разломами связаны стихийные явления (землетрясение, завалы, оползни, и др.)

Вместе с тем, выделение и прослеживание всякого рода и ранга разрывных нарушений является одной из сложных задач в геологии.

Разрывные нарушения геологических тел это в первую очередь, нарушение единства, целостности геологической среды, которое может быть отражено созданных ими в геофизических полях в виде различных аномалий. Интенсивность и морфоструктура этих аномалий зависят от физико-геологических факторов и геометрических параметров (мощности, вертикальной и горизонтальной амплитуд) разрывных нарушений. Разлом может быть грандиозным своей глубиной и разрушением, но не иметь значительной вертикальной амплитуды. Такие разломы могут отражаться не во всех геофизических полях.

Каждая из приведенных выше структур, по-своему нарушает однородность геофизических полей. Нарушения заключаются в изменении структуры, прерывистости, мощности градиентных зон, а также интенсивности пересчитанных вверх и вниз потенциальных полей. Разрывные нарушения обуславливают изменения петрофизических свойств (разуплотнение пород, потери намагниченности и др.). Способов определения разрывных нарушений методом сейсморазведки много, но они определяются эффективно тогда, когда геологическая среда характеризуется дискретной акустической жесткостью но и в этом случае амплитуда перемещения должна быть эффективной.

Выше приведенными признаками и критериями геофизических методов возможно установление и прослеживание с определенной вероятностью разрывных нарушений разного порядка, и также проведение их ранговой градации.

Что касается глубинных разломов, то как известно, на дневной поверхности они не имеют непосредственного проявления. Глубинные разломы с уверенностью могут быть выявлены лишь на основании комплекса геолого-геофизических данных (И. Гамкрелидзе и др., 1998). Поэтому выделенные нами разломы требуют подтверждения другими геофизическими и геологическими данными. Геофизике при установлении и трассировании глубинных разломов принадлежит решающая роль, поскольку только её данные могут дать информацию о параметризации скрытых разрывных структур.

Основываясь на выше приведенных принципах, мы попытались на нашей опытной территории выделить, и ранжировано разделить разрывные структуры - на основании гравиметрических данных.

Структурным формам, обусловленным разрывными нарушениями принадлежит значительная роль в геологическом строении территории нашего исследования. Если судить по геологической карте (прил.7), то структуры этой формы в Горной Кахети занимают больше места, чем складчатые структуры. Разрывные нарушения большей частью проходят южнее антиклинальных структур. Простираение систем нарушений и конфигурация осей складчатых структур совпадают. Разрывные нарушения по

простирацию продолжают дальше, чем складчатые структуры. Эта закономерность здесь редко нарушается. В Южной Кахетии имеется относительно упрощенная картина, но в обоих случаях, складчатые и разрывные нарушения, бесспорно, одинакового генетического происхождения.

В Жинвальско-Гомборской подзоне наблюдается мозаичная тектоническая картина, что обусловлено здесь чешуйчато-шарьяжным перемещением всех видов структур (П. Гамкрелидзе, И. Гамкрелидзе, 1977), которые также как в Гаре Кахети, имеют преимущественно юго-восточное простираие.

Для выявления структур разрывных нарушений обращаются к трансформациям потенциальных полей: полному горизонтальному градиенту, первого и второго порядков вертикальной производной, аномалиям Саксова-Нигаррда. Эти данные нанесены на карту и произведена их ранговая корреляция и обобщение.

На приведенном приложении (прил.3) индексом I-I отмечена полоса градиентной зоны, сопоставимой с линеаментом (трещиноватости, разуплотнения, смещения и прочее) нарушений геологической среды. Эта полоса нарушения характеризуется в гравимагнитных полях высоким градиентом (6-7 мГл/км) с большим ленточным простираием. При этом аномалии  $\Delta g_a$  и  $\Delta T_a$  располагаются вдоль указанного простираия, поле здесь особо высокоградиентное при пересчете вниз на 4-6 км глубины. На карте Саксова-Нигаррда наблюдается сгущение изодинам в виде флексурного перемещения. Такая же картина наблюдается на аналогичных трансформантах АМП. В целом эта аномальная зона прослеживается непрерывно от Мериси до Сацхениси через Цагвери и Абухало. К западу от Мериси она немного смещена к северу и продолжается к морю между Батуми и Сарпи.

Характер приведенных выше аномалий гравимагнитных полей позволяет утверждать, что здесь по линии градиентной зоны мы имеем физико-геологическую среду обуславливающую наблюдаемое нарушение полей. Это может быть разлом глубинного заложения. Отзвуки этого разлома можно наблюдать в обусловленной им геологической обстановке. С этим разломом должны быть связаны известные Мерийские интрузии сиенитов, у Абастумани магмовыводящие каналы питавшие вулканогенную толщу, у Сацхениси наблюдаемые продольные региональные разломы и прочее.

Полоса отмеченная индексом 2-2 (прил.3) начинается южнее г. Озургети и проходя с юга через Сулари и Саирме не доходя Боржомом затухает. В этой полосе горизонтальный градиент  $\Delta g_a$  отмечается интенсивностью 5-10 мГл/км,  $dg/dz$  уточняет возможность вертикального простираия. С точки зрения геологии полоса градиентов  $\Delta g_a$  совпадает с максимальной мощностью распространения вулканогенов среднего эоцена.

Полоса 3-3  $dg/dx$  начинается у с. Харагоули, затем обходя Дзирульский массив с юга направляется к Гори-Мцхета, с. Марткопи и у р. Иори затухает. Вдоль отмеченной полосы АМП достигает до 300-500 нТл с интенсивным горизонтальным градиентом. Геологических признаков подтверждающих нарушение геологической среды не мало. В интервале Харагоули-Сурами проходит система известных Сурамско-Гокишурских разломов, в этом интервале наблюдается контрастная геологическая картина - с северной стороны высоко приподнятые древние кристаллические породы Дзирульского массива, а с юга его окаймляют молодые круто наклоненные на юг и глубоко погружающиеся породы. С этим разломом связаны с северной стороны прослеживаемые продольные впадины Гоми-Карелская, Каспи-Метехская, Мцхета-Марткопская, заполненные отложениями олигоцена и породами последующего периода. Сами по себе эти впадины ограничены с севера разломом корового заложения, отмеченным индексом 4-4.

Разлом 5-5 связан с Азамбур-Удабнойским тектоническим узлом. Мы называем его Уджарма-Удабнойско-Эльдарским разломом, ибо простираие аномальной полосы  $\Delta g_a$  в

названных пунктах отмечено экстремальными значениями. Здесь в наблюдаемом  $\Delta g$  и его трансформантах он отмечен разной интенсивности, но однородными по конфигурации изодинамами.

С юго-запада и юга разлом дугой обходит Прийорское поднятие и Тарибанско-Эльдарский тектонический узел и направляется к Мурадханли (Азербайджан), интересному тектоническому региону.

6-6 - скрытая высокоградиентная зона  $\Delta g$  с интенсивным остаточным полем того же параметра, обусловленная, безусловно, таким же зональным нарушением геологической среды. Его можно назвать Бешташен-Аластанским, обозначенным по конечным пунктам.

Этот линеамент опоясывает с севера и запада Джавахетское плато и распространенную на нем лавово-вулканогенную формацию. К этой полосе приурочены вулканические аппараты средней величины. В этой полосе происходит контрастная стыковка различных геологических образований. Отмеченная полоса нарушения геофизических полей и геологических нарушений относится к скрытому глубинному разлому-разделу глубинных неоднородных геологических тел Аджаро-Триалетского с северной стороны и Джавахетского с южной.

Полоса 7-7 самая высокая градиентная зона  $\Delta g$  в Джавахетском регионе. Она достигает 12 мГл. Не менее интенсивные здесь остаточные аномалии  $\Delta g$  и  $\Delta T$ , особенно последние. Значение  $\Delta g$  Джавахетской аномалии в эпицентре равно -130 нГл. Она охватывает с юга большую территорию Армянского вулканического нагорья, а восточным продолжением замыкается у противоположно направленной Севано-Акеринской аномалии того же порядка и знака. В этой (7-7) полосе расположены вулканические аппараты - громадные конусы Шавнабады, Абул-Самсарского вулкана и вулканов расположенных юго-западнее Ахалкалаки. Эта полоса аномалии совпадает с главной осью развития молодых вулканических процессов Джавахетского и частично Армянского нагорий.

Полоса аномалий  $\Delta g$  8-8 связана также с Джавахетским плато-нагорьем, и характеризуется интенсивными  $\Delta g$  и  $\Delta T$ , первое - отрицательное, второе - положительное. Полный горизонтальный градиент  $\Delta g$  равен 10-12 мГл/км. Эта полоса совпадает с Джавахетским хребтом (мокрые горы), который слагают средневысотные вулканические аппараты. Этой полосе можно дать название Цалка-Ирганчайской и подразумевая, что она является глубинным телом разделяющим Болнисскую зону от Джавахетской.

Полоса  $\Delta g$  отмеченная индексом 9-9 прослеживается почти прямолинейно от Джавы до Дедоплис-Цкаро. Параметрами гравитационного поля она выделяется не одинаково четко. От р. Ксани до с. Пховели интервал отмечен высоким градиентом  $\Delta g$  и глубоким провалом остаточного поля. На равнинах интенсивность аномалий снижается и на карте дается прерывисто. Эту полосу мы называем Джава-Дедоплис-Цкаройским глубинным разломом. Он не один, это система подвижек разломов глубинного заложения. С этой системой разломов должно быть связано развитие палеогеодинамических процессов в зоне между Грузинской глыбой и Складчатой системой Южного склона Большого Кавказа.

10-10 - фрагмент разлома, который проходит между Гагрско-Джавской зоной и Грузинской глыбой.

Отмеченные на карте (прил.4) осложнения  $\Delta g$  относятся к разрывным нарушениям второго и третьего порядков. С 11 по 20 включительно пронумерованные линеаменты условно приняты коровыми, заложенными в осадочном слое и опущенными в фундамент на различную глубину.

Аномальная градиентная полоса 11-11 связана с Вале-Ахалцихской депрессией, центральной частью ее погружения. В этой полосе, в основании погружения залегают

вулканогенные толщи верхнего эоцена. Разрывные нарушения и погружения - взаимно сопутствующие явления. Если их сопровождает вулканизм то, он наделяет их признаком глубины, т.е. разлом является глубинным.

Разломы 12-12, 13-13 и 14-14 связаны с вулканическими аппаратами и их магмовыводящими каналами Джавахетского вулканического нагорья.

15-15 - система коротких и дугообразных линеаментов обходящих кругом Дзирульский массив. Это должно быть разломы, через которые Дзирульский массив приподнят вверх или окружающие его постройки погружены – обрушены.

Линеаменты 16-16, 17-17 - краевые разломы Азамбур-Удабнойского «малого грабенного» типа обрушения. Такого типа нарушения могли вызвать только разломы заложенные в фундаменте.

Линеаменты 18-18, 19-19 и 20-20 выделены комплексом геофизических признаков. Они прослеживаются по надвигу Главного хребта Б. Кавказа, и их коровое заложение не вызывает сомнения.

Кроме выше приведенных разрывных структур, на карте разрывных нарушений (прил.3) можно наблюдать немало линеаментов, связанных со структурным строением осадочного чехла и представляющих его составную часть. В Казбекско-Лагодехской зоне на протяжении до десятка километров структуры эшелонировано распределены. Некоторые из них совпадают с геологически установленными.

В Гаре Кахети Эльдар-Тарибанские разрывные нарушения имеют дугообразную форму, и такие геологические формы нередко наблюдаются на месте.

Можно предполагать, что приведенные разрывные нарушения в значительной степени определяют морфологию и характер пространственного залегания многих геологических тел.

#### **4.5. Тектоническое районирование (расчленение) по гравиметрическим данным.**

В геофизике решение этого вопроса имеет особое значение. Первое, известно, что геофизические данные содержат информацию о глубинном строении территории, каждая составная часть геотектонического расчленения есть глубинное геологическое тело, и установление тектонического расчленения, каким бы методом оно не совершалось, само собой содержит нагрузку глубинного строения. Второе, геофизическое тектоническое расчленение территории является предварительным условием (моделью) дальнейшей геолого-геофизической интерпретации и считается составной частью последней.

Тектоническое районирование областей молодых тектонических систем (альпийской) есть фактически систематизация и восстановление истории формирования осадочного чехла. Если в этой систематике древние метаморфические образования выступают, как инородное тело, то они относятся к другому более древнему тектоническому уровню и находятся в основании верхнего. Данные потенциальных полей содержат информацию в суммарном виде, т.е., результаты тектонического расчленения на основании этих данных содержат в какой-то мере и очертания палеотектоники. Однако этот суммарный гравитационный эффект, обусловленный различным комплексом тектонических этажей, содержит порой, разнохарактерную по частоте, интенсивности и морфоструктуре информацию поля, дающую возможность расчленения геологической среды на составляющие. Если есть такие трансформанты, относимые различным глубинам, то можно составить схематические карты палеотектонического содержания.

Всякая геофизическая информация представляет собой, можно сказать, нечто «трансцендентное», являясь информацией, о каких-то геологических телах, находящихся

на некоторой глубине. Если совокупность этой информации объединяется единой закономерностью в трансформированных полях, значит, дается какой-то обособленный геологический объект.

Первостепенной задачей в тектоническом районировании является определение простирающихся тектонических элементов, особенно, на погружениях, закрытых площадях. Методами геофизики эти задачи могут, решаться довольно успешно комплексным исследованием данного объекта. В нашем случае территория исследована гравимагнитными методами относительно хорошо (к сожалению, сейсмическими методами слабо - имеется в виду вся Грузия - еще слабее электромагнитными, в противном случае задача решалась бы с большей уверенностью), и можно представить адекватно отражающую их петрофизическую обстановку.

Породы при построении геологической среды группируются в различные тела, комплексы и структурные формы и величины, которые наделены различными гравитирующим и магнитоактивным (притяжения) эффектами, позволяющими разделить ее (среды) на крупноблоковые и широко-зональные структуры.

Данные гравиметрии могут дать в общей форме группированное распределение плотных, компактных масс и масс с меньшей плотностью и компактностью на глубине.

Магнитный метод отражает в общей сложности состояние намагниченности, фактически вулканическо-магматических пород и характеризует магматическую формацию или породы с примесью магнитных минералов. Таким образом, эти два метода характеризуют различные физические состояния геологической среды, возможно, различную площадь и глубину, поскольку избыточными значениями параметров или дефицитом этих свойств могут обладать породы противоположного знака, и не совпадать в пространстве между собой.

Поэтому именно перечисленные способы и признаки не одинаково приоритетны при установлении границ простирающейся системы. Поскольку в создании АГП принимают участие все породы, слагающие систему (крупных геологических образований), без исключения, а магнитного (АМП) только вулканогенные формации, то главным определяющим фактором системы является общая ее компактность, т.е. данные гравиметрии, дающие информацию об этом. Данные магнитного поля являются дополнительным фактором о распространения вулканогенной формации, в частности, а не единстве системы. При совпадении этих признаков границы определяются однозначно, при раздельном фиксировании, неуверенно.

Точность решения задач, зависит от того, какое физическое условие мы примем главным в качестве определяющего. В данном случае принимается плотностное, компактное состояние, определяющим намагниченность может быть наложенной, захлестнувшей область далеко от «материнской» среды (зоны). Эта постулата, как видно, закономерна при зональном тектоническом расчленении геологической среды, в частности всей территории Грузии.

Из сказанного можно заключить, что гравитационные поля, наблюдаемые на поверхности и трансформированные на больших высотах можно расчленить на пространственно связанные однородные элементы, которые могут иметь определенную геологическую нагрузку. Если подобное исполняется по средне- и мелкомасштабным геофизическим картам потенциальных полей, то им присваивается содержание геофизическо-тектонического районирования (расчленения).

Для цели тектонического районирования из трансформантов АГП мы использовали пересчитанные вверх остаточное поле  $G_{HO}$ ,  $H=10, 6, 2, 1$  км  $SO$ ,  $R=4$ , производные первого и второго порядка и аномальное поле Саксова-Нигаррда. Поскольку всех их одновременно

приложить фактурой нельзя, здесь на карте геотектонического расчленения приведены данные трансформантов гравитационного поля  $G_{HO}$ ,  $H=6$  км.

В нашей работе при составлении карты-схемы тектонического районирования, к слову «тектонического» префиксом добавлено «грави» что-бы различать от аналогичного геологического термина, и использованы наименования и индексация, принятые в геологии аналогичных схем во избежании излишней терминологии. Районирование по гравиметрическим данным находится в хорошем соответствии с принятой в геологии номенклатурой тектонических единиц и их пространственными границами. Ниже дается краткое описание грави-тектонической схемы и более подробно рассматривается правомерность выделения новых зон или их значительной коррекции.

По аномальному гравитационному полю (АГП) территорию Грузии с акваторией Черного моря можно разделить на крупные структурно-морфологические единицы следующим образом - на те, где доминируют региональные аномалии по нашей градации 4 класса ( $10^3$ - $10^4$  кв. км), кроме акватории ( $10^5$  кв. км), приведенной в параграфе 4.2 (прил.4).

I. Большой Кавказ с крупно-мозаичным высокой интенсивности положительным, отрицательным и относительно положительным АГП.

II. Закавказская межгорная область с чередованием крупных относительно положительных и отрицательных значений АГП.

III. Малый Кавказ с зональным распределением относительно положительных и отрицательных дугообразной морфологии  $\Delta g_a$

IV. Восточно-Черноморская область с высоко интенсивным положительным полем  $\Delta g_a$ .

Их последующее зональное разделение осуществляется по параметру  $G_{HO}$ ,  $H=6, 4, 2, 1$  км, но на карте приведено только первое.

I<sub>1</sub> Зона Главного хребта Б.К устанавливается своеобразной конфигурацией  $G_{HO}$   $\Delta g_a$  и по контуру выходов на поверхность древних образований.

I<sub>2</sub> Казбекско-Лагодехская зона развита на южном склоне Владикавказско-Омалайского-Махис-Магальского относительного максимума  $\Delta g_a$ . Остаточное АГП здесь изменяется в пределах  $+2 \div +12$  мГл и связано с изменчивой глубиной залегания фундамента и с уплотнением пород юрского возраста. Производные  $\Delta g_a$  первого и второго порядка имеют линейное простирание по зоне, что указывает на разрывные нарушения надвигового чешуйчатого характера.

I<sub>3</sub> Местиа-Тианетская зона в остаточном поле  $\Delta g_a$  характеризуется отрицательными значениями  $-8 \div -10$  мГл. С севера и юга (особенно) зона ограничена градиентными зонами этого поля. На южной градиентной зоне, обусловленной, вероятно, разрывными нарушениями пород глубинных горизонтов развита Жинвальско-Гомборская подзона. Она в поперечном сечении по Гомборскому меридиану наибольшая по ширине и интенсивно нарушена. К западу она постепенно сужается и происходит ее замещение другими подзонами Местиа-Тианетской зоны.

К востоку в Алазанской депрессии после Гурджанского меридиана происходит раздвоение, раскол остаточного  $\Delta g_a$  на две части: южную со значением  $-8$  мГл с овальными замкнутыми контурами и там же замыкается, не имея восточного продолжения. Северная полоса этого же поля за р. Алазани прослежена незамкнутыми линиями слабой интенсивности. Центральная часть депрессии между р. Алазани и северным бортом Гомборского хребта занята кружками одного значения  $-4$  мГл,

Комплексная интерпретация этих данных вместе с сейсмическими данными и данными глубокого бурения показала, что в центральной части депрессии под покровом 2,0-2,5 км алазанской серии пород акчагыл-апшерона лежит плита рифогенных известняков верхней юры мощностью 1,2 - 1,8 км, а под ней - порфиритовая серия байоса

аналогичной мощности. Вместе они создают жесткую основу последующим молодым осадочным образованиям [Гамкрелидзе Н., Гонгадзе С., 2005]. Таким образом, в этой области комплекс местиа-тианетских образований не прослеживается, о его существовании ранее ни в чем не проявляется.

На погружении Цив-Гомборскского хребта Жинвал-Гомборская подзона остается интенсивно дислоцированной; к востоку она постепенно выклинивается и дальше за селением Тобаани не должна распространяться. Здесь она сменяется зоной стыковки глубинных разломов Ахмета-Цнорского и Джава-Тианети-Деоплискарского.

Северная часть подзоны, дислоцированная в меньшей степени, обходит с севера ту же самую жесткую барьерную плиту, проходит полосой за реку Алазани и переходит в Агричайскую депрессию.

В Местиа-Тианетской зоне от Зонкари до Чартали наблюдается полоса положительной остаточной аномалии  $\Delta g_a$  со значением  $+2 \div +4$  мГл на фоне отрицательного минимума. Такая же узкая аномальная полоса отмечается на северном борту Цив-Гомборского хребта от Телави до Гурджани. Геологическую природу, этих аномалий, учитывая разность их тектонических напряжений, можно объяснить по-разному. На первом участке, аномалия должна быть обусловлена уплотненными массами, аналогичными тем, что имеются в Гагрско-Джавской зоне, т.е. подземным реликтом (кордильером) этой зоны. Следует отметить, что мнение о продолжении Гарско-Джавской под Местийскую зону было высказано и обосновано П. Гамкрелидзе и И. Гамкрелидзе (1977). На втором участке можно предполагать структурное поднятие комплекса Местиа-Тианетской зоны.

I<sub>4</sub> Чхалта-Лайлинская зона характеризуется смешанной полярностью остаточного  $\Delta g_a$ . Северо-восточная часть зоны и ее продолжение узкой полосой на запад характеризуются отрицательным значением остаточного  $\Delta g_a$ . На юго-восточной части зоны остаточное поле имеет положительные значения. Вместе с тем диская свита избыточной плотностью не характеризуется. Надо полагать, что повышенное гравитационное поле здесь должно быть обусловлено влиянием Гагрско-Джавской зоны. Следовательно, в восточной части Чхалта-Лайлинская зона чешуей надвинута на Гагрско-Джавскую.

Другие трансформанты  $\Delta g_a$  повторяют контуры в пределах допустимой точности.

I<sub>5</sub> Гагрско-Джавская зона в остаточном поле  $\Delta g_a$  отмечается «выпукло-холмистой» мозаикой, которая нарушается редко в местах интрузивного разуплотнения (в районе Киласури) и накладкой по разломам молассового седиментного пролива Рача-Лечхумской синклинали.

Восточнее пос. Джава, как было сказано, Гагрско-Джавская зона должна иметь подземное продолжение под Местиа-Тианетской зоной. В пользу этого в геологической литературе [П. Гамкрелидзе, И. Гамкрелидзе, 1977] приводятся убедительные аргументы, но мы, на основании комплекса геофизических данных, продолжаем её на восток до Дедоплис-Цкаро в виде палеотектонического реликта.

## II Закавказская межгорная область

II Колхидская (погруженная) зона является в тектоническом отношении составной частью Закавказской межгорной области, для которой характерно отрицательное наблюдаемое поле силы тяжести. На Колхидской территории оно повышено и изменчиво по площади, оставаясь при этом до конца отрицательным. С запада, со стороны моря между Очамчире и Поти в поперечнике 20-30 км  $\Delta g_a$  возвышается до  $+20$  мГл, а Колхидская аномалия принимает форму треугольника, с частично искаженными сторонами, направленного удлиненным основанием в сторону Абхазии к береговой части моря, а вершиной упирающегося в Дзирульский массив. Выделить Колхидскую аномалию

по этим характерным чертам не представляет труда. Более того, остаточное поле  $G_{HO}$  (прил.) повышает контрастность и четкость пограничной части и тем самым уточняет границы простираения зоны. Кроме того, остаточное гравитационное поле само по себе расчленено по комплексу признаков: интенсивности, полярности и конфигурации изодинам, определенно соответствующих геологическим особенностям каждого участка - подзоны. Попробуем обосновать это на примерах.

$\Pi_1^1$  Западно-Абхазская подзона выделяется западнее р. Кодори по побережью моря до государственной границы и южнее Гагрско-Джавской зоны слабо интенсивным  $\pm 2 - 4$  мГл остаточным полем  $\Delta g_a$  смешанной полярности. Аномалия занимает площадь, сложенную верхнеэоценовыми - четвертичными отложениями. Под ними залегают верхний и средний палеоген, очевидно, небольшой мощности, мел и юра должны представлены слабо дислоцированными образованиями. Следовательно, такому компактному состоянию пород соответствуют слабые смешанного типа полярности аномалии остаточного гравитационного поля.

$\Pi_1^2$  Самурзакано-Одишская подзона занимает площадь от р. Кодори на западе до р. Цхенис-Цкали на востоке и от с. Мухури на севере до с. Анаклии на юге. В этих пределах как АГП так и его  $G_{HO}$  в основном отрицательные. Граница подзоны проводится точно по нулевому значению последнего. Она неоднородна, разделена на отрицательные кружки  $G_{HO}$ , совпадающие с площадями Самурзакано, Одишской депрессии, Анаклия-Чурийского прогиба с выступающим между ними «бугорком» Сатанджио-Цайшского поднятия.

$\Pi_1^3$  Рионская подзона выделяется как в наблюдаемых, так и трансформированных полях относительно положительным полем средней интенсивности. На трансформанте  $G_{HO}$  преобладают по площади положительные изолинии, интенсивность которых достигает 12 мГл. Поле разделено на северную положительную и южную отрицательную части, хотя в южной не мало мелких положительных кружков. Аномалия на западе перемычкой соединяется с Черноморским максимумом  $\Delta g_a$ .

Повышенные (относительные и абсолютные значения) положительные аномалии силы тяжести стали факторами выделения Колхидской зоны в целом и Рионской подзоны в частности.

Геологическое истолкование АГП как зоны повышенного характера по отношению межгорной области одно - связано с глубинным строением коры - утонением, базификацией и прочим. Как локальных аномалий с неравномерным перераспределением осадочных и вулканогенно-осадочных образований по площади. В северной части, по всей вероятности, преобладают вулканогены порфиритовой серии байоса и щелочно-базальтовая формация верхней юры, вскрыты в Цайшских и Квалонских скважинах.

Недоумение вызывает Хони-Джихайский минимум (-20 мГл) остаточного  $\Delta g_a$ , никак не объяснимый поверхностным геологическим строением.

$\Pi_2$  Центральная зона поднятия. Отличительными чертами этой зоны в аномальных полях силы тяжести являются повышение интенсивности в положительную сторону и особенности конфигурации овально-округлой формы изодинамы. Особенно характерно, что во всех потенциальных полях зона выделяется единообразно по конфигурации и в плане в пределах неизменной конфигурации границ.

$\Pi_2^1$  Дзирульская подзона с выступом кристаллического массива, как полное обособленное геологическое тело, частично вскрытое и частично перекрытое отложениями небольшой мощности, выделяется в трансформантах  $\Delta g_a$  убедительно. Оно имеет удлиненную овальную форму, ортогонально направленную к Кавказской складчатости.

$\Pi_2^2$  Окрибско-Хреитская подзона в гравиметрических полях в частности  $G_{HO}$  выделяется из окружающей среды вполне рельефно с интенсивностью аномалий не меньше Дзирульской подзоны, с которой сочленена или является ее придатком.

Если аномальное поле Дзирульской подзоны объяснять априори плотными массами древних пород (образований), то такое допущение чревато ошибками.

П<sub>3</sub> Картлийская погруженная зона с отрицательным остаточным полем  $\Delta g_a$  является северо-западной частью Картлийско-Кахетинского блока (прил.).

Изолинии остаточного  $\Delta g_a$  на западе (по Хашурско-Цхинвальской линии) имеют широкую раскладку и слабую интенсивность, к востоку они сужаются и восточнее Янлоиского хребта замыкаются, почти, не имеют продолжения. Интенсивность в отмеченном направлении неравномерно, каскадно меняется, опускается. На фоне остаточного  $\Delta g_a$  выделяется несколько максимумов и минимумов.

1. Ксуис-Одская площадь с минимумом  $\Delta g_a$ .
2. Мухранская подзона погружения с минимумом  $\Delta g_a$ .
3. Бицминда-Уджармская площадь с «провалом»  $\Delta g_a$  с интенсивным минимумом,
4. Никоца-Шиндисская площадь с повышенным значением  $\Delta g_a$ .
5. Арагвско-прибрежная площадь со слабо повышенным остаточным  $\Delta g_a$ .

П<sub>4</sub> Южнокахетинская (Гарекахетинская) зона является восточной частью Картлийско-Кахетинского блока. Зона в наблюдаемом гравитационном поле выделяется хорошо, а на карте остаточного поля ещё и особой морфоструктурой. С запада ее отделяет и с этой стороны окружает грабенного типа провал-минимум  $\Delta g_a$  с значением -120 мГл, с юга и севера граничат также минимумы этого поля. В центральной части также наблюдаются два экстремальных значения с эпицентрами -120 и -110 мГл. Первое занимает Мирзан-Ширакскую равнину, второе охватывает территорию сел Кедеби. Между ними наблюдается повышенное АГП меридионального простирания. Такая расчлененная морфоструктура отображается на всех трансформантах  $\Delta g_a$ , что позволяет представить Гарекахетинскую территорию в целом имеющую центриклинальное, синклинорное [Сепашвили, 1978] глубинное строение. На самом деле зона характеризуется заметно гетерогенным аномальным полем силы тяжести, требующем её деление на составные части.

П<sub>4</sub><sup>1</sup> Мирзанско-Ширакские подзона: группа аномалий  $\Delta g_a$  объединяет Диди, Патара Ширакские и Кедебис аномалии с эпицентрами -120 и -110 мГл, которые в трансформантах, пересчитанных вверх сохраняют свою морфоструктуру и эпицентры, а на больших пересчетах принимают центриклинальную форму с несколькими минимальными экстремумами.

П<sub>4</sub><sup>2</sup> Подзона Прииорского поднятия в наблюдаемом аномальном поле силы тяжести мало заметна, в остаточном  $G_{HO}$ ,  $H=6$  км, рисуется узкой полосой формы р. Иори от Уджармы до Эльдари непрерывно. К этой подзоне приурочены многие антиклинальные структуры, в основном погребенного характера. Это структурное поднятие, очевидно, имеет корневые продолжения, что повышает практическое значение этого структурного комплекса.

П<sub>4</sub><sup>3</sup> Азамбурско-Ягледжская подзона. Азамбурско-Удабнойскую аномалию силы тяжести можно уподобить глубокой лодке с широким килем. Размеры этой «лодки» в длину равны 50-55км, в ширину-12-15 км. В общей морфоструктуре региона она занимает узловое место, являясь разделяющей границей между Картлийской и Кахетинской аномальными зонами. Как известно она имеет сложное приповерхностное геологическое строение и вероятно, не менее сложное – глубинное. По бортам ее долины проходят корового типа разломы, а по центру глубинного заложения; в целом она напоминает структуру грабенного типа. С востока после корового разлома она замыкается Прииорским поднятием, а к западу наблюдается обратная картина: расширение низких отрицательных изодинам с формированием треугольной формы «желоба», захватывающего территорию

от Нацвалцкальской с севера через Гардабанско-Руставскую и Яглуджско-Кумысскую площади вершиной упирающуюся в Алгетское ущелье у с. Чхиквта.

Литофациальные особенности верхнего структурного этажа и тектоническое строение среднего обуславливают отрицательную гравитирующую обстановку. В этом плане крупным отрицательным структурным элементом, сложенным слабо плотными образованиями здесь является Яглуджская двухмульдовая синклиналь. Остальные структуры меньшего порядка создают второстепенные поля.

II<sub>5</sub> Алазанская наложенная зона (на Гагрско-Джавскую и Местия-Тианетскую). Геотектоническая природа этой геоморфологической единицы не ясна. Наложенный прогиб подразумевает, что под мощной толщей акчагыл-апшерона и четвертичных образований должны лежать мощные, сильно дислоцированные отложения Местия-Тианетской зоны [Гамкрелидзе П.Д., Геология СССР т.Х. 1960]. Существует другое представление о глубинном строении Алазанской депрессии в ней должны быть развиты тонкие эпиконтинентальные слабо дислоцированные отложения с неглубоким залеганием фундамента, являющегося западным продолжением Азербайджанской глыбы [Джанелидзе А.И.] Сегодня такие представления, наверное, должны быть откорректированы.

Хирсинская глубокая скважина внесла коррективы в эти представления. Она прорезала алазанскую серию пород акчагыл-апшерона мощности 2,2 км, вскрыла рифогенные известняки мощности 1,5-1,8 км, прошла через порфиритовую серию байоса более одного километра и остановилась в ней. (рис.1)

Геофизическими методами эти горизонты прослежены на запад до Гурджаани и Артана, на север до р.Алазани, на восток в Агричайскую депрессию, а на юг до Земо Кеди и не доходя 5км до Кушис Хеви. Горизонт рифогенных известняков верхней юры слабо или вовсе не дислоцирован, горизонт рифовых известняков вместе с нижними горизонтами создает жесткую основу для более молодых образований. Однако в Южной части Алазанской долины присутствует мощные флишевые отложения по данным бурения.

### III. Малый Кавказ.

III<sub>1</sub> Аджаро-Триалетская зона в отличие от пограничных ей зон характеризуется особенностями распределения и интенсивностью грави-магнитных полей, в первую очередь наблюденных. Второе, аномалии  $\Delta g_a$  характеризуются зональностью субширотного простирания, а  $\Delta T_a$  праводигонального; это говорит о том, что эти поля отражают распределение различных масс, залегающих на разной глубине,  $\Delta T_a$  отражает распределение вулканогенных пород среднего эоцена, а  $\Delta g_a$  глубинные метаморфические последствия уплотненных и базифицированных пород. На картах  $G_{HO}$  разновысотных  $\Delta g_a$  четко выделяется центральная полоса положительной аномалии высокой интенсивности, которая прослеживается непрерывно с запада из моря до Сартчалы на востоке. Для этой полосы характерны широкие, далеко прослеживающиеся интенсивные градиентные зоны  $\Delta g_a$  и  $\Delta T_a$ , которые должно быть связаны с глубинными разрывными нарушениями.

По центральной зоне с севера и юга до границ Грузинской и Артвино-Болнисской глыб прослеживаются аномалии тех же полей повышенной, аналогичной центральной подзоне интенсивности, но с отрицательным знаком. В этих полосах залегают и широко распространены вулканогенно-терригенные (преимущественно) отложения, которых в центральной части нет или они не имеют широкого распространения. Очевидно, отмеченные полосы различны и возникли в результате различающихся геодинамических и геотектонических процессов и правомерно выделение как самобытные подзоны.

III<sub>1</sub><sup>1</sup> Центральная подзона представляет собой ядро осевого развития Аджаро-Триалетской системы. Это должно быть та часть системы, где произошли, по крайней мере в среднем мезозое, изначальные обрушения рифтовых или геосинклинальных систем,

глубинные внедрения магмы, различные изменения и базификация глубинных пород. По гравимагнитным данным с обеих сторон подзона должна быть, ограничена глубинными разломами. Как таковая она не должна распространяться за пределы, ограничивающих ее глубинных разломов. Формирование и развитие подзоны должно было проходить в начальном этапе геосинклинального цикла, и завершилось оно ларамийско-триалетскими фазами.

$\text{III}_1^2$  и  $\text{III}_1^3$  Северная и южная периферийные подзоны. По отмеченному выше характеру гравимагнитных полей можно предполагать, что в геотектонический цикл развития эти подзоны втянуты (сташены) в результате происшедших позже разломных обрушений пограничных зон. Локальные структуры северной подзоны: Норио-Марткопская, Каспи-Метехская, Гоми-Карельская и др. являются надстройкой, развитой местами над такими обрушенными разломами. Их окончательное формирование произошло, наверное, в триалетско-штирийских фазах тектогенеза.

Следует отметить, что в северной и южной подзонах породы, судя по отрицательному остаточному аномальному полю  $\Delta g_a$ , менее плотные чем в средней зоне, следовательно здесь породы менее дислоцированы и менее компактно уложены.

Аджаро-Триалетская зона (система) в целом как обособленная тектоническая особенность (тело) определяется гравимагнитными методами адекватно геологически установленному аналогу, на периферии и концах этот вопрос решается неоднозначно в зависимости от того какое физическое условие примем определяющим. В данном случае принимается определяющим плотностное, компактное состояние. Намагниченность может быть наложенной, нахлестнутой. Это, как видно, закономерность при зональном тектоническом расчленении геологической среды, всей территории Грузии

Таким образом, исходя из вышеприведенного постулата Аджаро-Триалетская зона как таковая продолжается на запад в море и каскадообразно погружается, очевидно, вместе с дном восточного побережья. Более конкретно, юго-восточного побережья Черного моря. Первое погружение начинается с морского берега что и без того очевидно. Дальнейшее погружение связано с тектоническими нарушениями.

Вдоль побережья по западному погружению Восточных Понтидов наблюдается широкий минимум  $\Delta g_a$ , который к Батуми сужается, разветвляется и отчасти углубляется с признаками разрывной тектоники, обуславливающей его. Ответвление пониженной интенсивности с повышенным градиентом прослеживается вблизи восточного берега от южной периферии Сарпи до Очамчире. К нему принадлежит небольшое отрицательное аномальное ответвление, проходящее в 5-8 км от Батумского берега по направлению Поты. С этой зоной совпадает интенсивное погружение дна (изобат) моря. Все эти признаки наличия поперечного разлома с ответвлениями мы считаем причиной тектонического погружения.

Второй разлом наблюдается в 15-20 км западнее от первого и совпадает с направлением Сарпи-Сухуми, с минимумом, градиентной зоной  $\Delta g_a$  и обрывается, по-видимому, более крупным глубинным разломом (прил.1,3,4).

Далее на запад зона со всеми своими гравимагнитными параметрами продолжается на 60-70 км от берега и погружается.

В западной морской части Аджаро-Триалетской зоны наблюдаются трудно объяснимые геофизические факторы, но явно указывающие на её более сложное глубинное строение. За глубинным прибрежно-морским разломом на западе, продолжение зоны раздваивается на северную и центральную части. Северная часть продолжает Нигойтскую трахибазальтовую магнитоактивную структуру, погруженную под морским бассейном с небольшим северным отклонением от прямого направления. В этом направлении она в 60-70 км от берега затухает.

Центральная часть от береговой линии от Чолоки до Цихис-Дзири по морю за разломом представлена блоком с интенсивными аномалиями гравимагнитных полей, консолидированным с центральной осевой подзоной системы.

Между отмеченными морскими продолжениями системы аномальные гравимагнитные поля относительно северной и южной боковых продолжений минимальные, отрицательные, совпадающие с Гурийской депрессией. Поскольку гравимагнитные поля здесь отрицательные, в том числе и магнитное  $-1200$  нТл. При значительной мощности вулканогенной формации она является наложенной, возможно, уже с верхнего палеогена. В таком случае придется искать объяснение природы отрицательного АМП, что весьма проблематично.

Южная часть, в основном прослеживается на суше от Сарпи до Ахалдаба по восточному склону Чаквиставского хребта и фиксируется положительными гравимагнитными аномальными полями, высоким магнитным и слабым гравитационным ( $+26$  мГл), единственным положительным, не считая морские, в Грузии, (прил. 1,2,4.). Влияние этой аномалии гравитационного поля продолжается на восток до Боржоми, на юго-запад к Восточным Понтидам. Магнитная аномалия на обоих концах имеет большее продолжение. На всех трансформантах этот комплекс аномалий фиксируется контрастно в различных вариантах. (см. прил.2, 4). По ассоциативности и морфологии эти аномалии вызывают интерес своей природой происхождения. Мы рассматриваем ее на уровне качественной интерпретации. Начиная от Имеретинского хребта АМП, прослеживается по Чаквиставскому хребту, затем подходя к морю, резко поворачивает на юго-восток к Восточным Понтидам далеко их перекрывая. Магнитное поле здесь отражает трахибазальтовый состав и морфоструктуру вулканогенных образований среднего эоцена, являющихся соединяющим «мостом» между различно ориентированными структурами Аджара-Триалетии и Восточных Понтидов. Их пространственная и генетическая связь здесь не вызывает сомнения.

Труднее объяснить природу АГП. На плане оно имеет изогнутую форму, аналогичную форме выше описанной аномалии, совпадает с ней, но меньше по площади. На трансформантах, пересчитанных вверх и остаточном поле, оно не теряет, ни форму, ни знака (прил.). В отличие от магнитной, аномалия имеет связь с телом глубинного залегания, также связывающего две тектонические зоны Аджаро-Триалети и Восточные Понтиды. Мы не беремся характеризовать его петро-литологический состав, геометрическую форму, глубину и генезис, но по гравимагнитным данным смело можно утверждать, что южная часть Аджаро-Триалети и Восточные Понтиды являются взаимно зависимыми тектоническими системами, имеющими сходную геодинамическую историю развития и глубинно продолжающие друг друга. Глубинный разлом, окаймляющий Восточные Понтиды с северо-запада и расщепляющийся (Хопи-Новый Афон, Сарпи-Сухуми, Сарпи-Чаква) на подступах к территориальным водам Грузии, обуславливает раздробление и каскадное погружение на запад Аджаро-Триалетской системы и Колхидского блока (глыбы) в целом.

Картина восточного окончания Аджаро-Триалетской системы немного другая. Она, как единое, компактное геологическое образование, погружаясь постепенно в Притбилисском районе, у р. Иори близ Сартичалы - завершается, отделяясь глубинным Уджарма-Удабно-Эльдарским разломом от Южно-Кахетинской впадины. Что касается распространения вулканогенных образований среднего эоцена, то по аэромагнитным данным они распространяются на восток до с. Качрети, по нашему предположению, от Триалетии в результате захлестывания в процессе развития системы. Аналогичная картина имеется в Гори-Мухранской депрессии.

Блоково-глыбовое строение Южной Грузии

Этим заглавием обозначены Джавахетская и Болнисская зоны. Их объединение, по нашему мнению, обусловлено скорее их пограничным существованием в пространстве, чем сходством геологического строения, ни тем более характеристикой геофизических полей. Если судить по геологической карте, между ними нет никакого сходства. О глубинном строении Джавахетского блока существует только гипотетическое представление на уровне концепции.

По геофизическим полям, измеренным над указанными структурами можно сказать, что явное сходство между ними предполагать трудно.

Что касается категории номенклатуры «Артвино-Болнисская глыба», то поскольку у нас нет геофизического материала, соединяющего Джавахети с Артвином от применения этой номенклатуры - термина мы воздерживаемся

III<sub>2</sub> Джавахетская зона как было отмечено выделяется в геофизических полях контрастными своеобразными особенностями, в гравитационном - отрицательным интенсивным аномальным значением -120 мГл. Также интенсивно (-26 мГл) ее остаточное поле, пересчитанное вверх на 10 км. С трех сторон, кроме с юго-востока, она окружена интенсивным градиентном широкой полосы этого же поля.

Аномальное магнитное поле здесь знакопеременное, интенсивности до  $\pm 1000$  нТл, покрывает территорию по площади изомерной мозаичной структурой.

Своей сейсмичностью - интенсивностью и частотой событий зона сравнима с Армянским нагорьем.

III<sub>3</sub> Болнисская зона в геофизических полях характеризуется повышенными значениями наблюдаемого поля  $\Delta g_a$  (-22 мГл) и пересчитанного на больших высотах (-44 мГл). Болнисская зона есть Храмско-Папаякский аномальный максимум, представляющий собой глубинное тело, восточное окончание которого находится около г. Ганджи (прил. 2, 4).

С севера от Яглуджского минимума  $\Delta g_a$  ограничена градиентной зоной этого поля, проходящей по р. Алгети. С запада зона опять ограничена дугообразным глубинным разломом, проходящим по западному резкому обрушению массива и Джавахетскому хребту; далее этот разлом обходит Локский массив с юга и направляется к Севано-Акеринской зоне

Болнисская зона в отличие от Джавахетской характеризуется контрастностью  $\Delta g_a$ ; его градиентные зоны хорошо оконтуривают и контролируют на глубине данную тектоническую зону в целом, а также дайковые субинтрузивные тела.

III<sub>4</sub>. Локско-Карабахская зона в гравитационном поле выделяется слабо. На трансформантах  $\Delta g_a$   $G_{HO} - H=6$  км и выше Локский массив объединяются с Храмским массивом в единую аномалию. Однако в пересчитанном поле, но на другой высоте  $H=4$  км и меньше, Локский массив оказывается вне контура отмеченной аномалии. С севера зона ограничена слабой градиентной полосой поля  $\Delta g_a$ .

#### **4.6. Складчатые структуры верхней части осадочного чехла и их связь с глубинной тектоникой Притбилиско - Кахетинского региона**

Структурная картина геологических тел (складчатых, разрывных) в гравитационном поле и на трансформантах этого поля отображается в аномалиях различной формы (вида). Они могут быть отображены на плоскости наблюдений контуром проекции внешней поверхности повышенной или пониженной аномалий в зависимости от перепада высот усредненными уровнями поднятия и погружения и при наличии разности их плотностей. В наблюдаемом поле  $\Delta g_a$  эти структуры даются в суммарном виде, обобщенно - повышенной или пониженной аномалиями. В трансформных полях  $\Delta g_a$  эти структуры выделяются дифференцированно. Поэтому были предприняты попытки, выработать

наиболее рациональную методику выделения складчатых структур - произведены различные преобразования  $\Delta g_a$  в трансформанты пересчеты вверх: остаточного аномального поля вычислены производные на различных уровнях верхнего полупространства, а также Саксова-Нигаррда и прочее.

Анализируя материалы наблюденного АГП и его различных трансформантов изучаемой нами территории (Притбилиско-Кахетинского региона) можно отметить один очевидный факт, что на всех этих картах АГП отобразит в плане неоднородное распределение гравитирующих масс, залегающих, возможно, на различных глубинах. Их распределение по площади устанавливается приблизительно по самим аномалиям наблюденного поля. Проблема их определения заключается в выяснении, что собой представляют эти массы в отношении литолого-вещественного состава, структурного строения и глубины залегания. Все эти факторы являются одинаково вероятными аномалиеобразующими факторами при неравномерном избыточном распределении масс по площади и на глубину. Задача в данном случае с тремя неизвестными! Математические способы решения здесь не подходят. Она может быть решена эмпирическо-интуитивным способом последовательного исключения неизвестных.

Эти три одновременно присутствующих фактора равноценны в созданном ими гравитационном поле при избыточном плотностном распределении масс. Зная закономерность этого распределения можно было бы легче определить и отмеченные факторы, но они даются весьма обобщенно, не позволяя найти решение в конкретном локальном случае.

Поскольку этот вариант интерпретации АГП исключен, с целью более конкретной локализации на площади гравитирующих тел и оценки структурного плана опробованы различные варианты остаточного гравитационного поля ( $G_{HO}$ ,  $H=2,4,6$ км) В результате перебора различных вариантов  $G_{HO}$  установлено, что на всех вариантах этого поля отражены локальные верхние неоднородности геологической среды. Глубина охвата этих неоднородностей зависит от высоты пересчета вверх, т. е. от  $H$ , но между ними нет линейной зависимости и сказать точно какой глубине соответствует конкретное  $G_{HO}$  трудно, поскольку оно также является суммарным эффектом геологической среды неопределенной глубины, как и само наблюденное АГП.

На картах с переменной  $H$  наблюдаются повышения и понижения аномалий гравитационного поля с различной интенсивностью в зависимости от высоты  $H$  пересчета, что обобщенно отражает избыток и недостаток масс с расширенной площадью и глубиной. Такое структурное определение для общей структурной групповой характеристики вполне приемлемо, но для расчлененной уже нет. В этом плане более дифференцированную «моно» структурную картину дает производное АГП второго порядка.

Полученные экспериментальные варианты были сопоставлены с геолого-тектоническими картами, и материалами глубокого бурения и с картой среднего эоцена, составленной на основании данных метода отраженных волн (ОГТ) и бурения.

Ранее было сказано и следует, видимо, повторить еще раз, что в гравитационном суммарном поле согласно принципам суперпозиции и аддитивности, структуры находящиеся рядом друг с другом, как и друг над другом отображаются, часто, на картах наблюденного поля  $\Delta g_a$  вместе, а не отдельно. Однако при благоприятных петроплотностных условиях и наличии значительной разницы в глубинах залегания положительных (антиклинальных) и отрицательных (синклиналиных) структур или при их группированном (антиклинорным и синклинорным) распределении по площади наблюденное поле  $\Delta g_a$  по интенсивности напоминает картину рельефа с сочетанием возвышенностей и впадин соответственно этим структурам. Анализ наблюденного поля  $\Delta g_a$  региона нашего исследования показывает, что гравитирующий эффект при втором

варианте сочетания структур больше и на гравиметрических картах преобладает именно такая морфоструктура. Поэтому в данном параграфе внимание в первую очередь уделяется выделению аналогичных ей поднятых и опущенных структур, а затем расчленению их поля  $\Delta g_a$  аналитически - привлечением способа производных второго порядка, наиболее чувствительных к неоднородностям (разделу границ) второго порядка.

Производные  $\Delta g_a$  это уже другие функциональные зависимости, изменение которых связано с изменением уровня границы плотностных неоднородностей, где производная функции испытывает разрыв и дифференцированно отражает структурное изменение. Вместе с тем способ чувствителен к посторонним помехам. Тем не менее, результаты апробации этого способа на Самгорской площади, хорошо изученной в структурном плане, вполне положительны. Считаем, что грубые ошибки исключены (анализ апробации приводится ниже). Глубина охвата (проникновения) по информативности способом производного второго порядка должна быть небольшой. Поскольку он чувствителен к верхней неоднородности и размерность определяется в мГл на километр, то глубина информативности не должна превышать один-два километра, не более. Она небольшая по сравнению с мощностью осадочного чехла.

На этой глубине, на территории Притбилиско-Кахетинского региона, представленного четырьмя различными тектоническими зонами, залегают различные стратиграфические горизонты от миоплиоценовых до верхнеюрских отложений. Следовательно, структурная карта вторых производных  $\Delta g_a$  отображает морфологию по площади различных структурных этажей: в Аджаро-Триалетии (Самгорская площадь) - верхнеэоцен-среднеэоценовых, Гаре Кахети – миоплиоценовых, на Гомборском хребте - меловых, а на восточном погружении Алазанской депрессии – верхнеюрских.

Таким образом, на карте дифференцированного структурного распределения на площади вторых производных  $\Delta g_a$  дано структурное отображение различных стратиграфических уровней осадочного чехла.

Из этого заключения следует важное следствие-требование необходимости знания разделения осадочного чехла с фундаментом на структурно-плотностные этажи (ярусы) и наличия карты гравитационно-тектонического районирования.

Эти вопросы в геофизических исследованиях региона не рассматривались с полной тематической полнотой, мы, по крайней мере, не смогли найти ничего подобного! В геологической литературе они рассматриваются косвенно, маленькой «дозой» при разделении на структурные этажи, да и то без плотностной характеристики (параметризации) [Булейшвили, 1960]. Те же вопросы у О.Сепашвили рассматриваются более, но все же недостаточно детально и без физической параметризации [О.Сепашвили, 1979]. Зато в этих работах единогласно утверждается, что степень тектонического напряжения с глубиной уменьшается, и оно наиболее заметно на разрывных нарушениях.

Кроме того О. Сепашвили в той же работе рассматривает классификацию кайнозойских образований Гаре Кахетии с учетом седиментно-тектонических условий. В этой связи стратиграфическую колонку региона он подразделяет в соответствии с тектоническими фазами-циклами: геосинклинальным, инверсным, раннеорогенным и позднеорогенными признаками. В возрастном и тектоническом отношении такое подразделение содержит между ларамическим и триалетским фазами, соответственно палеоэоценовый и среднеэоценовый ярусы, между триалетской и штирийской фазами-верхнеэоценовый и олигоэоценовый ярусы и между штирийской и позднекавказской фазами среднемиоэоценовый и раннеплиоэоценовый ярусы и остальные плиоэоценовые ярусы входят в позднеорогенное подразделение [Сепашвили, 1979].

Такому разделению кайнозойских отложений должно хорошо соответствовать петрофизическое - плотностное и скоростное дискретное подразделение. В этом направлении было необходимо провести работы. Однако таких работ выполнено не было.

По нашим данным, приведенным в параграфе 2 главы возможно дать прогнозную оценку выше отмеченному распределению осадочного слоя и принять его в качестве исходного при интерпретации данных гравиметрических материалов. Таким образом, осадочный слой с фундаментом можно разделить по петроплотностным признакам на этажи: верхний, средний и нижний. Средний этаж можно разделить еще на два подэтажа, ими обусловленные гравитационные эффекты могут повлиять на возможности и точности определения нижнего этажа.

Анализ сопоставления карт  $G_{НО}$  ( $H=2.4.6$ км) и  $\partial^2 g/\partial z^2$  с геологическими картами и структурной картой поверхности среднего эоцена, составленной по материалам МОГТ и глубокого бурения [Д. Папава, О. Сепашвили и Д. Гирсиашвили], а также структурными картами сармата, данными фрагментами на площади, показывает следующее.

Приведенные результаты сопоставления различных трансформантов  $\Delta g_a$  и структурно-петроплотностное расчленение геологической среды Притбилиско-Кахетинского региона позволяют определить (оконтурить) места поднятия (антиклинальных) и опускания (синклинальных) структур в плане и ориентировочную глубину их залегания. В этой связи анализ указанных трансформантов проводится по зонам отдельно: Притбилиской, Гарекхетинской и Алазанской.

1. Притбилисский район. На картах остаточного поля  $\Delta g_a$  ( $G_{НО}$ ,  $H=4, 6$  км) на восточном погружении Аджаро-Триалетской зоны от Тбилиси до Сартичалы выделяются интенсивные положительные аномалии (прил.5). Аномалии объединяют Таборскую (Мамадавитскую), Телетскую, Вазянскую и Самгорскую структуры и даются единой приподнятой структурной формой. Среди них, как можно было ожидать, Телетская и Таборская структуры значительно преобладают по объему и эффекту гравитационного поля и можно их назвать Таборско-Телетским антиклинорием (прил 5). Эти структуры на картах вертикального производного второго порядка  $\Delta g_a$  выделяются по одиночно (прил.5). На этих структурах в западной части на обнажениях располагается по одному максимуму аномалий производного  $\Delta g_a$  второго порядка. На восточном погружении Телетскую структуру перекрывает второй максимум  $\partial^2 g/\partial z^2$ , который восточным окончанием повернут к Таборской структуре. Это говорит о том, что указанные крупные структуры к западу расходятся. Их разделяет Крцанисская синклиналь, как и на дневной поверхности, на восточном же погружении они, вероятно, объединяются.

Наблюдаемое отрицательное поле  $\Delta g_a$  на площади Сартичальской подзоны [П.Гамкрелидзе, 1962] при пересчете вниз на 2 км получает положительные значения, по сейсмическим данным ОГТ приблизительно на этом уровне построена морфоструктурная карта кровли среднего эоцена и можно предполагать, что в остаточном аномальном поле  $\Delta g_a$  отображена картина именно этого горизонта. На пересчетах еще глубже (3-4 км) интенсивность положительной аномалии увеличивается, вся зона становится высоко градиентной. На трансформанте ( $G_H$   $H=6$ км) на Самгори-Сартичальской площади интенсивность  $\Delta g_a$  увеличивается до +60мГл, а поле остается гармоничным. Это значит, что на отмеченной глубине сверху донизу должна быть сплошь аномалиеобразующая среда плотностной неоднородности. Если считать, что здесь глубина залегания фундамента равна 7-8 км, еще глубже пересчитанная  $\Delta g_a$ , возможно, потеряет гармоничность и структурный этаж ограничится снизу.

Следует отметить то обстоятельство, что на пересчетах вверх  $H=10$  км и на остаточном поле с той же высоты  $\Delta g_a$  Тбилиси-Сартичальское аномальное поле объединяется с Храмско- Папаякским максимумом - факт заслуживающий внимания.

Здесь в палеоген-меловом покрове разделение аномалиеобразующих гравитирующих горизонтов будет некорректным. Что касается общего структурного строения, то оно по горизонтальной плоскости представляет большой интерес.

Сопоставление смысловых содержаний различных картин (рис. ), разными методами полученных при изучении какого-нибудь явления, хороший способ для установления истинного характера данного явления, а переход от известного к неизвестному - необходимый индуктивный процесс для установления общих закономерностей. В силу существования обоих этих условий Сартичальская погруженная подзона должна быть хорошим примером для прилегающих к ней территории, что, возможно, будет показано ниже.

На приложении №5 нанесены линеаменты (продольные оси аномалий) производного  $\Delta g_a$  второго порядка и оси складчатых структур, установленных геокартированием Притбилиско-Кахетинского региона. Между линеаментами названного параметра и осями складчатых структур, имеется часто полное совпадение на плоскости наблюдения., Другая, меньшая часть характеризуется отклонением друг от друга по простиранию по разному- или на постоянную величину. Причиной этого явления могут быть различные обстоятельства: геологические, технические и методические. Первое - асимметрическое строение складок, наклонен осевой плоскостью складок, обуславливающий асимметричное распределение гравитирующих масс с глубиной, а гравиметрические параметры отражают глубину до 1-2 км. Вторая причина неточное визуальное картирование геологических объектов, не исключены и методические неточности гравиметрических материалов.

Исходя из этого, несовпадение данных геокартирования с осевым рисунком структур, с линеаментами трансформант поля  $\Delta g_a$  порой допустимо по геологическому обстоятельству и нельзя его принять за ошибку, каждый по себе представляет действительность.

Если с точки зрения вышесказанного посмотрим структурную карту (расположение структурных осей) Притбилиского района распределения линеаментов и аномалий вторых производных  $\Delta g_a$  той же территории можем увидеть, что между ними нет полного совпадения.

Интервал между осевой Телетской структурной и связанной с ней аномалией второго производного  $\Delta g_a$  с ее линеаментами равен 0,3-1,0 км. Последние проходят с южной стороны и прослеживаются до с.Гамарджвеба. Далее на северо-восток на Самгори-Сартичальской площади Телетская структура геокартированием не прослеживается, а по трансформантам  $\Delta g_a$  площадь перекрывается эпицентральный максимум прихотливой формы окружности с выступом в сторону Варкетили-Мамадавидской структуры. Очевидно, здесь происходит смыкание различных структур с одним периклинальным окончанием.

Этому явлению - структурному несовпадению осей, установленных разными методами можно дать следующее объяснение.

а) возможно оси структур нанесены на план с определенной погрешностью.

б) не исключена картографическая ошибка.

в) гравиметрическая аномалия отображает распределение глубинных плотных масс, с наклонной осевой плоскостью структуры, прослеживаемой на поверхности. На глубине она может оказаться в стороне.

Эти причины одинаково возможны, ни одну из них нельзя исключить, и они остаются альтернативными.

Мамадавидская структура начинается на западе за рамкой площади нашего исследования и по карте прослеживается до Тбилисского моря, до Куры уверенно, после

ее прерывисто. На карте второго производного вдоль оси отмеченной структуры следует сгущенная полоса изодинам данного параметра с положительным знаком, прослеживаемая до р. Куры, которая далее на восток в нескольких километрах затухает и смыкается с другой аномалией сложной структурной формы. Вместе последние суммарные аномалии занимают Варкетильско-Самгорско-Сартичльскую площадь и ориентированы в широтном направлении в отличии от Мамадавидского субширотного направления. В этом суммарном аномальном поле отражены, частично, Варкетильская, а в основном, Самгорская и Патардзеульская структуры.

Между Мамадавидской и Телетской структурами наблюдается Крцанисская синклиналь. На западе она уверенно установлена, а на восточном погружении условно. По этой синклинали на трансформанте производной  $\Delta g_a$  второго порядка наблюдается структура аналогичной синклинальной формы положительной, но пониженной интенсивности. Как видно в данном случае синклинальная форма структуры понижает производное второго порядка, но не настолько интенсивно, что бы оно перешло в отрицательное значение. Восточнее Вазиани эта структура также гаснет, сменяется другой эпицентральной аналогичной аномалией, где кулисообразно заменяется аналогичной, но меньшей по объему структурой.

Восточному окончанию Лисской антиклинали соответствует аномалия производной  $\Delta g_a$  второго порядка

Интенсивным изменением градиента  $\Delta g_a$  характеризуется Мцхетская антиклинальная структура.

Ормянская структура на геологической карте прослеживается уверенно в интервале Мухатгверди-Авчала-Глдани, дальше предположительно пунктиром. На карте  $\partial^2 \Delta g / \partial z^2$  вдоль оси отмеченной синклинали с южной стороны в 0,5-1,0 км расположена структура аналогичной формы с отрицательным значением данного параметра и не доходя 15 км до р. Иори аномалия затухает и заворачивает на юг к Азамбурско-Удабнийскому миниатюрному грабену.

Приведенное сопоставление карты производного  $\Delta g_a$  второго порядка произведено по отношению к установленным на поверхности геологическим структурам. Оно было необходимо, для определяя природы производного  $\Delta g_a$  и распространения на известных площадях и выяснения возможности распространения этого результата на закрытых территориях Кахетинской впадины, где нет единой структурной карты по какому-нибудь стратиграфическому горизонту осадочного чехла. Такая карта составлена только по Притбилисской территории сопоставление с которой карты  $\partial^2 \Delta g / \partial z^2$  весьма интересно. На рисунке № приведена структурная карта среднего эоцена Притбилисского района, составленная по данным сейсморазведки (МОГТ) и глубокого бурения

Распределение аномалий второго производного  $\Delta g_a$  и их линеаментов, представленных на этой карте наилучшим образом совпадает со структурной картой среднего эоцена. Этот вариант нанесен на карте (прил.5)

Структуры Самгорской площади расположены на периклинальном погружении интенсивной аномалии  $\partial^2 \Delta g / \partial z^2$  и отдельно не выделяются, для чего необходимы, очевидно, более детальные карты  $\Delta g_a$ , кроме того случая, когда вероятность совпадения линеаментов трансформанта  $\partial^2 \Delta g / \partial z^2$  со структурной картой среднего эоцена и пожалуй, с геолого-тектонической достаточно высока, чтобы принять ее в качестве закономерного признака структурного отображения верхней части осадочного чехла. Это позволило бы проведение аналогичного анализа на закрытых площадях Кахетии.

За Сартичалой, по правобережью р. Иори на карте  $G_{НО}$  (остаточного поля  $\Delta g_a$ ) выделяется положительная аномалия. Мы ее называем Прийорским поднятием. Она представляет собой конфигурацию изодинам  $\Delta g_a$  удлиненной формы, прихотливой

наружной конфигурации и тремя невысокими эпицентрами выше нулевой изодинамы. Первый максимум с значением 10 мГл/км наблюдается в нескольких километрах южнее с.Патардзеули, через 8-10 км замыкается и выделяется от среднего Ламбало-Килакупринского максимума (6 мГл/км). Этот последний отделяется от Чатминского максимума (12 мГл/км).

Таким образом, на схеме по Прииорскому поднятию (прил.6) отражаются три структурных узла и южный сегмент.

Сопоставлением схемы распределений аномалий производных второго порядка  $\Delta g$  с геолого-тектонической картой устанавливается, что названные приподнятые участки связаны с Патардзеульской, Млашисхевской, Вашлианской, Ламбалойской, Килакупринской, Чатма Удабнойской, и другими структурами, т.е., Прииорская аномалия в целом отображает картину распределения групповых структур на подобие антиклинорий верхнего структурного этажа, а здесь в ряде случаев не исключаем и фактора среднего структурного этажа.

Прииорское поднятие имеет форму латинской буквы Z. Северной частью оно отклонено к северо-западу и не переходя р. Иори у Уджармы замыкается. Аномалия с несколько удлиненным носом сравнительно с Норио-Сацхенинской структурой сдвинута несколько на север. Сам Норийско-Сацхенинский тектонический узел в остаточном поле  $G_{HO}$  отражается слабой переходящей в положительную аномалией. На фоне Мамадавидско-Телетского максимума с южной стороны и Ормянского отрицательного минимума с севера оно еле заметно. Этот узел на трансформанте  $G_{HO}$ , полученной при пересчете вверх на 10 км отмечается положительным значением изоаномал, и как мы предполагаем, охватывает глубины с повышенной плотностью.

Этот структурный узел на карте среднего эоцена располагается на северном крыле Ормянской синклинали, не нарушая ее структуры. Значит, на этой карте Норио-Сацхенинский структурный узел не отражается, поскольку он со средним эоценом размещен в различных тектонических этажах, развитых на краевых прогибах, заполненных низкоплотными молассовыми отложениями, где отрицательный гравитационный эффект Ормянской синклинали приоритетен.

Кстати следует сказать, Ормянская синклиналь на карте среднего эоцена распространяется на восток достаточно далеко. Она простирается до р. Иори, переходит ее правый берег и завершается у подножья Цив-Гомборского хребта, сменяясь Гомборской антиклиналью кулисообразно. Такое структурное представление об этой синклинали противоречит гравиметрическим и геологическим материалам.

На трансформантах  $G_{HO}$  и  $\partial^2 \Delta g / \partial z^2$  Ормянская синклиналь прослеживается с запада отрицательным значением и не доходя 15 км до р. Иори затухает, с отклонением на юг по направлению Азамбурско-Удабнойскому грабенному провалу.

На геолого-тектонической карте Ормянская синклиналь в миоплиоценовых отложениях в западной части зафиксирована аналогично среднеэоценовой, в восточной части недалеко (не далее Марткопи) до р. Иори затухает и путь ей преграждает направленная поперек к ней синклиналь Пальдо миоплиоцена, представительная не менее Ормянской, прослеживаемая далеко с севера по р. Иори до с. Патардзеули. На южной половине этой синклинали  $G_{HO}$  и  $\partial^2 \Delta g / \partial z^2$  положительные. Они считались северной частью аномалии Прииорского поднятия.

Между приведенными здесь конструкциями Ормянско-Пальдойского структурного узла структурное плановое положение закартированное в миоплиоценовых отложениях можно принять в общем реальностью; противоречивым оказывается их глубинное строение.

Если примем тот факт, что в структурной картине трансформантов  $G_{HO}$  и  $\partial^2 \Delta g / \partial z^2$  гравитационного поля отрицательным значениям соответствуют синклинальные структуры, а положительным - антиклинальные поднятия, то предлагаемое ниже объяснение глубинного строения Ормянско-Пальдойского структурного узла будет логически вполне приемлемым.

Под Пальдойской синклиной, вероятно, ниже глубины 2 км должна находиться приподнятая положительная структура уплотненных масс того же структурного этажа возможно с захватом среднего. Следовательно, Пальдойская синклиналь будет в структурном отношении в несогласном залегании с тем же структурным этажом. Значит, они разного времени и разной природы происхождения. Пальдойская синклиналь дисгармонично включена в тектонику участка (все структуры на восточном погружении Аджаро-Триалетской зоны ориентированы в широтном или субширотном-северо-восточном направлении), а она ориентирована праводиагонально с азимутом структур Цив-Гомборского хребта и по генезису, очевидно, относится этой группе структур. Здесь же она чужда, аллохтонно притащена и наложена на северо-западную часть Прийорского поднятия в период после его структурного формирования.

Что касается глубинного строения - морфологии, и глубины залегания среднеэоценового горизонта Ормянской синклинали, то об этом трудно что-нибудь сказать, т.е. материалов из такой глубины (6 км) почти нет. Плановое положение расходится с гравиметрическими данными. Севернее на расстоянии 0,5-1,0 км от отрицательной гравиметрической аномалии, она уходит дальше на восток на 15-20 км, что, нам представляется, нереальным. Восточным окончанием она должна быть искривлена немного на юг и между с. Марткопи и р. Иори должна замыкаться. Там ей преграждают путь структурные барьеры - первый, Норио-Сацхениский структурный узел, наискось пересекающий ее восточное окончание. Второй барьер - Пальдойская синклиналь, которая расположена поперек к ней, и Ормянская синклиналь таким образом дальше Пальдойской структуры, при нормальном складкообразовании, не может распространяться. Если допустить, то что Ормянская синклиналь относится к структурному верхнему ярусу (что и есть на самом деле), а структура среднего эоцена, представленная на рисунке, принадлежит среднему структурному ярусу (что маловероятно, поскольку она среднеэоценовая и точно повторяет верхнюю морфологию), то тогда картина, представленная на указанной схеме вполне приемлема. Однако это трудно допустить и такой вариант неприемлем. Как было отмечено, по геофизическим данным под Пальдойской синклиной подразумевается приподнятая структура уплотненных масс Прийорского поднятия первичного происхождения. В таком случае далее этого структурного барьера Ормянская синклиналь, как результат образования среднего структурного этажа, не подходит. Основываясь на аэромагнитных данных мы исключаем распространение среднеэоценовой вулканогенной формации далеко к Цив-Гомборскому хребту.

В структурно-тектоническом отношении со своими краевыми прогибами на восток дальше р. Иори Аджаро-Триалетская зона с Ормянской синклиной не имеет продолжения. В формационном отношении, по магнитным данным, она простирается до с. Качрети.

Прийорское поднятие делится на три части - северную, среднюю и южную.

а) Северная часть аномалии Прийорского поднятия в трансформных полях отражается по-разному, в остаточных полях - с пересчетом высот его значение растет; на пересчете высот  $H=6$  км форма аномалии существенно изменяется. Как видно, при пересчете выше 4 км функция  $\Delta g_a$  на этом участке теряет гармоничность. Аналогичную картину имеем при пересчете поля  $\Delta g_a$  вниз в нижнее полупространство. До 4 км поле

закономерно меняется, при глубине 6 км оно теряет свою первоначальную форму. Исходя из этого можно утверждать, что аномалиеобразующие причины не должны находиться очень глубоко, не более 3-4 км, и должно быть связаны с палеоген-меловыми и не исключено с нижнесарматскими уплотненными породами, т.е. аномалия северного Прийорского поднятия должна быть связана с средним и верхним структурными этажами

Этот факт более конкретно выражен на карте второго производного  $\Delta g_a$  (прил. 5). На этой карте Прийорское поднятие дается расчленено, каждая его часть представляет интерес с точки зрения геологического истолкования. Северо-западная аномалия Прийорского поднятия на карте второго производного  $\Delta g_a$  занимает по длине 32-35 км, по ширине 10-12 км. На этой площади могут размещаться различного типа, характера и величины структуры и тела. По поверхностным наблюдениям здесь прослеживается только Пальдойская синклиналь, что не соответствует природе происхождения аномалии. Аномалия своей морфологией и интенсивностью отражает структуру наподобие антиклинория. Этот факт можно объяснить по-разному. Первое, аномалия и Пальдойская синклиналь отражают различные структурные этажи, аномалия - среднего-палеоген-меловой структурный этаж, а Пальдойская – верхний структурный этаж. Последнее не требует доказательства, это так и есть, но такое большое структурное несогласие структурно-тектонических этажей трудно объяснить.

Второе, Прийорская северная аномалия непосредственно примыкает с юга к Жинвальско-Гомборской подзоне, которая характеризуется шарьжными перемещениями. По сейсмическим материалам (временные разрезы DGC-02.03.0.8) Жинвальско-Гомборская подзона сложена шарьяжными тектоническими пластинами (прил. 5). Перемещение Пальдойской синклинали над Прийорским поднятием в результате шарьяжных процессов не должно вызывать сомнений.

То, что Прийорская северная аномалия отражает структуру антиклинория видно по морфологии самой аномалии. Она характеризуется несколькими экстремальными центрами и «отростковыми» ответвлениями. На таких ответвлениях «сидят» Патардзеульская, Ниноцминдская, Манавская брахиформные складки в восточной части, Гомборская складка в северной и Накаральская в южной. Последняя структура попадает прямо в центр аномалии. Вокруг этого эпицентра фиксируются погружающиеся «отростки». Один из них широтного простирания захватывает северной периферией Какабетскую структуру. Второй, удлинённым «отростком» направлен к юго-востоку, а в Ламбалойской и Млашисхевской структурах кроются причины его происхождения. Третий «отросток» округлой формы направлен к Азамбургскому минимуму  $\Delta g_a$ , и обходящий его с трех сторон содержит Удабнойскую структуру.

Таким образом, в аномалии  $\Delta g_a$  Прийорского северного поднятия имеется случай антиклинорного структурного отображения.

б) Прийорское среднеструктурное поднятие.

Этот структурный узел имеет треугольную, изрезанную по бокам форму, примыкающую широким основанием к Цив-Гомборскому хребту, а прослеживаемая по р. Иори узкая полоса достигает Буронмта. Конфигурация изолиний повторяет форму этого структурного узла. Такая форма изолиний указывает на полиформность глубинного строения среднего структурного узла. Вдоль аномалии умещаются крупные положительные структуры: Ламбалойская, Млашисхевская, Кила-Купринская и, частично, Вашлианская. На их сводных узловых пересечениях сменяются концом синклинали: Бербиссерская и Буранмтисская. Вместе с тем, здесь преобладают положительные структуры. Поэтому этот узел можно назвать антиклинорием Прийорского среднего поднятия. В этот структурный абрис попадают положительные линеаменты от с. Кешела до с. Квемо Бодбе, не имеющие соответствия на геологической карте. На долю этой

структуры среднего поднятия приходится большая площадь (30x8 км), охватывающая, вероятно, несколько структур, главным образом, в части предгорного поднятия Гомборского хребта: Манавскую, Какабетскую и др. Методом сейсморазведки эта часть территории изучена недостаточно.

в) Прийорское южное поднятие.

Остаточное аномальное поле  $\Delta g_a$  и его производное второго порядка отличаются высокой интенсивностью и общей выпуклой морфологией. Аномалия охватывает Тарибанскую площадь и часть Джейранвельтской (Азербайджан). Здесь развиты структуры: Чатминская, Эльдарская с одной стороны и Тасдалярская, Демурдргская с другой. Эти структуры относятся к антиклинальным типам. В общем эти структуры принадлежат единому поднятию.

Чатминско-Эльдарский структурный узел характеризуется повышенным значением (6-10 мГл/км) второй производной  $\Delta g_a$ . Здесь же выделяется Тех-Гапинская аномалия, занимающая доминирующее положение в данном структурном поднятии.

В этом тектоническом узле остаточное аномальное поле  $\Delta g_a$  и его производная второго порядка должны быть связаны с карбонатными породами и уплотненными песчаниками сармата, «антиклинорно» приподнятыми вместе с этой структурной формой. Предполагаемые гравитирующие тела должны быть залегать глубоко, но разуплотненные коллекторские породы могут быть расположены выше названных тел.

Данное структурное образование и аналогичные им структуры, нам представляются перспективными, естественно, после детализации гравиразведкой и изучения сейсмикой до глубины 6-8 км.

Западнее Прийорского среднего поднятия наблюдается аномалия небольшой интенсивности (4 мГл/км), прослеживающаяся к югу, которая обходит Азамбурско-Удабнойский минимум (с Азербайджанской территории) и присоединяется к Гардабанско-Руставским аналогичным мелким аномалиям.

*Азамбурско-Яглуджская система отрицательных аномалий  $\Delta g_a$ .*

а) Азамбурско-Удабнойский структурный узел.

К вышерассмотренному поднятию с запада, а затем с юго-запада почти по всему простиранию прилегает интенсивная «грабеннообразная», «желобообразная» аномалия  $\Delta g_a$ , интенсивность которой в эпицентрах опускается до -120 мГл, и занимает площадь длиной 45-46 км, шириной - 12-15 км. На концах аномалия сужается и выклинивается. На всех трансформантах аномалия сохраняет первоначальную конфигурацию, интенсивность и отрицательный знак. В структурном отношении аномалия необычна и отображает, по-видимому, глубинную геологическую обстановку – глубинно-разломную по оси и обрушенную по бокам. Мы называем ее «Азамбурско-Удабнойским миниграбеном» (прил.5). В этом «грабеновом» провале положительные структуры, кроме Азамбурской, приурочены к бортам и являются приповерхностными (вторичными) структурами - осложнениями этих бортов. Гравитирующие эффекты, обусловленные ими в гравитационном поле не отражены, поскольку гравитационный дефицит «грабенового провала» настолько большой, что поглощает аналогичные побочные боковые явления. На структурные осложнения накладываются небольшие разрывные нарушения, понижающие АГП и осложняющие выделение отдельных положительных структур.

Сказанное следует принимать во внимание при оценке перспектив нефтегазоносности данной площади.

Азамбурско-Удабнойский минимум  $\Delta g_a$  занимает особое пространственное и морфологическое место в гравитационном поле и соответственно в структурном зональном делении Кахетинского региона

б) Яглуджский структурный узел.

Яглуджа-Асуретский минимум  $\Delta g_a$ , являющийся юго-западным продолжением - отростком треугольной формы Азамбурско-Удабнойского «лодочной» формы минимума, осложнен мелкими структурными поднятиями в интервале Гардабанско-Руставской площади.

Яглуджа - высоко приподнятый синклиний с двумя минимумами  $\Delta g_a$ . К востоку остаточное поле  $\Delta g_a$  и его вторые производные приобретают слабые положительные значения. К западу Яглуджский минимум сужается, носом упираясь в восточное погружение Храмского массива. К Яглуджскому заостренному минимуму с обратной стороны острым углом расположен Цалка-Бешташен-Аяльский минимум  $\Delta g_a$  (прил.5), где имеет место чередование верхнеэоцен-олигоценых листоватых песчаников и глин. Это узловое место, где состыковываются Азамбур-Удабно-Яглуджский и Цалка-Бешташен-Аяльский бассейны седиментации.

Высоко поднятый Яглуджский синклиний должно быть обусловлен поднятием под ним среднего (палеоген-верхнемелового) структурного этажа, находящегося структурно в антиподном расположении с верхним. Основанием такого представления является также карта планового расположения складчатых структур (прил.6). На этой карте под Яглуджой с востока опускаются положительные аномалии (признаки антиклинальных структур) небольшой интенсивности, но глубинного происхождения.

На севере Яглуджи все три Руставские структуры с Нацвалцкальской фиксируются слабым гравитационным полем. (прил. 5). На этом фоне на левом берегу Куры, у села Гамарджвеба от Телетской интенсивной аномалии выступает отросток той же интенсивности. По принципу аналогии эта аномалия также считается положительной структурой и перспективной.

Выделение Амартульской синклинали есть хорошее доказательство эффективности в установлении складчатой тектоники методом гравиразведки.

#### 4. Аномальные впадины

В тектонике региональному или локальному складчатому поднятию должно соответствовать эквивалентное ему погружение. Поднятию вообще, где-то инверсионное изображение соответствует. Так обстоит дело и в Южной Кахети. За Прийорским поднятием, на востоке Южной Кахети наблюдается сложное глубокое опущение АГП с овальными закруглениями и несколькими эпицентрами экстремального минимума. На всех трансформантах аномалия изменяется по интенсивности, сохраняя корытообразную форму, разделенную небольшой перемычкой меридионального направления, проходящей по с. Джапаридзе. Мы называем их Мирзаан-Ширакской и Кедебской (по имени сел) впадинами.

а) Мирзаан-Ширакская впадина. Этим именем обозначена территория Южной Кахети восточнее Гурджанского меридиана, занимающая площади Мирзаани, Диди и Патара Ширази и характеризующаяся глубоким аномальным гравитационным полем в виде впадины центриклинальной формы. На всех трансформантах она отмечается интенсивно проваленной аномалией, при этом максимальное прогибание приходится на ее центральную часть. По нашему мнению, аномалия отображает себе подобную реальную структурную обстановку.

Вместе с тем, наблюдаются относительно мелкие (4-6 мГл/км) аномалии. По этим данным впадина не должна иметь простое моноформное структурное строение. У этой впадины корытообразной формы, борта осложнены складчатыми структурами. С юго-запада и с юга прослеживаются Мирзаанская, Дидгорская, Тарибанская, Назарлебская и др. структуры, с севера Карагачская, Кедельская, с востока Лачинская, хорошо выделяемые из-за полного совпадения со вторыми производными  $\Delta g_a$  положительного знака.

Здесь Мирзаанско-Ширакская впадина ограничивается названными структурами, но охватывает и Патара Ширакскую долину, т.е. в структурном отношении эти две впадины объединены в одну осложненную впадину с двумя соответствующими мульдами.

Земо Кедское поднятие должно быть связано с поперечным региональным поднятием, которое мы выделяем у с. Джапаридзе. Это поднятие, как было сказано, разделяет впадину на западную и восточную части.

Тарибанская структура связывается с осложнением Мирзаан-Ширакского южного борта, поскольку на трансформантах производного второго порядка она объединяется с Дидгорской антиклиналью, являющейся осложнением южного борта Ширакской впадины.

Что касается внутренней природы самой впадины, она должна быть простым строением с Тукумышской и Патара Ширакской синклиналями, мульды которых на глубине должны быть разобщены небольшим поднятием, а ось Тукурмышской синклинали должна проходить на 3-4 км южнее наблюдаемой поверхности. Возможно, здесь имеется дополнительный источник  $\Delta g$ , быть может синклиналь, поскольку такой обширный минимум силы тяжести могут обусловить только группа отрицательных структур. Эту впадину, мы называем «Мирзаан-Ширакским» синклинорием

Дедоплисскарской синклинали, хорошо выделяемая также на карте производных  $\Delta g$ , остается вне Мирзаан-Ширакского «синклинориума». Синклиналь, по нашим представлениям, должна быть наложена на глубинный разлом, проходящий под Дедоплисскаро.

Эту глубокую синклинорную впадину видимо заполняют мощные (6-7 км) молассовые образования, 1,0-1,5 км отложения эоцен - палеоцена, меловые породы такой же мощности и юрские образования мощностью 2-3 км без рифовых известняков. Эти породы по сейсмометрическим данным в Шираки не должны распространяться. Перечисленные образы пород соответствующей мощности вполне реально могут заполнить 10-12 км впадины.

В интервале среднего и нижнего палеогена Ширакская долина, согласно О.Сепашвили представляла собой место размыва и развития эрозионных процессов [Сепашвили, 1979]. Таким предположением противоречат данные гравиметрии. На всех пересчетах АГП Ширакская долина остается с глубоко отрицательным АГП, показателем депрессии.

б) Впадина Земо и Квемо Кеди.

Вторая впадина АГП, похожая на Мирзаанско-Ширакскую по интенсивности, но меньшая по площади охватывает территорию, занятую указанными селами и небольшую площадь Азербайджана за р. Алазани. Она отделена от Мирзаанско-Ширакской впадины перемычкой повышенного поля, оставаясь внутренне составной частью первой.

В этой «придатковой» впадине положительное поле  $\Delta g$  размещаются на ее периферии. Надо полагать,  $\Delta g$  хорошо отображает картину глубинного строения этой структурной единицы.

Глубинное строение рассмотренной выше системы впадин сейсморазведкой изучено недостаточно - нет карты глубинного единого строения, хотя бы по одному какому-нибудь горизонту осадочного слоя, чего не хватает для достоверного понимания региональной, тектоники.

5. Жинвальско-Гомборская подзона. Горная Кахетия, Цив-Гомборский хребет, его западное Тианетское продолжение к г.Жинвали покрыты «провалами» кружков изодинам отрицательного знака  $\Delta g$ , несмотря на то, что породы слагающие эту полосу имеют достаточно высокую плотность 2,52-2,55 г/см<sup>3</sup> и больше

Гравитационный дефицит - отражение вторичного разуплотнения среды, т.е. массовой трещиноватости и разрывных нарушений. Эта полоса известна покровной

тектоникой, аллохтонной и паравтохтоной структурой по всей мощности осадочного слоя. В дополнение к этому, в этой полосе должен проходить глубинный разлом по всей длине и ширине гравитационного минимума. Цив-Гомборский хребет должен представлять собой надстройку глубинного разлома.

6. Алазанская депрессия. Не только по гравиметрическим, но и по сейсмометрическим и магнитометрическим данным Алазанская депрессия имеет непростое глубинное строение, как это представляется по поверхностным наблюдениям соответствующим широко раскинутой долине. Мы не будем его здесь рассматривать. Довольно подробно оно описано в работе «Покровная тектоника Горной Кахети и глубинное строение прилегающих к ней площадей [Н. Гамкрелидзе, С. Гонгадзе, 2005]. Важно рассмотреть распределение складчатых структур - вопрос, отвечающий нашей тематике.

а) Шуагора-Ильдоканский структурный узел. Полоса повышенных значений остаточного  $\Delta g$  и его вторых производных, прослеживаемая по Жинвали-Тианетскому направлению охватывает и площадь прилегающую к Ахмете. Вся эта полоса характеризуется сложным геологическим строением. В таких условиях трудно разобраться в структурной обстановке глубинного строения. Тем не менее, указанные параметры гравитационного поля позволяют различить разнополярные складчатые структуры, т.е. поднятия и погружения, достаточно четко выделяющиеся в структурном плане положительными и отрицательными аномальными значениями соответственно. Все синклинали структуры, прослеженные в обнажениях выделены хорошо, Ильдоканская и Шуагорская антиклинали со слабым АГП прослеживаются неуверенно.

б) Цинандальско-Гурджаанская зона поднятия. Вторая полоса аномалий остаточного и второго производного  $\Delta g$  проходит южнее Телави от Турдо до Гурджаани у северного подножья Цив-Гомборского хребта. Вдоль этой полосы наблюдаются три экстремальных эпицентра интенсивностью 8-10 мГл/км. Кроме этой аномальной группы структур у Телавской глубокой скважины наблюдается небольшая аномалия второго производного  $\Delta g$  с интенсивностью 6 мГл/км, отражающая бесспорно известную Телавскую структуру, установленную геологической разведкой и бурением.

Этот и Ильдоканско-Шуагорские данные говорят, правда все еще с небольшой статистикой, об эффективности метода второго производного  $\Delta g$  по установлению складчатых структур в геологических условиях Алазанской депрессии. Они позволили нам, с определенной уверенностью, предположить наличие складчатых структур со сводами в эпицентрах аномалии и установить впервые Турдо-Кисисхевскую и Черемизарскую антиклинали, возможно перспективные для нахождения углеводородов.

В депрессии на участке Эретис Кари наблюдается аномалия производного  $\Delta g$ , интересная по природе происхождения. Здесь, по скважине Хирса 1 и данным сейсморазведки, начиная с поверхности и до глубины 2,0-2,2 км залегают слабо или недислоцированные породы алазанской серии, ниже пробурены плотные рифогенные известняки типа «красноколодских» с мощностью 1,3-1,8 км, а еще ниже пробурена до глубины 5,1 км порфиритовая серия байоса. Эрозийная поверхность горизонта (плиты) известняков у скважины приподнята на 100-150 м, а на площади аномалии 200-250 м [Гамкрелидзе, Гонгадзе, 2005]. Исходя из этого, надо полагать, что аномалия отражает рельефную структуру горизонта известняков.

Карта-схема распределения складчатых структур Притбилиско-Кахетинского региона по гравиметрическим данным «гравикарта складчатых структур» (прил.5) представляет собой распределение аномалий второго производного силы тяжести со знакопеременным значением. Положительным значениям силы тяжести соответствуют гравитирующие массы, приподнятые к дневной поверхности в верхах осадочного слоя,

или их уплотнения по латерали, а отрицательным-погруженные или разуплотненные те же массы по тому же направлению. В складчатых процессах эти события должны проходить противоположно: поднятие должно сопровождаться разуплотнением, погружение - уплотнением. Вместе с тем, наши исследования показывают, что гравитирующий эффект вертикального перемещения, очевидно, больше и контрастнее если складчатые структуры имеют антиклинорный и синклинорный характер. Подтверждением тому является карта распределения складчатых структур (прил.5).

Следует отметить также, что в интенсивных складчатых зонах по интенсивности и площади положительные аномалии второго производного силы тяжести преобладают над отрицательными такового же типа аномалиями, в слабоскладчатых зонах наоборот - преобладают отрицательные. Эти факторы вполне можно применить в качестве критерия гравитектонического расчленения территории и выделения глубоких впадин и антиклинорных поднятий. Карта-схема (прил.5) является хорошим примером правомерности такого предположения.

На схеме (прил.5) морфоструктурная картина второго производного  $\Delta g$  и распределение осей складок даются по их экстремальным значениям. Из этой схемы, структуры, которые установлены впервые по данным гравиметрии и геокартированию, дается номер и наименование. Остальные находятся вблизи известных структур и для них такие обозначения, считаем излишним. Установление приоритетности этих различных данных – предмет субъективного рассуждения.

Структуры, данные на карте-схеме (прил.5)

Антиклинали:	Синклинали
02 Бицминдская	01 Ерцойская
04 Гомборская	03 Палдоская
06 Лисская	05 Ормоянская
07 Еаборская (Мамадавидская)	08 Крцанисская
09 Телетская	010 Амартульская
012 Косаларская	011 Яглуджская
015 Удабнойская	013 Косаларская
016 Таурапская	014 Удабнойская
017 Мцарехевская	018 Восточнонаомарская
019 Ламбалоская	020 Тукурмышская
021 Кедельская	023 Берebиссерская
022 Карагачская	028 Дедоплисцаройская
024 Килакупрская	031 Буранмтисская
05 Дидгорская	
026 Тарибанская	
027 Чатмиская	
029 Млашисхевская	
030 Какабетская	

На «гравикарту складчатых структур» нанесены также оси складчатых структур, установленных геокартированием и оси складок из структурной карты среднего эоцена, составленной Д.Папава, О.Сепашвили и Д.Гирсиашвили по данным МОГТ и бурения.

Составление такой сводки данных, полученных разными методами по одному тому же вопросу исследований, как правило, всегда делается с целью взаимной проверки и взаимного удостоверения. Здесь трудно что-нибудь сказать по отношению этих вопросов. Сопоставимые элементы разнородны по характеру точности отображения и из-за разной

их информативности о глубине залегания структур. Тем не менее, визуальная оценка их позволяет сделать некоторые выводы.

1. Разрешающая способность второй производной наблюдаемой  $\Delta g_a$  по отношению установления складчатых структур вполне удовлетворительная.

2. Информативность способа о глубинах залегания изучаемых объектов нами оценивается в 1,5-2,5 км. Она, очевидно, зависит от многих геолого-геофизических факторов:

а) распределения плотностного параметра в среде, б) дифференцированности плотностного параметра по структурным этажам, в) гравитирующего эффекта складчатых структур и др.

3. При наличии несогласного расположения структурных этажей установление истинной картины распределения складок осложняется.

Установление связи структурной приповерхностной тектоники с глубинным аналогичным строением задача не простая, тем более когда сопоставимые структуры даются в различных графических изображениях и физических измерениях. Здесь имеются ввиду сопоставление карт  $\partial^2 \Delta g / \partial z^2$  с сейсмогеологическими разрезами, пересекающими исследуемую нами площадь. Наиболее характерным и интересным по качеству материалов с обеих сторон является профиль Текали-Артана. Сейсмогеологический разрез по этому профилю составлен нами по материалам КМПВ, МОГТ и глубокого бурения с наибольшей информативностью.

Этот разрез представляет собой блоково-складчатую структуру. Первая половина, южнее скважины Накарала представлена на глубине (ниже 4 км) четырьмя блоками (Храми-Кирязский, Джандар-Джейранвельтский, Купарантхевско-Накаральский и Патардзеульский) с прогнувшимся складчатым основанием - фундаментом.

Верхняя часть мощностью 4,0-4,5 км занимает верхне-палеоген-неогеновые образования с гофрированной складчатостью.

Севернее Накаральской скважины картина структурного строения противоположная. Здесь горизонты осадочного слоя по всей мощности интенсивно разрывно-складчато дислоцированы до приобретения «паравтохтонно-аллохтонного» характера, а также представлены перекрывающимися друг друга тектоническими пластинами (прил.7).

На карте  $\partial^2 \Delta g / \partial z^2$  в направлении приведенного здесь разреза обозначенный параметр изменяется с определенной последовательностью и закономерностью.

Храмско-Кирязскому приподнятому блоку разреза с приподнятым фундаментом и почти горизонтальным залеганием осадочного слоя (прил.7) соответствует фоновое значение второго производного  $\Delta g_a$ , Джандар-Джейранвельтский блок перекрывает широко раскрытая отрицательная аномалия производного  $\Delta g_a$  второго порядка. Здесь фундамент северным наклоном погружается, а осадочный слой представлен слегка прогнувшейся синклиной.

Купараантхевско-Накаральский блок - самый глубоко опущенный из всех блоков, фундамнт залегает на глубине - 10 км. Ему соответствует самая интенсивная аномалия  $\Delta g_a$  отрицательного знака.

Патардзеульско-Ниноцминдскому складчато-пластинному строению сейсмогеологического разреза соответствует положительная локальная аномалия  $\partial^2 \Delta g / \partial z^2$ .

На Гомборском структурном сегменте сейсмогеологического разреза опять наблюдается глубокий отрицательный минимум  $\Delta g_a$  и его трансформантов, в то время как этот сегмент достаточно приподнят и складчато дислоцирован, хотя немалое место занимают разрывные нарушения, связанные с алогичными глубинными явлениями.

На Баканском структурном (антиклинальном) участке фиксируется локальная положительная аномалия производного  $\Delta g_a$  второго порядка.

В заключение следует отметить, что аномальное гравитационное поле и его трансформанты довольно адекватно (в пределах качественной интерпретации) отражают структурную картину осадочного чехла и фундамента исследованного нами региона.

Следовательно, по гравиметрическим данным можно делать важные геологические выводы по геологическому строению закрытых регионов.

#### **4.7. Опыт оценки перспектив нефтегазоносности Самгорской группы месторождений способом полного нормированного градиента гравимагнитных полей.**

В поисках и разведке нефтегазоносных месторождений, после определения благоприятной структурной обстановки на глубине исследуемого объекта, решающей и весьма ответственной задачей является выбор возможно нефтегазосодержащих структур из многих случайных вариантов и определение их перспектив для дальнейших исследований глубоким бурением. Особо важно выполнить такую задачу без дополнительных затрат к тому, что выполнено при общих исследованиях. Эта задача посильна, в первом приближении, геофизическим методам исследований. Метод полного нормированного градиента нами был опробован на площади Притбилисской группы нефтяных месторождений, с целью апробации разрешающей возможности метода в известных геолого-геофизических условиях одного из хорошо изученных регионов Грузии, а в дальнейшем для проверки других перспективных площадей.

##### *Основные результаты*

Принципы использованного метода прямых поисков полезных ископаемых заключаются в нарушении гармоничности или резком изменении геофизических полей в области особых точек «резервуара», заполненного, в данном случае, углеводородами, или в центрах правильной формы фигур геологических тел.

Поскольку измерить поле в этих точках невозможно, полагают, что аналитическим способом пересчитанное данное поле вблизи «резервуара» искомой минерализации испытывает разрыв [Страхов], или в этой области происходит аномальное изменение вторых производных потенциальных полей [Березкин, 1988]. В. Березкин показал, что в этом плане при выделении аномалий, обусловленных залежами нефти и газа, наиболее эффективным является полный нормированный градиент функции гравимагнитных полей [Березкин, 1988]. Формальное описание метода приводится ниже. Сама функция нормированного градиента выражается формулой:

$$G_H = \frac{\sqrt{U_x^2 + U_z^2}}{\frac{1}{M} \sum_0^M \sqrt{U_x^2 + U_z^2}} \quad (1)$$

Где  $G_H$ - оператор трансформации потенциального поля, определяющий выделение тех или иных составляющих из наблюденного поля.

$U_x$  и  $U_z$  – производные функции потенциала по горизонтальной и вертикальной осям. Числитель представляет собой полный градиент данного поля в двухмерном измерении, знаменатель - среднее значение того же параметра по площади исследования. Отношение этих величин является безразмерной величиной, характеризующей интенсивность изменения поля в данной точке. В указанной выше работе доказывается, что  $G_H$  оператор есть функция приближения к особым точкам.

Геологическое тело ограниченной геометрической формы, помещенное в потенциальное поле воздействия нарушает его гармоничность, т.е. вблизи такой

неоднородности оператор  $G_n$  дискретно изменяется (меняет форму и амплитуду). Отсюда и разрешающая способность метода выявления аномалий, обусловленных неоднородностью геологической среды, находящейся в нижнем полупространстве на различной глубине. Следовательно, возникает необходимость аналитического продолжения гармонического поля в нижнее полупространство. Оно осуществляется математическим аппаратом Фурье-рядом тригонометрических функций. Аномалия  $\Delta g(x, y)$  в двухмерном варианте, заданная на участке  $(-L, L)$ , может быть представлена рядом Фурье.

$$\Delta g = \sum_0^{\infty} \left( A_n \cos \frac{\pi n x}{L} + B_n \sin \frac{\pi n x}{L} \right) e^{\pi n z / L} \quad (2)$$

Где  $A_n, B_n$ - коэффициенты ряда или гармоники,  $n$  - порядковый номер гармоники. На практике ряды ограничены и содержат определенное число членов  $N$  и при сходимости  $\Delta g(x, z)$  на концах интервала  $L$  к нулю, используется синусоидная составная часть гармоник, т.е. формула (2) примет вид

$$\Delta g(x, z) = \sum_1^n B_n \sin \frac{\pi n z}{L} e^{\pi n z / L} \quad (3)$$

Гармоники  $B_n$  при расположении начала координат на левом конце  $L$  определяются формулой  $B_n = \frac{2}{L} \int_0^L \Delta g(x, 0) \sin \frac{\pi n x}{L} dx$  (4)  $L$  - длина участка интегрирования или профиля

наблюдений. Поскольку  $\Delta g(x, 0)$  является дискретной величиной для горизонтальной оси  $b_n \approx B_n = \frac{1}{M} \sum_1^M \Delta g(j, \Delta x) \sin \frac{\pi n j}{M}$  (5) Для вертикальной оси  $OZ$  с числом точек также  $(M+1)$

и расстоянием между ними  $\Delta Z$  имеем

$$b_n \approx B_n = \frac{2}{M} \sum_0^M \Delta g(j \Delta z) \sin \frac{\pi n j}{M} \quad (6).$$

Формулами трапеции или формулой Филона определяются коэффициенты (5 и 6) и порядок гармоник потенциальных полей с целью определения аппроксимированных особых точек в вертикальной плоскости нижнего полупространства. В ряде работ [Березкин и др., 1979, Березкин, 1988] подробно освещены вопросы точности и разрешающей способности метода полного нормированного двухмерного градиента потенциальных полей при решении задачи прямых поисков нефтегазовых месторождений. По аналогии с этими работами нами в опытный порядок опробован этот метод в трехмерном варианте на нефтяных месторождениях Притбилисского района. Программа этого варианта составлена зав. геофизической кафедрой Московского университета проф. Булычевым А. А. и сотрудником этой же кафедры Лыгиным И. При этом надо отметить, что полный нормированный градиент в трехмерном измерении по принципу аналогичен двухмерному, дополненному градиентом в степени квадрат поля по третьему  $Y$  составляющему в числителе и знаменателе одинаково. В алгоритмическом отношении формула преобразования представляет сложную задачу. Эта сложность как видно, была преодолена авторами использованной нами программы. Ее преимущество по сравнению с двухмерной, безусловно очевидно. Во-первых, она точнее, имея повышенную разрешающую способность, во-вторых, облегчает составление карт и разрезов распределения нормального градиента.

Геолого-геофизическую обстановку Притбилисского района можно представить следующим образом.

Площадь в отношении обнаженности глубинных горизонтов почти полностью замаскирована современными образованиями. Сведения о глубинном геологическом строении имеются лишь с верхнего мела, с глубины (4,5-5,0 км) доступных разведочным скважинам. На этих глубинах геологический разрез представлен вулканогенами - туфами, туфобрекчиями, туфопесчаниками, альбитофирами, дацитами и пр. сантон-коньякского возраста. Эта нижняя часть, вскрытая скважинами, характеризуется петрофизическими свойствами:  $\sigma = 2,45-2,50 \text{ г/см}^3$ ;  $\chi = 14-31 \cdot 10^{-4} \text{ А/м}$ . Выше этих образований следуют плитчатые, пелитоморфные известняки с прослоями мергелей и редко песчаников маастрихт-датского возраста. Для них характерны  $\sigma = 2,55 \text{ г/см}^3$  и  $\chi = 251-377 \cdot 10^{-6} \text{ А/м}$ . Мощность последних составляет 180-200 м. На них налегают мергелистые известняки и песчаники, глинистые алевролиты. За ними беспрерывно следуют глины и песчаники с редкими прослоями известняков нижнего эоцена. Они объединены в охребскую свиту суммарной мощностью 2000-2700 м с относительно низкими параметрами:  $\sigma = 2,40-2,45 \text{ г/см}^3$ ;  $\chi = 314 \cdot 10^{-6} \text{ А/м}$ . Эти отложения сменяются выше резкими фаціальными изменениями - вулканогенными образованиями среднего эоцена. Они в этом регионе известны как дабаханская свита и делятся на две части, нижнюю - песчаники, глины, алевро-аргиллиты небольшой мощности с параметрами:  $\sigma = 2,5 \text{ г/см}^3$  и  $\chi = 625 \cdot 10^{-6} \text{ А/м}$ . Верхняя часть представлена алевролитами, аргиллитами, туфами, туфопесчаниками, туфобрекчиями, общей мощностью 700 м. Она изменчива по площади, на Самгорском участке ее мощность максимальна, на Южно-Самгорском равна 500 м, на Телетском – 450 м, Варкетильском – 200 м. На данных участках эти породы являются продуктивными - нефтеносными. Для них характерны повышенные петрофизические свойства  $\sigma = 2,55 \text{ г/см}^3$  и  $\chi = 45-63 \cdot 10^{-4} \text{ А/м}$ .

Выше названных горизонтов следует чередование песчаников, глин, туфопесчаников, с тонкими прослоями туфов. Этот горизонт известен под названием навтлугской свиты. Распространена она по площади с изменчивой мощностью 300-500 м и характеризуется умеренными параметрами плотности и магнитной восприимчивости  $\sigma = 2,45 \text{ г/см}^3$  и  $\chi = 754 \cdot 10^{-6}$ . На Патардзеульском участке с горизонтом связана небольшая нефтяная залежь. Горизонт относится к верхнему эоцену.

Олигоцен представлен майкопской свитой - чередованием тонкослоистых глин и слабо уплотненных песчаников с меняющейся по площади мощностью 300-600 м и низкими петрофизическими параметрами:  $\sigma = 2,25-2,30 \text{ г/см}^3$  и  $\chi = 250 \cdot 10^{-6} \text{ А/м}$ .

Средний и верхний миоцен (сармат) представлен обычно глинисто-песчанистой фацией. В последней немалое место занимают конгломераты. В связи с чем их петрофизические параметры повышены ( $\sigma = 2,45 \text{ г/см}^3$  и  $\chi = 520 \cdot 10^{-6} \text{ А/м}$ ). К этим отложениям приурочена небольшая, уже проэксплуатированная Норийская нефтяная залежь

На палеогеново-неогеновых отложениях местами трансгрессивно налегает акчагыльские слои глин, конгломератов и песчаников.

Площадь исследований – эта погружающаяся восточная часть Аджаро-Триалетской зоны, представленная разветвляющимися и затухающими антиклинальными структурами Мамадавидской и Телетской с южной стороны, и Мцхета-Норио-Сацхенинской с северной. На фоне этих ведущих структур развиты вторичные складки Норийско-Сацхенинская, Марткопская, Варкетильская, Лисская, Самгори-Патардзеульская, Южно-Самгорская и Телетская. Последние три являются эксплуатируемыми нефтяными залежами и объектами нашего эксперимента.

Предполагают, и на многих примерах месторождений России это доказано [Березкин 1988], что положительные аномалии оператора  $G_n$  обусловлены уплотнением пород,

относительным повышением плотности ( $\sigma$ ), намагниченности ( $J$ ), упругих свойств (прохождения сейсмических волн  $V$ ), снижением электрических сопротивлений ( $\rho$ ) и пористости ( $P$ ), не- недостатком флюидов. Отрицательные аномалии оператора  $G_n$  связаны со снижением плотности, упругости и намагниченности нефтегазоносных тел и повышением электрических сопротивлений и открытой пористости.

Относительные величины оператора  $G_n$  находятся в корреляционной зависимости с объемом и избытком или недостатком отмеченных выше физических неоднородностей.

Следовательно, распределение оператора  $G_n$  по площади и на глубину позволяет разграничить геологическую среду, благоприятную в структурном отношении по предварительным данным, на перспективную и неперспективную площади пространства, т.е. оценить с определенной вероятностью при прямом поисковом способе ожидаемость нахождения ловушек углеводородов на глубине. Критерием перспективности на нефтегазональность является наличие двух максимумов и минимума между ними в аномальной зоне распределения  $G_n$ .

Оператор  $G_n$  является безразмерным числом и колеблется в пределах 0-5. Значения, ниже единицы принято условно считать отрицательными, и связывают с дискретностью геолого-геофизической неоднородности. Предполагают, что в геологической среде с отрицательным значением оператора  $G_n$  происходит разрыв аналитической функции связанной с нефтегазональностью и накоплением металлической минерализации.

Испытанию методом нормированного градиента подверглись гравимагнитные аномальные поля съемки масштаба 1:50000.

Аномалия Буге  $2,67 \text{ г/см}^3$  с поправкой за рельеф  $R=200$  км, на площади исследования в структурном отношении представляет собой погружающуюся периклинальноподобной формой относительного максимума с эпицентром ( $-52$  мГл), находящийся далеко на западе за пределами площади. Интенсивность на восточном окончании равна  $(-60) \div (-87)$  мГл. Здесь овально закругленные изолинии  $\Delta g$  с равномерной укладкой все же слабо криволинейны, местами наблюдаются слабые аномальные возмущения. Можно полагать, что такие признаки являются отражением какого-то глубинного явления ( рис. ).

На той же площади АМП, съемки масштаба 1:50000, представлены изолиниями другой конфигурации и интенсивности. В юго-западном углу площади отмечен мелко возмущенный относительный минимум с интенсивностью 70-95 нТл, который в направлении северо-восточного угла площади плавно повышается до 180 нТл. Изолинии  $\Delta T_a$  по простиранию волнисто слабо искривлены (рис.2).

Следует заметить, что в приведенных примерах явных признаков возмущений полей, обусловленных нефтегазональными месторождениями, не выявлено; надо полагать в приведенных гравимагнитных полях они находятся в скрытой форме.

Проведена трансформация вышеприведенных полей способом полного нормированного градиента в нижнее полупространство среды. Результаты распределения оператора  $G_{n_{\Delta g}}$  и  $G_{n_{\Delta T_a}}$  Притбилисского района представлены на рисунке 1 и 2. Они почти идентичные в отношении оценки территории на нефтегазональность. Их суммарная картина уточняет контуры, «разнополярных» площадей и повышает достоверность правильного решения задач прямых поисков нефти и газа (рис.3).

На рисунке 3 нанесены контуры нефтяных залежей по состоянию на 1988 г. Самгори-Патардзеульской, Южно-Самгорской и Телетской. Там же вынесены разведочные скважины.

Глубинный продольный геологический разрез Самгори-Патардзеульского месторождения с горизонтом нефтяной залежи полностью располагается в пределах

«отрицательных» интенсивных контуров суммарного оператора  $G_{H_{\Delta g \Delta T a}}$  (рис.3). Более детально изученная визуальная корреляция между геологическими данными и геофизическими результатами такова:

- Площадь исследования охватывает Телетскую, Южно-Самгорскую, Самгори-Патардзеульскую залежи полностью и Норио-Сацхенискую, Марткопскую частично. Последние две, из-за неполного охвата, здесь не рассматриваются (рис.3).

- На плоскости наблюдений выделяются эпицентры «отрицательных» экстремальных значений  $G_{H_{\Delta g \Delta T a}}$  на участках: Гамарджвебском (Телетском), Гачианском, Самгори-Патардзеульском и Б.Лило-Варкетильском. На Гамарджвеба-Телетском контур нефтяной залежи располагается в пределах отрицательной аномалии за исключением одной скважины, попавшей рядом на неперспективную площадь. На Самгори-Патардзеульском аномальном участке разведано месторождение этого названия и Южно-Самгорское, уместающиеся также в пределах аномалии. На площади Варкетили, в пределах аномалии, пробурена одна скважина №4; по техническим причинам она не может быть решающей для определения перспективности этого аномального участка. Гачианский участок не разведывался бурением - вопросы перспективности этих участков остаются открытыми.

- Аналогичная корреляционная зависимость наблюдается в распределении оператора нормированного градиента в вертикальной плоскости с контурами нефтяных залежей, с той разницей, что эпицентры экстремальных значений  $G_{H_{\Delta g \Delta T a}}$  находятся по глубине выше чем кровля нефтесодержащего горизонта. Это не исключение, в специальной литературе такие примеры нередко приводятся [Березкин 1978, 1988].

Геологическую эффективность способа нормированного градиента на площади Притбилисского нефтепромыслового района можно определить вероятностью попадания результативных скважин в зону, оцененную данным способом как перспективную. Такую оценку можно выполнить на отмеченных выше месторождениях статистическим методом.

На Самгорско-Патардзеульском участке пробурена 71 скважина. Из них нефтеносными оказались 42, и они попадают в области, оцененные перспективными, 14 скважин оказались не продуктивными, но попали в зону перспективную, в 12 скважинах нефти также не оказалось и попадают в неперспективную зону, 3 нефтяные скважины попадают в зону неперспективную.

На Южно-Самгорском участке пробурено 16 скважин. В 13 скважинах пересечен нефтяной горизонт и они попали в перспективную зону, 3 скважины не содержат нефти, но расположены в перспективной зоне.

На Телетском (Гамарджвебском) участке пробурено 16 скважин. Из них продуктивными оказались 10 и попадают в перспективную область, 1 скважина содержит нефть, но попала в неперспективную область, 2 скважины не содержат нефти и попадают в перспективную область, 3 скважины не содержат нефти и расположены на неперспективной площади.

Исходя из вышеизложенного, оценка геологической эффективности геофизического метода заключается в разделении территории на перспективную (условно обозначим через П) и неперспективную (¬П) площади. Эффективность деления можно количественно оценить:

1. Каков процент правильного (попадания) ответа.

2. Неправильные ответы оцениваются дифференцированно (раздельно):

а) Ошибка I рода: в скважине нефть есть, но территория причислена к неперспективной области.

б) Ошибка II рода: в скважине нефти нет, но территория причислена к перспективной области, Ошибки I и II рода и прямое попадание количественно оцениваются в процентах.

На Самгорско-Патардзеульском участке: всего пробурена 71 скважина,

а) 42 скважин правильного попадания, т.е.  $\Pi. 42 \times 100 / 71 = 59.15\%$

б) нефти не оказались в 14 скважинах, причисленных к перспективной области  $\Pi$  (ошибка  $\Pi$  рода)  $14 \times 100 / 71 = 19.72\%$

в) нефтеносные 3 скважины причислены к области  $\Pi$  (ошибка I рода)  $3 \times 100 / 71 = 4.23\%$

г) в 12 скважинах нефти нет и они попадают в неперспективную область  $\Pi$   $12 \times 100 / 71 = 16.9\%$ . Таким образом, эффективность равна  $59.15 + 16.9 = 76.05\%$ , ошибки составляют 23.95%.

На Южно-Самгорском участке

а) 13 скважин оказались нефтяными и попадают в область  $\Pi$ . Процент правильного ответа  $13 \times 100 / 16 = 81.25\%$

б) 3 скважины не содержат нефти и попадают в область  $\Pi$  (ошибка  $\Pi$  рода) процент неправильного ответа  $3 \times 100 / 16 = 18.75\%$ .

На Телетском (Гамарджвебском) участке:

а) 10 нефтяных скважин, попавших в перспективную область и 3 скважины, не содержащие нефть, попадают в неперспективную область. Оба ответа правильны. и процент правильного ответа составит  $13 \times 100 / 16 = 81,25\%$ .

б) по трём скважинам получен неправильный ответ, и процент неправильного ответа составит  $3 \times 100 / 16 = 18.75\%$ .

Из них:

1) одна скважина содержит нефть, но попала в неперспективную область (ошибка I рода)  $1 \times 100 / 16 = 6.25\%$ .

2) 2 скважины не содержат нефти, и попали в перспективную область (ошибка  $\Pi$  рода)  $2 \times 100 / 16 = 12.5\%$

В среднем на трех участках эффективность метода нормированного градиента составляет 79.77%, ошибки - 20.23%.

Поскольку получен высокий процент вероятности совпадений теоритически определенной перспективной площади фактической залежью Самгорской группой нефтяных месторождений, это позволяет утверждать:

1. Другие аномальные участки  $Gn$  оператора, Варкетильский и Гачианский, находящиеся рядом с Самгорской группой месторождений в аналогичных геологических условиях могут быть также перспективными и заслуживающими перепроверки бурением.

2. Результаты опробования методом нормированного градиента позволяют поставить вопрос об использовании данного метода для исследования всех благоприятных структур на возможную перспективность территории Грузии.

В результате, отмеченная территория, перспективная на наличие запасов углеводородов, делится на непродуктивную и продуктивную площади. Все изученные месторождения попадают на последнюю.

Геологическая эффективность по статистическим оценкам (коэффициент 0.79 – 79%) высокая.

### **Заключение**

Задачи, поставленные в диссертационной работе можно разделить на две части, первая, формирование банка гравиметрических данных и на его основе составление различного масштаба и вида гравиметрических карт территории Грузии и вторая группа задач, анализ банка данных и его голого. геофизическая интерпретация.

Обе части задач представляют собой геофизической проблематикой, требующие научных разработки и изыскания методологического способа формирования банка данных и их геолого-геофизических интерпретаций.

Первая задача сводится к созданию системного программного обеспечения, позволяющего долгосрочного хранения первичных наблюдаемых материалов в форме файловых баз данных (ФБД), внутри технологических расчетов (определение нормального поля, различных аномалий, введения различных поправок и др.) и поиска и выдачи любой информации из ФБД.

За рубежом разработаны такие программы, например, «ГРАВИПАК» на научном основе. [Вычислительная математика и техника в геофизике, 1990] В связи с отсутствием у нас таких необходимых программ мы попытались разработать алгоритмы, аналогичные им. В результате осуществлено:

1. Разработан системный алгоритм для формирования файловых баз данных (ФБД)

2. Алгоритм внутри технологических расчетов ФБД (определение нормального поля для пунктов заданных в системе Гаусса-Крюгера, вычисления аномалий Буге, Фая, в редукции изостазии, поправки за влияние рельефа, приведение к единому уровню и др.)

3. Разработаны поиски и выдачи из ФБД (состоящего из 24 столбцов таблицы) любую информацию для любой площади и линии профиля.

4. Методика фильтрации выбранного массива пунктов с грубыми ошибками значений при составлении карт.

5. Разработана методика и алгоритм восстановления пунктов наблюдений утерянных каталогов при наличии карт одной из аномалий  $\Delta g_a$  и крупномасштабных карт с требуемой точностью. Этим способом восстановлено пять работ около 20000 координатных пунктов.

6. Произведен анализ первичного фондового материала с целью оценки точности в пунктах определения гравитационного поля и топогеодезических обоснований.

7. Из 60-ти фондовых каталогов (работ) выбрано около 40, наиболее удовлетворяющие современные требования по точности и кондиции изученности территории. После внесения их и восстановленных (наблюденных значений поля, координат высот) в компьютер и перевычислений по всем позициям базового каталога осуществлено формирование банка гравиметрических данных (около 130 тысяч пунктов) (АСОД) [Вычислительная математика и техника в разведочной геофизике, «НЕДРА», 1990].

8. Разработана методика составления комплекта карт аномалий Буге и Фая для любых площадей и масштаба компьютерным способом, определена их картографическая точность составления. Точность и выразительность АГП составленной нами карты (прил. 1) намного выше, чем прежде существующих аналогичных карт, в результате использования всего информационного фонда по территории и проведения изодинам интерполяцией полиномом высокого порядка через 2 мГл.

Все названные операции выполняются в режиме оптимальных затрат компьютерного времени и по техническому качеству операционной способности. Разработанные нами алгоритмы вполне можно сопоставить с программой «ГРАВИПАК»

Вторая группа задач выполняется с применением методологических программ, разработанных в Московском университете, Киевском Институте геофизики, а также нами прикладных алгоритмов для особых условий по определению магнитных и гравитирующих тел на глубине, составлению разрезов КМПВ и ОГТ с учетом первичного материала. (программирование осуществлено Кобзевым Г.Н.).

Результаты, которые приведены ниже заключаются в многочисленных переборах вариантов трансформации поля  $\Delta g_a$  и в определении наиболее оптимальной модели по

затронутым вопросам глубинного строения. Каждый из них имеет научный и прикладной характер, и решение представляет новизну по своему значению.

1. Учитывая пространственную информационную возможность банка гравиметрических данных, определено формализованное обоснование градации региональных и локальных аномалий в связи с геологической реальностью.

2. Составлена карта-схема глубинного блокового строения территории, которая является первой попыткой подобного рода интерпретации гравиметрических данных Грузии.

а) каждый из этих блоков представляет собой обособленное глубинное геологическое тело, получившее за геологическую историю развития самобытное геолого- геофизическое строение

б) они, очевидно, являются докембрийско-нижнепалеозойскими обломками террейного типа одной или различных литосферных плит.

в) они являются канвой - кристаллической основой осадочного чехла, развитого на них благодаря осциляции террейных блоков синхронно или асинхронно при воздействии тангенциальных или эпейрогенетических сил.

3. Составлена карта разрывных тектонических нарушений

а) произведена градация разломов по интенсивности и ширине градиентных зон  $\Delta g$ .

Разломы, приуроченные к границам блоков, характеризуются высокими значениями этого параметра и относятся к глубинным, менее интенсивные – к коровым, а еще менее интенсивные- региональным.

б) первые два могут переходить в друг друга и создавать вторичную подблоковую систему.

3. Составлена карта-схема грави-тектонического районирования (расчленения) территории, являющаяся первой попыткой в Грузии эту процедуру рассмотреть с точки зрения глубинного строения. Оно вносит, по нашему мнению, некоторые коррективы в геолого-тектоническое районирование.

а) уточнена граница между Гагрско-Джавской зоной и областью межгорной депрессии.

б) установлено вместе с магнито-тектоническим районированием продолжение Гагрско-Джавской зоны в виде узкой полосы на восток под покровом молодых отложений до Дедоплис Цкаро, где эта зона расширена в сторону Алазанской депрессии и занимает площадь около 600 кв.км.

в) вместе с тем в Алазанской депрессии в части развития аналога Гагрско-Джавской зоны Жинвальско-Гомборская подзона не имеет восточного продолжения. Она узкой полосой с севера обходит плиту порфириров байоса и мощных 1,5-1,8 км, плотных известняков верхней юры, главных компонентов Гагрско-Джавской зоны

г) Аджаро-Триалетская зона в гравимагнитных полях как «обособленное» геологическое тело со своими границами выделяется на редкость четко от побережья Черного моря до р. Иори

д) в западном направлении зона как бы раздваивается, северная часть разломом опускается и продолжается вглубь моря и в 50-60 км от берега затухает-замыкается. Южная часть отклоняется на юг и смыкается с Восточными Понтидами.

е) на востоке Аджаро-Триалетская зона как монолитное, компактное магнитно-активное и гравитирующее геологическое тело по геофизическим данным заканчивается у р. Иори. Дальше на восток до с. Качрети она может продолжаться лито-фациальным составом среднего эоцена и завершается рассеянной, виргационной брахиформной структурой.

4. Складчатые структуры в гравитационном поле могут быть отображены в виде их планового положения и определены с некоторой оценкой глубинного залегания. Они

наиболее эффективно прослеживаются на трансформантах  $G_{HO}$  и  $\partial^2 \Delta g_a / \partial z^2$  при их группированном антиклинорном и синклинорном распределении на площади. В таком аспекте исследован Притбилисский и Кахетинский регионы. Структуры, выделенные на указанных трансформантах, сопоставлены с тектоникой геокартирования (прил.). Совпадение по ориентировочным оценкам неплохое, более 50%. При такой вероятности с учетом неточности картирования, надежность прослеживания складчатых структур удовлетворительная.

в) установлены ранее не известные антиклинальные структуры: Илдоканская, Шуагорская, Телавская, Турдо-Кисисхевская, Череми-Зиарская, Эретискарская, Кешела-Квемо-Бодбисская, Джандарская, Гардабанская, Земо-Кедская.

5. Проведена апробация гравиметрических данных методом нормированного градиента для прямых поисков углеводородов на Самгорском месторождении нефти и газа. Получен высокий процент вероятности (79%) совпадений теоретически определенной перспективной площади с фактическим нефтяных месторождений. Результаты опробования методом нормированного градиента позволяют поставить вопрос об использовании данного метода для исследования всех благоприятных структур территории Грузии на возможную перспективность.

#### Использованная литература

1. Адамия Ш.А.- Доальпийское основание Кавказа- состав, строение, В кн. Тектоника и металлогения Кавказа, «Мецниереба», Тбилиси, 1984.
2. Абашидзе В.Г. – Краткий курс геодезической гравиметрии. Тбилиси, изд-во GСJ, 2004г.
3. Ажгирей Г.Д.- Структурная геология . Изд. Московского университета , 1956.
4. Алексидзе М.А., Картвелишвили К.М. и др.- Исследование некоторых вопросов трансформации потенциальных полей. Тбилиси, “Мецниереба”, 1972, с 282.
5. Алексидзе М.А., Картвелишвили К.М. – Нормальная формула силы тяжести для региональной геологической интерпретации. Сооб. АН ГССР, 1975 г.
6. Алексидзе М.А. - Решение некоторых основных задач гравиметрии. «Мецниереба», Тбилиси, 410с.
7. Андреев Б.А., Клушин И.Г.- Геологическое истолкование гравитационных аномалий, Изд."Недра", 1965
8. Архангельский А.
9. Балавадзе Б. - Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии, 1957 г.
10. Балавадзе Б., 1957; Шенгелая Г., 1968; Миндели П., 1998
11. Балавадзе Б., Шенгелая Г, Миндели П. – Гравитационное поле Кавказа и акватории Черного и Каспийского морей. Киев, Наукова Думка, 1979 г.
12. Бархатов А.Е. – Тектонические карты. Ленинград, «Недра», 1979
13. Березкин В.М.и др. Применение геофизических методов разведки для прямых поисков месторождений нефти и газа. Москва «Недра» 1978 г.
14. Березкин В.М. Метод полного градиента в геофизической разведке. Москва «Недра», 1988, с.188.
15. Белоусов В.В.- Основные вопросы тектоники. Изд."Недра", 1954, с.606.
16. Булейшвили Д.А. – Геология и нефтегазоносность межгорной впадины Восточной Грузии, Гостоптехиздат, 1960, с.238.

17. Володарский Р.Ф.- Распределение разрывных дислокаций и их роль в формировании тектонических структур в эпигерцинской платформе Предкавказья. Геофизические исследования №2, Москва, 1966, с.192-197.
18. Вычислительная математика и тектоника в разведочной геофизике, Москва, «Недра», 1990, с.437.
19. Гамкрелидзе И.П.- Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1976.
20. Гамкрелидзе И.П.-Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа. В кн. Тектоника и металлогения Кавказа. //Труды Геологического института АНГССР, 1984, с.105-184.
21. Gamkrelidze I. P.-Terranes of the Caucasus and adjacent areas || Bull. of the Georgian Acad. of Sci 1994,vol 155, N3.P. 45-81.
22. Гамкрелидзе И.П, Гиоргобиани Т.В, Кулошвили С.И, Лобжанидзе Г.П, Шенгелая Г.Ш.- Карта активных глубинных разломов территории Грузии, || Сообщение АН Грузии, 1998, т. 157,№1.с. 80-85 (на английском и грузинском языках).
23. Гамкрелидзе И.П,- Вновь о тектоническом расчленении территории Грузии. || Труды Геологического института АН Грузии, новая серия, 2000. Вып. 125. С.204-208.
24. Гамкрелидзе И.П., Гуджабидзе Г.Е.-Объяснительная записка к геологической карте м-ба 1:500000, 2003
25. Гамкрелидзе П.Д.- Глубинные разломы в тектоническом строении Грузии. В кн. Гималайский и Альпийский орогенез. Москва, 1964, с54-63.
26. Гамкрелидзе П.Д.- Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Институт геологии и минералогии АН ГССР, монография, N 2, 1944
27. Гамкрелидзе П.Д.- Тектоника. В кн.. Геология СССР, т.Х, Грузинская ССР, «Недра», 1964.
28. Гамкрелидзе П.Д. и Гамкрелидзе И.П.- Покровная тектоника Южного склона Большого Кавказа. «Мецниереба», 1977.
29. Гамкрелидзе П.Д. и Гамкрелидзе И.П.- Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа, Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1977, с.81.
30. Гамкрелидзе Н.П., Гонгадзе С.А.- К вопросу происхождения «красноколодских известняков» и распространения аналогичной им фации в Кахетии на глубине. საქართველოს ნავთობი და გაზი. თბილისი, 2005 წ., №12, 79-88
31. Гамкрелидзе Н.П., Гонгадзе С.А - К вопросу глубинного строения Горной Кахетии по данным геофизики
32. Гамкрелидзе Н.П., Гонгадзе С.А - Глубинное строение на пересечение профиля Кирзан-Хирса и базовая реконструкция временного разреза ОГТ в части Кушисхеви-Хирса
33. Геология СССР т. X, Грузия,1964.
34. ს.ღონღაძე, გ.ჯაში, პ.მინდელი, თ.გვანცელაძე. თბილისი მინგეჩაურის პროვილის გეოლოგიურ-გეოფიზიკური ჭრილის მოდელი. საქართველოს ნავთობი და გაზი. თბილისი, 2005 წ., 113, 80-86.
35. გ.ჯაში, ა.გაბუნია, პ.მინდელი. სრული ნორმირებული გრადიენტის მეთოდი, ელექტრული ველის ინტერპრეტაცია. საქართველოს ნავთობი და გაზი. თბილისი, 2003 წ., 13 (8), 77-84.
36. Гонгадзе С.А - Опыт оценки перспектив нефтегазоносности Самгорской группы месторождений способом полного нормированного градиента гравимагнитных полей. საქართველოს ნავთობი და გაზი. თბილისი, 2003 წ., 111
37. Девис Д.Ж.- Статистика и анализ геологических данных. М. Мир, 1977.

38. Джанелидзе А.И.
39. Земная кора и история развития Черноморской впадины, Изд. "Недра", 1975.
40. Каратаев, Страхов
41. Каратаев Г.М., Пашкевич Ш.К. – Геолого-математический анализ комплекса геофизических полей. Киев, Наукова Думка, 186 с 168.
42. Картвелишвили К.М., Миндели П.И. и др. Трехмерный полный нормированный градиент силы тяжести и расчет глубины залегания источников аномального поля. საქართველოს ნავთობი და გაზი. თბილისი, 2004 წ., 19
43. Картвелишвили К.М. – Планетарная плотностная модель и нормальное поле Земли. М. Наука, 1982 г.
44. Клушин И.Г., Толстихин И.Н. – Статистическое определение глубины источников аномалий магнитного поля. В кн. Записки ЛПИ, т.46 вып.2, 1963, 63970с.
45. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике. М. Наука, 1973, 831с.
46. Краснопевцева Г.В. – Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М., Наука, 1964 г.
47. Логачев А.А., Захаров В.П. – Магниторазведка. Ленинград, «Наука», 1973.
48. Логачев А. и др., 1980 г., У.Паркинсон, 1986 г. - Вычислительная математика, 1988 г.
49. Магниторазведка (справочник), 1990.
50. Маркевич В.П. – Геологическое строение Восточной Грузии. М. Изд-во АН СССР, 1954 г.
51. Миндели П.Ш., Гамбашидзе Р.А. и др. - Геолого-геофизическое строение территории Западной Грузии в пределах Рионской впадины и ее нефтегазоносность. საქართველოს ნავთობი და გაზი. თბილისი, 2005 წ., 114, 73-79.
52. Миндели П.Ш. – Гравитационная модель литосферы Кавказа и Восточного Средиземноморья. Изд-во GCSJ, Тбилиси, 1999 г.
53. Mindeli P., Jashi G., Gvantcelaze T., Ghonghadze S. – On geologic-geophysical structure of sedimentary series in depression zone of the Eastern Georgian Territory
54. Моделирование процесса геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий на ЭВМ. Авторы: Каратаев Г.И. и др. Новосибирск, «Наука», 1970, с 131.
55. Надарейшвили Г.Ш.- Позднеюрский вулканизм Грузии || Сборн. трудов посвящ. 90-летию Г.С.Дзоценидзе, ГИН АН Грузии, 2002, с. 21-38.
56. Нодиа М.З.- Магнитное поле Кавказского перешейка, труды Института геофизики АН ГССР, .V, 1939
57. Папава О. и др.
58. Ренгартен В.П. – Тектоника восточной части Закавказской пологоскладчатой зоны, Геология СССР, т.Х, Закавказье, ч.1, Изд. Комитет по делам геологии при СНК СССР, М., 1941.
59. Русадзе А. 1969 г.
60. Сепашвили О.А.
61. Спутник полевого геолога-нефтяника, т.11, 1965 г.
62. Страхов Н.
63. Тяпкин К.Ф., Нивелюк Т.Т.- Изучение разрывных структур геолого-геофизическими методами М. «Недра» 1982 с 238.
64. Хайн В.Е., Ломизе М.Г. – Геотектоника с основами геодинамики. МГУ, 1995, с.445.
65. Шарاپов И.И.- Применение математической статистики в геологии, М, «Недра», 1971.
66. Шенгелая Г. – Строение земной коры в западной части бассейна р.Куры. Тбилиси, Мецниереба, 1968 г.

Фондовая

67. Гонгадзе С., Гамкрелидзе Н. – Отчет "Аномальное магнитное поле Грузии и его геолого-геофизическая интерпретация". Фонды Геологической службы Министерства охраны природы и минеральных ресурсов, 20065г.

68. Иобадзе Э. и др. Отчет о научно-исследовательской работе «Пересчет запасов нефти и газа по месторождению Самгори и подсчет запасов по участку Ниноцминда». Фонды Департамента геологии Грузии.

69. Метревели В.Н.-Результаты сейсморазведочных работ метода ОГП МПВ и МПВ на площадях Гурджаани, Вашлиани и Рустави. Отчет с/п 0389, фонды Депар. Геологии 1990.

70. ცეცაძე თ. ი. – 0290 საძიებო პარტიის სამუშაოების შედეგები საერთო სიღრმული წერტილის მეთოდით ჩალარის და ალაზნი უბნებზე. გეოლოგიის დეპარტამენტის ფონდები, 1991.

Характеристика гравиметрических работ, выполненных на территории Грузии за 1946- 1990 гг.  
таблица №1

1	2	3	4	5	6	Среднеквадратическое отклонение					12	Поправки		15	Отнош. к сост.банка да ± нет --
						Гравиметрических параметров			Топогеодез ич. параметров			13	14		
						7	8	9	10	11					
1	Гравиметрическая парт 2/46, Е. Иванова, 1946 г.	Геофизич. экспед. Госуд. геофизического треста	1:50000 0, 2,3 / 2	ГКМ -4	520 <hr/> 350	-	± 0,5 *	-	±10 0	± 1	Маятн. пункты Кобулети, Озургети	-	+?	-	-
2	Гравиметр. партия №4/47, Е, Иванова, 1947	Геофизич. экспед. Госуд. союз. геоф. трест	1:10000 0 2,3 / 2	ГКМ -4	230 0 <hr/> 1+9 60	-	± 1	-	±80	±1,2	Тбилис ск. обсерв ат.	-	?	-	-
3	Самгорс. гравим. парю №8/47. М. Цкипуришвили, А. Лозинская, 1947	Госуд. союз. геоф. трест	1:10000 0 2,3, / 2.67	САГО -52	<hr/> +10 78	-	± 0,8	±0,8	±80	-	?	-	?	-	--
	Ширакская гравиметр партия, №8/48,	Гос.союз. геофиз. экспедиция		МОГС		±0,25	±0,3		±80	±1,4	Тбилис ск. обсерв ат.	-	?	-	-



1 3	Окрибская гравимет. партия №8/50, Г. Тухашили, 1950 г.	Грузинская геофизическ. контора.	0 1:20000 0 2,3 / 2	ГКМ-5	+ 36			±0,92	85		ск. осерват. 980177,7	-			-
						500 0	±0,3	±0,6	±80	±0,	Тбилисск. обсерват., 980177	-	-0,45	+	-
1 4	Южнокахетин. гравимет. партия №9/50, М. Цкипуришвили, М. Айзенберг. 1950 г.	Институт физики и геофизики АН Грузии	1:50000 1:10000 0 2,3 / 2	ГКМ-6 Норгар д		+173 7 3-3°		±0,75	±50	±0,8		-	-1,15		-
							±0,5				Тбилисск. обсерват. 980177	-		+	--
1 5	Гравитац. поля Восточной Грузии В. Балавадзе, В. Габуния 1950	Грузинская геофизич. контора	1:50000 1:10000 0 2,3 / 2	Норгар д ГКМ-4		1350 +22 00,6 3-3°		±0,35	±50	±0,8	Тбилисск. обсерват. 980177,0	-			-
							±0,29	±0,60	±50	±0,8		-	-0,45	+	-
1 6	Колхетск. гравиметр. партия №7/51, Г. Тухашвили 1951 г.	Грузинская геофизическая контора	Маршрутн. 2,67 / 10	ГКМ-5		170 0 +17 0		±0,4			Тбилисск. обсерват. 980177,0	-	-0,45		-
							±0,26	±0,6	±80	±0,72		-		+	+
1 7	Южнокахетинская гравим. партия. №8/51, М. Цкипуришвили, М. Айзенберг 1951	Грузинская геофизическая контора	1:50000 1:10000 0 2,3 / 2	Норгар д		540 7 +151 0		±0,43	±80	±0,8	Тбилисск. обсерват..	-	-0,45		+
							±0,25	±0,8		±0,8		-	-0,45	+	-
1 8	Гравиметрич. партия №12/52, М. Цкипуришвили А. Сванадзе 1952 г.	Грузинская геофизическая контора	1:50000 1:10000 0 2,3 / 2	Норгар д		230 0 +24 54		±0,36	±50	±0,8	980177,7	-		+	-
							±0,24	±0,67	±80	±0,8	Тбилисск. обсерват.	-	-1,15		-
1 9	Гравиметрич. партия №6/53 М. Цкипуришвили А. Сванадзе 1953 г.	Грузинская геофизическая контора	1:50000 2,3 / 1	Норгар д		2101 45+ 037		±0,36	±50	±0,8	980177,0	-		+	-
							±0,45			±0,8		-			-
2 0	Цаленджихская гравимет. партия №6/54, М. Цкипуришвили, А. Сванадзе, 1954 г.	Геофизическая экспедиция треста «Грузнефть»	1:10000 0 2,3 / 2	Норгар д		210 0 +20 87		±0,36	±60	±0,76	Тбилисск. Обсервацию 980177	-	-1,15	+	-
							±0,3	±0,36				-		+	-
	Гравиметр. партия №2/55, Г. Тухашвили, А.	Геофизическая экспедиция треста «Грузнефть»	1:10000 0 2,3 / 1	Норгар д		270 0		±0,3	±0,52	±0,6	Ланчхути 9802	-	-1,15	+	+
							±0,3	±0,4				-			+

2	Сванадзе, 1955 г. .		1:100000	д	30+ 1880				$\pm 40$		99 Поти 98032 92				+
1	Энгурская гравимет. партия № 11/56 Г. Тухашвили, А. Сванадзе 1956 г.	Институт физики и геофизики Академии наук Грузии	2,3 / 1	Норгар д	180 0	$\pm 0,29$		$\pm 0,25$		$\pm 0,8$	Гори 980129 .6. Цхинвали 980111, 4	-	-	0,45	+
2	Тарибанская партия №14/57 Г. Тухашвили, А.Сванадзе 1957 г.	Геофизическая экспедиция треста «Грузнефть»	2,3 / 1	Норгар д	400 0	$\pm 0,24$		$\pm 0,8$		$\pm 0,6$	Тбилис и обсерв ат. 980177 .7.	-	-	0,45	+
2	Кавказская гравиметрическая экспедиция. В. Балавадзе, Г. Шенгелая, 1955–1958г	«ИФЗ» АН СССР	2,3 / 0,5	ГАК-3М ГАК-4М	200 0	$\pm 0,25$		$\pm 0,75$	$\pm 40$	$\pm 0,8$	Тбилис ск.обсерват. 980177	-	-	1,15	+
2	Гравиметрическ. Партия №3/58, Г. Тухашвили, А.Сванадзе 1958 г.	Геофизическая экспедиция Треста «Грузнефть»	2,67 /	ГАК-3М	150 57+1 902	$\pm 0,24$			$\pm 40$	$\pm 0,6$	Тбилис ск.обсерват. 980177	-	-	0,45	+
2	Гравиметрическая партия №3/59, Г. Тухашвили, А. Сванадзе 1959 г.	Геофизическая экспедиция треста «Грузнефть»	2,3 / 1	ГАК-3М	260 0		$\pm 0,25$	$\pm 0,65$	$\pm 100$	$\pm 0,6$	Тбилис ск.обсерват. 980177	-	-		+
2	Гравиметрическая экспедиция на Черном море, авторы: Ю. Буланже, Г.Марков, 1959-1961 гг.	Геофизическая экспедиция треста «Грузнефть»	1:150000 2,67/20	ГАК-3М ГАК-4М	73+ 261 2	$\pm 0,19$	$\pm 0,26$	$\pm 0,6$	$\pm 40$	$\pm 0,8$	Тбилис ск.обсерват. 980177	200	-	1,15	+
2	Гравиметрическая партия №4/60 А. Сванадзе, Г. Тухашвили 1960 г.	Институт геофизики Академии наук Грузии	2,3 / 1	ГАК-3М ГАК-4М	200 0	$\pm 0,17$	$\pm 0,34$	$\pm 0,4$	$\pm 60$	$\pm 2,8$	Тилисс к.обсерват. 980177	00	-	1,15	?
2	Гравиметрическая партия №4/61, А. Сванадзе 1961 г	Комплексная геофизическая экспедиция «Грузгеологии»	2,3 / 1	ГАК-4М	54+ 2312	$\pm 0,16$			$\pm 60$	$\pm 0,6$	Тбилис ск.обсерват. 980177	50	-	1,05	+
2	Аджаро-Триалетская гравимет. партия	Геофизическая экспедиция главного управления нефти и полевой геофизики	2,3 / 1	ГАК-4М	280 000	$\pm 0,16$	$\pm 0,39$	$\pm 0,48$	$\pm 100$	$\pm 0,6$	Тбилис ск.обсерват. 980177	-	-	1,05	+
2		Комплексная	2,3 / 1	ГАК-3М ГАК=4М	273 +13	$\pm 0,09$	$\pm 0,25$	$\pm 0,31$	$\pm 60$	$\pm 0,8$	Тбилис ск.обсерват. 980177	-	-	1,05	+
2			2,3 / 1		71+ 256 2	$\pm 0,24$	$\pm 0,3$	$\pm 0,31$	$\pm 85$			-	-	1,05	+

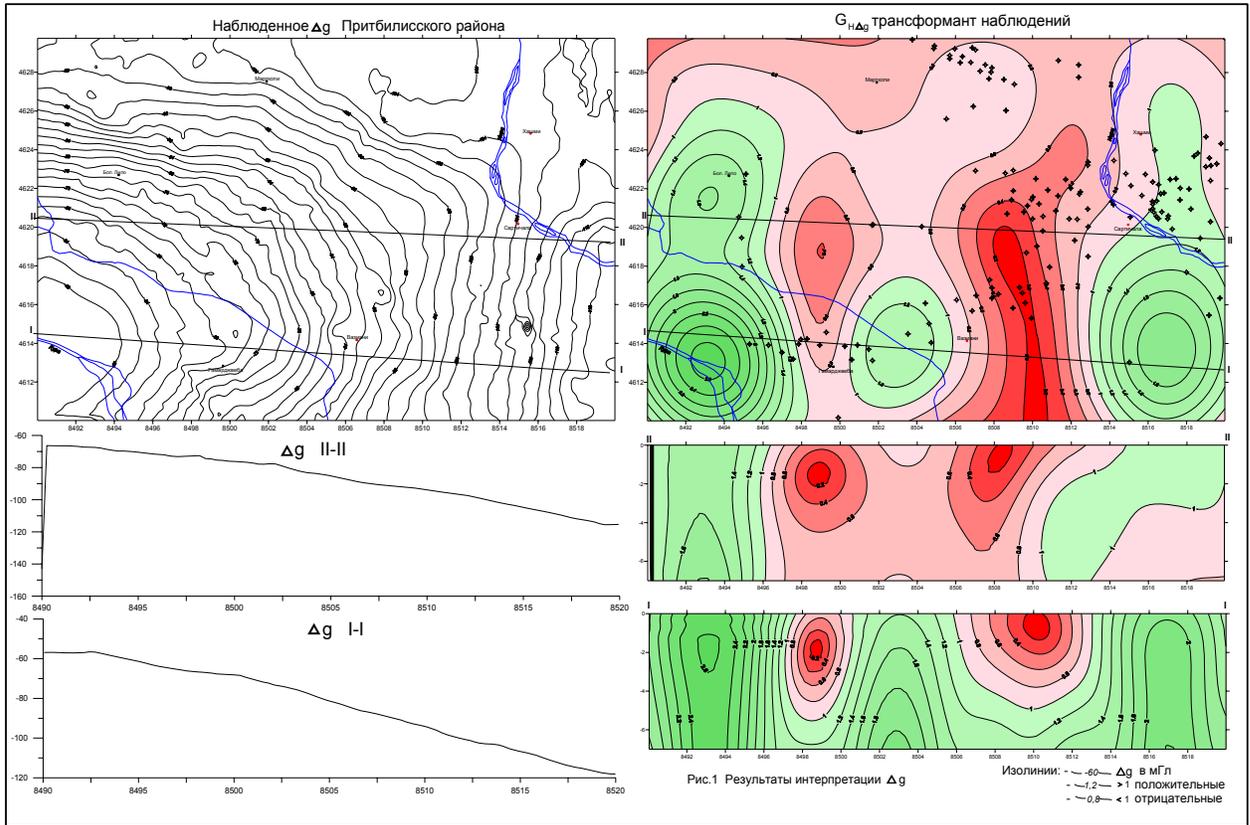
9	№5/62, А. Сванадзе, 1962 г.	геофизическая экспедиция «Грузгеологии»	1:50000 2,3 / 1	Норгар д	66+ 240 3	$\pm 0,1$ 6	7			$\pm 0,8$	Тбилис ск. обсева т. 980177 .7	5 0	- 0,4 5	-	+
3 0	Колхидская грав. партия №6/62 Г. Сиамашвили, З.Горгошидзе 1962 г.	Геофизическая экспедиция Главного упр.нефти и пол.геофизики	1:50000 0 2/67 /	ГАК-3М ГАК-4М	63+ 266 1	$\pm 0,3$ 3		-	$\pm 40$	$\pm 0,6$	Севаст о-поль ИФЗ (?)	-	- 1,0 5	-	-
3 1	Кавказская гравиметрическая экспедиция, В. Балавадзе, 1962–1963 гг.	Геофизическая экспедиция Глав.управл. нефти и полевой геофиз.	1:20000 0 2,67 / 2	ГАК-3М ГАК-4М	130 0 45+ 310 0	$\pm 0,2$ 5			$\pm 60$	$\pm 2,5$	Тбилис ск. обсерв ат. 980177 ,6	5 0	- 1,0 5	-	+
3 2	Гравиметрическая партия Г. Турманидзе, Маргишвили 1962 г.	Комплексная геофизическ. экспедиция «Грузгеологии»	1:50000 2,3 / 1	ГАК-3М ГАК-4М	+93	$\pm 0,1$			$\pm 80$	$\pm 0,5$	Тбилис ск. обсерв ат. 980177 ,6	5 0	- 1,0 5	-	+
3 3	Гравиметрическая партия №8/63, А. Сванадзе 1963 г.	Геофизическая экседиция Глав. управл. нефти и полевой геофизики	1:50000 2,3 / 1	ГАК-3М ГАК-4М	146 3 14+ 314	$\pm 0,1$ 6			$\pm 50$	$\pm 0,3$	Тбилис ск. обсерв ат. 980177	-	- 10 5	+	-
3 3	Аджаро-Триалетская партия №7/63–64, А. Сванадзе 1963-1964 гг.	Геофизическая экспедиция Глав. управл. нефтепромыс. и полевой геофизики	1:20000 0 2,67 / 2	ГАК-3М ГАК-4М	900 32+ 212 4	$\pm 0,1$ 1			$\pm 10$ 0	$\pm 2,5$	Тбилис ск. обсерв ат. 980177 ,6	3 0	- 1,0 5	+	+
3 4	Тематическая гефизическая партия. Г. Турманидзе, А. Махарадзе 1964 г.	Комплексная геофизичес. экспедиция «Грузгеологии»	1:50000 2,3 / 0,5	ГАК-3М ГАК-4М	790 0 210 +551 0	$\pm 0,4$ 9			$\pm 20$	$\pm 1,0$ 6	Поти 98032 9,29	3 0	+0, 45	-	-
3 5	Гравиметрическая партия Г. Турманидзе, А. Махарадзе 1964 г.	Геофизическая экспедиция Глав. упрвл. нефтепром. и полевой геофизики	1:50000 2,3 / 0,5	ГАК-3М ГАК-4М	900 32+ 212 4	$\pm 0,1$ 2			$\pm 60$	$\pm 2,5$	Тбилис к. обсева т. 980177 ,6.	2 0 0	- 1,0 5	+	+
3 6	Гравиметрическая партия #7/65, АА. Сванадзе. 1965	Комплексная геофизическая экспедиц. «Грузгеологии»	1:20000 0 2,3, 2,67 / 2-4	ГАК-7Т ГАК-?М	400 0	$\pm 0,09$			$\pm 80$	$\pm 0,3$	Тбилис к. обсева т. 980177 ,6.	5 0	+0, 45	+	+
3 7	Гравиметрическая партия Г. Турманидзе, А.Махарадзе 1965–1966 гг.	«Спецгеофизика» Министерства Геологии	1:50000 1:10000 0 2,3 / 0,5	ГАК-ПТ ГАК-7Т	+42 3	$\pm 0,24$			$\pm 60$	$\pm 0,8$	Тбилис ск. обсерв ат. 980177	3 0	- 1,0 5	+	-
3 7	Колхидская гравимет. партия	Союзный институт	1:50000 1:10000 0 2,3 / 0,5	ГАК-ПТ	200 0 125 +185	$\pm 0,0$			$\pm 40$	$\pm 0,3$	Зугдид и	3 0	+0,		

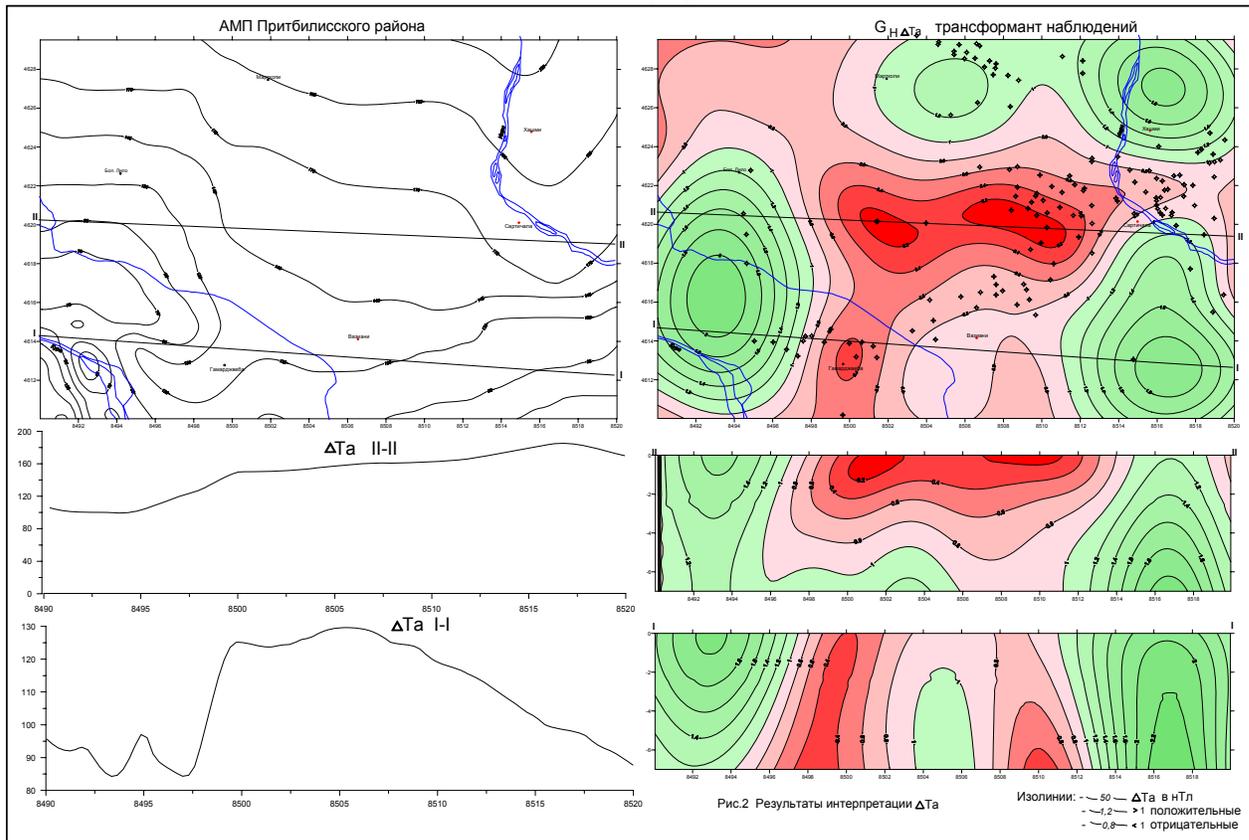
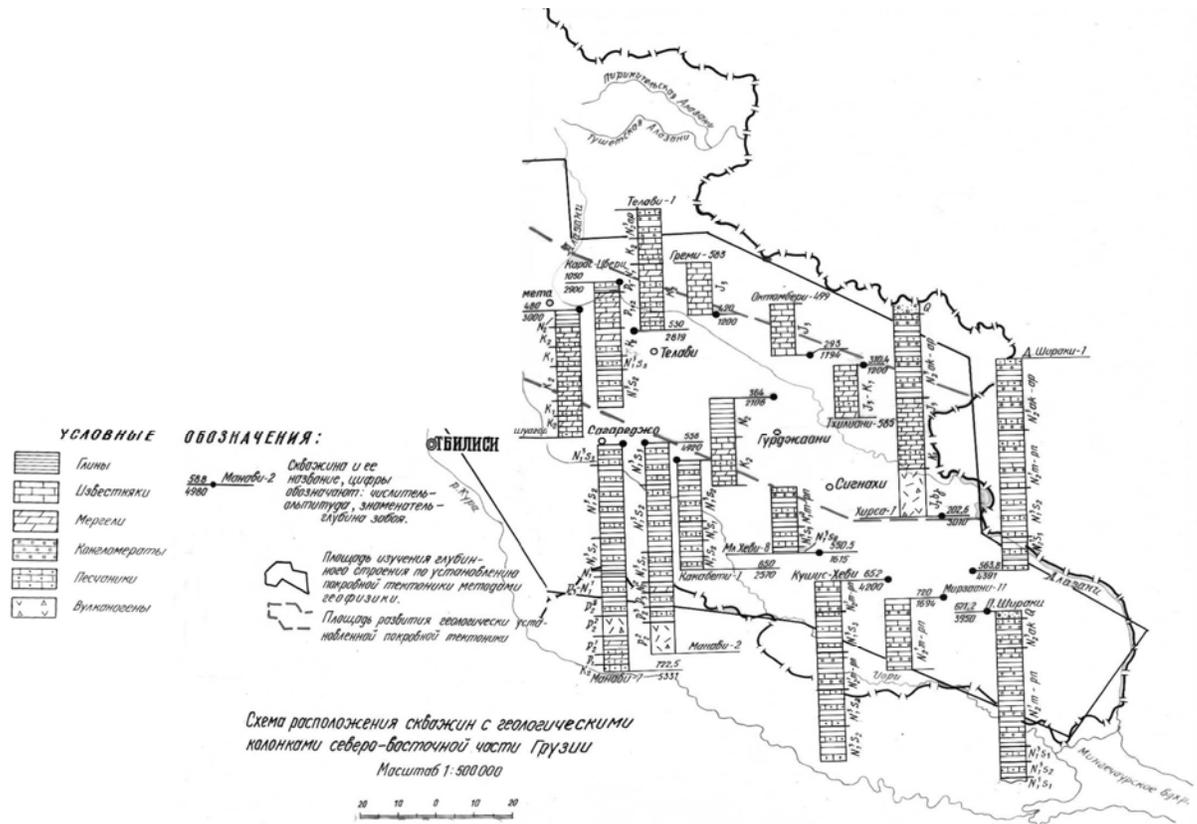
38	№6/66, А.Сванадзе М. Шенгелия 1966 г.  Алазанская грав. партия №6/67, А. Сванадзе 1967 г.	разведочной геофизики  Комплексная геофизическ. Экспедиция «Грузгеологии»	1:50000 0 2,3 / 0,5	ГАК- ПТ ГАК- 7Т	7  120 0 <u>+118</u> 5	04    ±0,1 2	7    ±0,1 8				980331 ,9 Поти 980371 ,57	2 0 0	45   +0, 45	+	+
39	Гравиметрическая партия, Ф. Ниорадзе 1967 г.	ВНИИМГ и Г, Геленджикское отделение	1:20000 0 2,3–2,6 7 2–4	ГАК- 7Т ГАК- ПТ	150 0 <u>80+</u> 4281	±0,1 9	±0,4 7		±40	±0,8	Тбилис ск. обсерв ат. 980176 ,1	3 0	+0, 45	–	+
40	Гравиметрическ. Партия. А. Сванадзе, Л. Чкоидзе 1968 г.	Трест «Нефтегеофизика»	1:50000 2,3 / 0,5	ГАК- 7Т ГАК-7	150 0 <u>120</u> +4 900	±0, 09	±0,3			±0,3	Тбилис ск. обсерв ат. 980177 ,6.	3 0	+0, 45	–	+
41	Гравиметрическая парт., Ф. Ниорадзе 1968 г.	Главное управ. нефтепромысловой и полевой геофизики	1:20000 0 2,3- 2,67 2–4	ГАК- 4М	271 4 <u>+</u> 81 0	±0, 09	±0,1 2		±13		Тбилис ск. обсерв ат. 980176 ,1	3 0	+0, 45	–	+
42	Тбилисская опытно- производственная партия №52, В. Арширов 1967–1968 гг.	Трест «Грузнефтегеофизи ка»еф	1:25000 2,3–2,6 7 0,5	ГАК-4 ВИРГ- 64 ГАК-	1511 <u>120</u> +5 138				±30	±1,4	Зугдид и П кл. 980016 ,5 Очамч ире 980371 ,7	2 0 0	- 0,4 5		+
43	Кახетинская партия №36/68–69 Л. Коган,Н. Рощина 1968–1969 гг.	«Спецгеофизика» Министерства геологи	1:50000 2,67	ГАК-7	360 0 <u>20+</u> 11 05	±0, 09	±0,1 2		±80	±0,6	Тбилис ск. Обсерв ат. 980176 ,1	2 0 0	+0, 45	–	+
44	Гравиметрическая партия Ф. Ниорадзе, Э. Сулухия 1969 г.	Трест «Нефтегеофизика»	1:20000 0 2,3–2,6 7 2		170 <u>26+</u> 860	±0,1	±0,1 4		±80	±2	Тбилис ск. обсерв ат. 980176 ,1	2 0 0	+0, 45	–	+
45	Отчет по теме И.Г./38) 174-2/170 «Разработка методики и изучение осадочной толщи земной коры	«Спецгеофизика» Министерства геологии  Трест	1:50000 0 2,3–2,67	ГАК-7 ГАК-	900 <u>73+</u> 19 97	±0, 025	±0,0 9		±10 0	±2	Тбилис ск. обсерв ат. 980176 ,1	5 0	–	–	+
										±2	Тбилис ск. обсерв	–	–	–	+











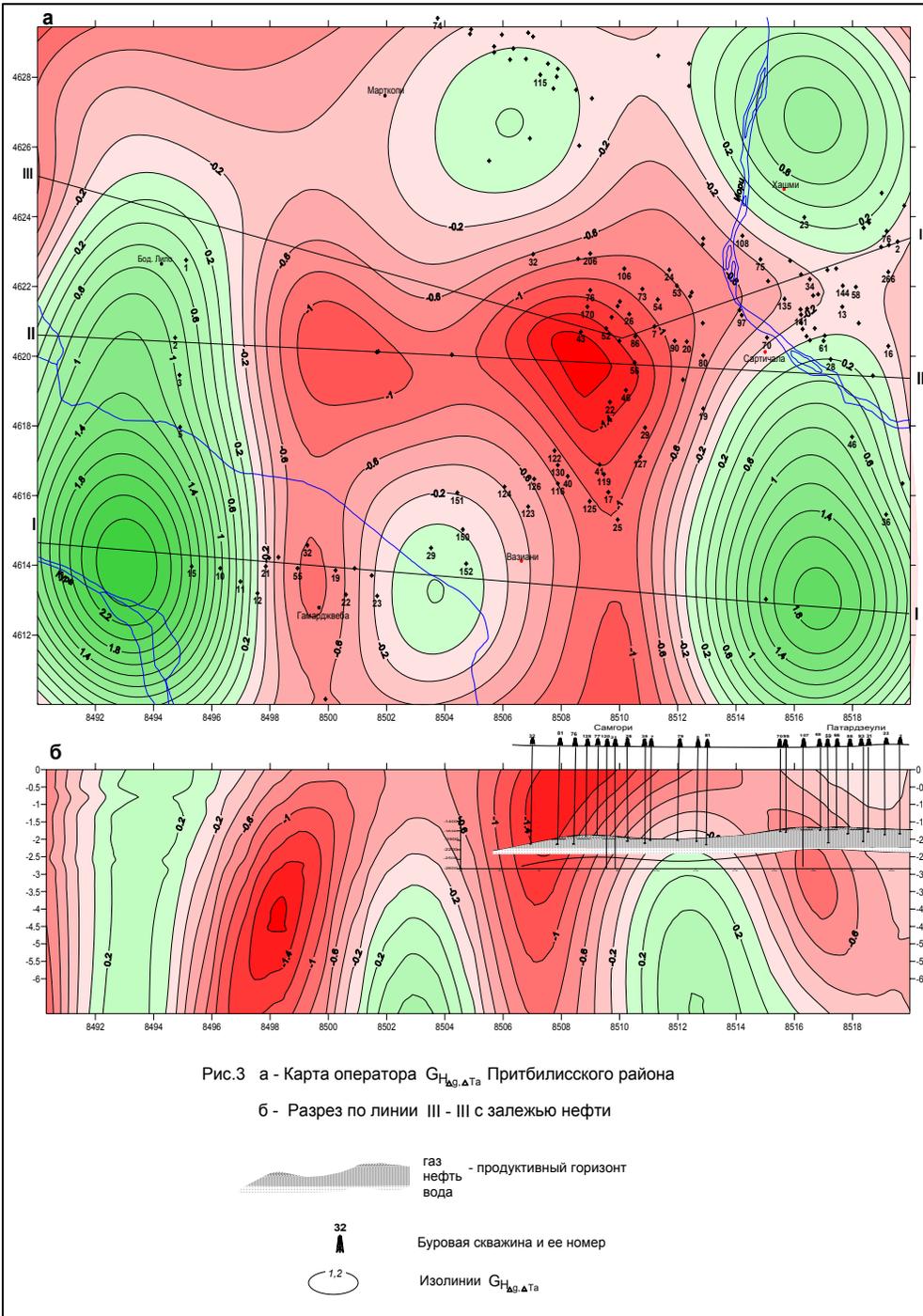


Рис.3 а - Карта оператора  $G_{H_{\Delta T}}$  Притбилисского района

б - Разрез по линии III - III с залежью нефти

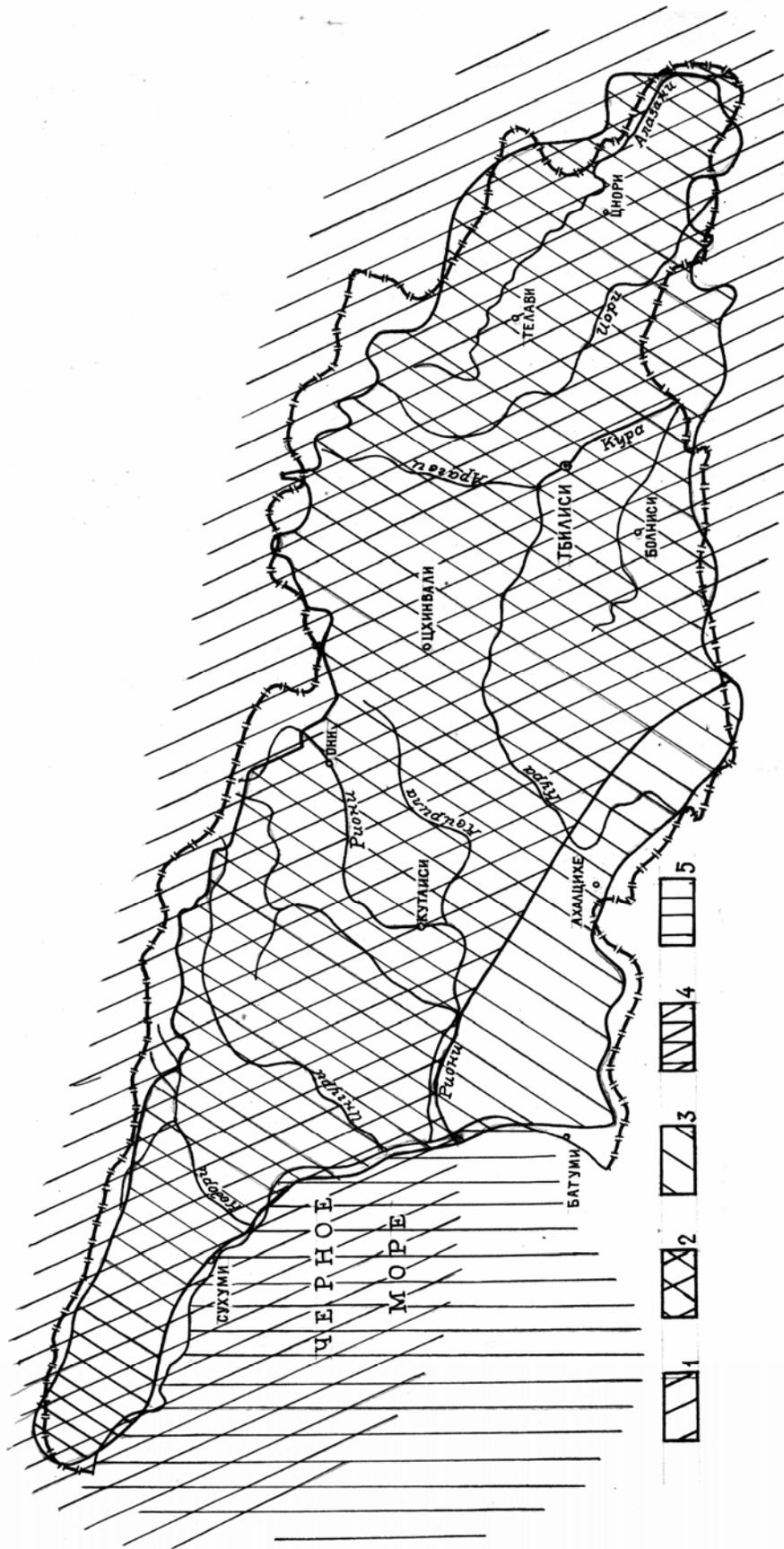


Рис. Схема аэромагнитной и гидромагнитной изученности территории Грузии, м-б 1:2500000  
 Площади аэромагнитных съёмок: 1 - м-б 1:2500000, высота съёмки 9 км; 2 - м-б 1:2500000 и 1:2000000  
 3 - м-б 1:200000, высота съёмки 2,5-3,5 км; 4 - гидромагнитная и аэромагнитная съёмки м-б 1:2500000  
 5 - гидромагнитная съёмка м-б 1:2500000

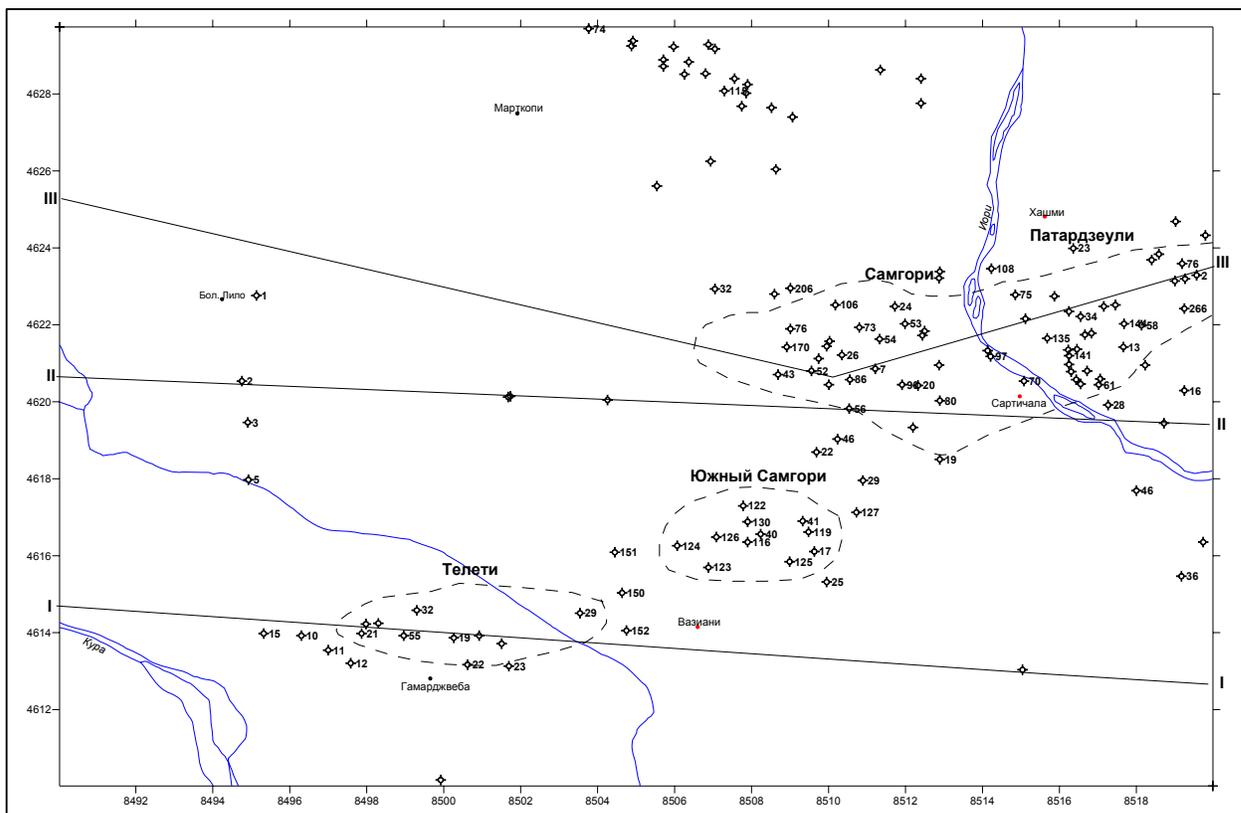


Рис.4 Схема расположения Притбилисских нефтяных месторождений и глубинных скважин

◆ 32 - скважина и ее номер  
 --- - контур начальной нефтеносности

