

**Тбилисский государственный университет им. И. Джавахишвили
Институт геофизики им. М. Нодиа**

**Н.П.Гамкрелидзе, С.А.Гонгадзе, О.В.Яволовская, М.И.Гамкрелидзе,
Н.Я.Глonti, Д.К.Кириа, П.Ш.Миндели, Л.Н.Адикашвили,
Д.Н.Гамкрелидзе, Г.Н.Кобзев**

**Глубинная геология и нефтегазоносность Рионско-
Куринской депрессии и Черноморского сектора
Грузии по геофизическим данным**

**ТГУ
Тбилиси, 2017**

Н.П.Гамкрелидзе, С.А.Гонгадзе, О.В.Яволовская, М.И.Гамкрелидзе, Н.Я.Глонти, Д.К.Кириа, П.Ш.Миндели,
Л.Н.Адикашвили, Д.Н.Гамкрелидзе, Г.Н.Кобзев

Глубинная геология и нефтегазоносность Рионско-Куринской депрессии и Черноморского сектора Грузии по геофизическим данным

Приведенные в заглавии определения представляют сегодняшние проблемы Грузии. Первая – касается решения научно-прикладных задач, вторая – прикладных-экономических.

Предлагаемая работа после введения и обзора геолого-геофизических методологических вопросов обращается к исследованию и анализу глубинного строения Восточного сектора Черного моря, выполненному с использованием методов сейсморазведки (ОГТ и ГСЗ) и гравимагнитной разведки. Аналогичная работа выполнена по Колхидской низменности с Дзирульским массивом. Установлена корреляционная связь геофизических полей, наблюдаемых на площадях этих геоморфологических систем акватории и суши. Наблюдается, что в осадконакоплении между этими системами имеется определенная связь. Особенно, в части нижних горизонтов осадочного покрова. Однако, в тектоническом плане такой связи нет. Структуры геологических тел и гравимагнитные аномалии, наблюдаемые в Колхиде и Аджаро-Триалетской зоне, не имеют далекого продолжения в акваторию Чёрного моря. На основе исследований настоящей работы предполагается, что акватория Чёрного моря в структурно-тектонических и геофизических (гравимагнитные поля) отношениях является замкнутой системой, имеющей, вероятно, свои особенности и свою геологическую историю развития и формирования среды.

Составлены структурные карты выше средней юры по всем стратиграфическим ярусам Рионско-Куринской депрессии и карта фундамента складчатого основания ее осадочного покрова.

Сейсмотомографическому изучению подверглись материалы глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) двух профилей по пересечению Кавказа и одного вдоль Закавказского межгорного прогиба. По всем профилям получены сложные картины распределения скоростей, устанавливающие четырехслойное строение консолидированной коры – трех «базальтовых» слоев и одного «гранитного» с взаимными «ксенолитовыми» включениями, со своеобразными структурированными скоростными неоднородностями и геометрическими формами.

Данная работа была выполнена по проекту Национального Фонда им. Ш. Руставели Грузии.

Редактор: доктор геолого-минералогических наук С.А.Гонгадзе

N.P.Gamkrelidze, S.A.Ghonghadze, O.V.Yavolovskaya, M.I.Gamkrelidze, N.Y.Ghlonti, D.K.Kiria, P.Sh.Mindeli,
L.N.Adikashvili, D.N.Gamkrelidze, G.N.Kobzev

The depth geology and oil and gas content in the Rioni-Mtkvari Depression with the Black Sea section of Georgia according to geophysical data

The definitions used in the title present one of the main problems of Georgian geology. The first one is closely connected with the solution of scientific-applied tasks and the second one with applied-economical ones.

After making introduction and review of geological-geophysical methodological problems the monograph turns to study and analysis of deep structure of the eastern Black Sea, carried out with the use of methods of seismic survey (common deep point and deep seismic sounding) and gravitation magnetic survey. A similar work has been performed on the Colchis depression with Dzirula massif. Correlation between the geophysical waves, recorded over the geomorphological systems of water area and land was established. Certain connection of sedimentation in these systems was also established. Particularly in the lower horizons of the sedimentary cover. However, there such connection has not been found in the tectonic plan. The structures of geological bodies and gravitation magnetic anomalies observed in the Colchis and Adjara-Trialeti zone do not have long extensions into water area of the Black Sea. It is supposed on the ground of this work that the water area of the Black Sea in structural and geophysical respect represents a closed system which has its own specific characteristics and its geological history of development and formation of environment.

Structural maps above Middle Jurassic have been made on all stratigraphic layers of the Rioni-Mtkvari Depression and a map of the basement of the folded foundation of its sedimentary cover.

The materials of deep seismic sounding (DSS) of two profiles crossing the Caucasus and one profile running along the Caucasian Intermountainous Flexure were studied from seismic-tomographic point. Complex pictures of velocity distribution that established four-layer structure of consolidated crust – three “basalt” and one “granite” with mutual “xenolithic” inclusions and specific structured velocity heterogeneities and geometrical forms of layers were received.

This work was fulfilled within the framework of the project of the Shota Rustaveli National Science Foundation of Georgia.

© Тбилисский государственный университет им. И. Джавахишвили
Институт геофизики им. М. Нодиа

ISBN 978-9941-13-596-5

Оглавление

Введение.....	3
1. Обзор геолого-геофизической изученности.....	4
1.1. История изучения.....	4
1.2. Геофизические исследования.....	4
1.3. Главные геоморфологические черты (структуры).....	7
2. Обзор геологического строения.....	7
2.1. Некоторые сведения о стратиграфии и тектонике Рионско-Куринской депрессии.....	11
2.1.1. Догерцинский цикл образования.....	13
2.1.2. Кристаллические сланцы.....	13
2.1.3. Амфиболиты.....	13
2.1.4. Кварцево-диоритовые (пара) гнейсы - плагиогнейсы (ортогнейсы).....	14
2.1.5. Метаморфические сланцы.....	14
2.1.6. Образование герцинского тектоно-магматического цикла.....	16
2.1.6.1. Герцинский базитовый комплекс.....	16
2.1.6.2. Проблема базитового субстрата.....	16
2.1.6.3. Герцинский гранитоидный комплекс.....	17
2.1.6.4. Позднегерцинский комплекс.....	17
2.1.6.5. Структура и тектоника древнего складчатого фундамента.....	18
2.2. Обзор стратиграфии осадочного покрова.....	19
2.2.1. Юрские отложения.....	19
2.2.2. Меловые отложения.....	20
2.2.3. Третичные отложения.....	21
2.2.4. Тектоника.....	23
2.3. Нефтегазоносность.....	27
3. Интерпретация геофизических полей.....	35
3.1. Обработка материалов КМПВ и ГСЗ компьютерным способом.....	35
3.2. Сейсмическая томография.....	42
3.2.1. Принципы сейсмотомографии преломленных волн и некоторые вопросы ее использования в условиях Грузии.....	42
3.2.2. Определение геологического содержания в данных сейсмотомографии на примерах Рионско-Куринского прогиба.....	44
3.3. Составление регионального плана профилей МОГТ из фактической отработанной системы профилей Рионско-Куринской впадины.....	47
3.4. Стратификация сейсмических горизонтов и корреляция их на площади.....	49
3.5. Некоторые методические вопросы прогнозирования литофациального состава (распределения) на глубине по данным сейсмической разведки и скважин.....	58
3.6. Применение метода трансформации потенциальных полей.....	61
4. Идентификация сейсмостратиграфических комплексов МОГТ бассейна Восточного сектора Чёрного моря по стратифицированным комплексам Колхидско-Аджарской площади.....	62
5. Литофациальное прогнозирование и стратиграфия временных разрезов региональных профилей МОГТ.....	74
5.1. Опыт прогнозирования литофациального состава отражающих горизонтов по данным МОГТ и томографии МПВ.....	74
5.2. Анализ опорных временных разрезов МОГТ в части их геолого-стратиграфической информативности.....	101
6. Результаты компьютерной обработки геофизических полей.....	123
6.1. Метод общей глубинной точки (МОГТ).....	123
6.2. Методы преломленных волн и глубинного сейсмического зондирования (КМПВ и ГСЗ).....	151
6.3. Интерпретация магнитного и гравитационного полей.....	160
7. Глубинное геолого-геофизическое строение территории Грузии и прилегающих к ней площадей.....	167
7.1. Гравимагнитное тектоническое районирование Кавказа и Восточного сектора Чёрного моря.....	168

7.2. Некоторые результаты геолого-геофизического строения Восточного сектора Чёрного моря.....	177
7.3. Некоторые результаты геолого-геофизического строения Колхиды с Дзирульским массивом.....	195
7.4. Некоторые результаты геолого-геофизического строения Восточной Грузии без Южного склона Большого Кавказа.....	208
7.4.1. Джавахетско-Болнисская зона поднятия.....	210
7.4.2. Аджаро (Месхетско)-Триалетская зона относительного погружения.....	215
7.4.3. Картлийско-Эрцойская зона погружения.....	217
7.4.4. Караязско-Джейранчельская зона относительного погружения.....	229
7.4.5. Ширакско-Аджинаурский блок-впадина.....	231
7.4.6. Удабно-Кизихская зона впадины.....	248
7.4.7. Самгорско-Гомборский кольцевой блок.....	251
7.5. К вопросу глубинного строения Большого Кавказа и Рионско-Куринской впадины до Агджабеди.....	255
7.5.1. Магнитное поле.....	255
7.5.2. Гравитационное поле.....	258
7.5.3. Глубинное сейсмозондирование.....	260
7.5.3.1. Профиль «Гали-Сафаралиев».....	260
7.5.3.2. Профиль «Бакуриани-Степное».....	264
7.5.3.3. Профиль «Акстафа-Волгоград».....	267
7.5.4. Петрофизические особенности Дзирульского массива.....	272
7.5.5. Некоторые вопросы глубинного строения Аджаро-Триалетской зоны по геофизическим данным.....	277
8. К проблеме нефтегазоносности Грузии по данным геофизики.....	281
8.1 Анализ структурных карт.....	282
8.2 Глубинные геолого-геофизические особенности Самгорско-Гомборского тектонического блока.....	289
8.3. К вопросу применения метода нормированного градиента с данными потенциальных (гравимагнитных) полей при поисках углеводородов.....	296
Литература.....	308
Таблица 1.....	34
Таблица 2.....	59
Таблица 3.....	144
Таблица 4.....	181
Таблица 5.....	191
Таблица 6.....	254
Таблица 7.....	272
Таблица 8.....	274

Введение

Считается, что изучение геологии территории Грузии, как составной части Кавказа, начинается с тридцатых годов XIX века, после того, как эту страну стали посещать иностранные учёные, изучавшие природу Земли. Изучение глубинного строения, как такового, межгорной впадины Грузии начинается с конца сороковых годов прошлого века, начавшееся с бурения глубоких скважин. Вместе с тем, почти с того же периода начинается изучение этого региона геофизическими и другими дистанционными методами, продолжавшееся в совокупности до 2005г. с различной интенсивностью и успехом.

Основанием для поисков и разведки залежей углеводородов в недрах межгорной впадины Грузии служили многочисленные ее выходы на поверхность и благоприятная геологическая обстановка местности. В последующем их дополнили залежи и проявления нефти, открытые бурением, а также научные представления о существовании богатейшего Среднеазиатско-Каспийско-Западно-Черноморского нефтегазоносного пояса, в котором Грузия является промежуточным звеном. Одновременно картине благоприятствовало нахождение территории в поясе Тетиса с благоприятным геологическим строением и содержанием уникальных месторождений углеводородов на востоке.

С такой неплохо обоснованной идеологией и большим энтузиазмом велись трудные поисково-разведочные геологические и геофизические исследования в течении почти 100 и 50 лет, соответственно, на нефть и газ на территории Грузии.

Накоплено огромное количество геолого-геофизических материалов различной достоверности и информативности, в целом удовлетворительно, но разрозненно освещающих рассматриваемый нами регион методами геофизики, с разночтением и порой противоположной интерпретацией.

Вопросы нефтегазоносности территории заслуживают более глубокого анализа и установления поисково-разведочных признаков и критериев этого уникального полезного ископаемого в связи с глубинным строением; на основе материалов, выполненных в прошлом. Такого комплексного, глубокого анализа выполнено не было, не были они и объединены воедино, как суши, так и акватории региона. С учетом такой обстановки с фундаментальными исследованиями и при таком состоянии результатов поисково-разведочных работ на нефть и газ приходится признать крайнюю необходимость глубокого анализа накопленных материалов с целью установления существующих причинно-следственных связей. Прежде всего, необходима фундаментальная переработка информативных геолого-геофизических материалов для регионального обобщения их результатов и установления (уточнения) нефтепоисковых признаков и критериев в геологических условиях Грузии.

Наши задачи и возможности по части привлечения данных геологии и глубокого бурения весьма ограничены. Тем не менее, мы намерены обобщить накопленные материалы, обосновать необходимость их решения, а также опробовать ряд современных методов интерпретации.

Нам, исполнителям, выпала определенная честь выполнить весьма трудную и ответственную задачу по обобщению, на уровне наших возможностей, фондовых геолого-геофизических материалов. Все геофизические материалы были переработаны нами в региональном плане и заложены в основу для истолкования глубинного строения и оценки перспектив нефтегазоносности региона.

В основе всякого серьезного обобщения должны лежать первичные материалы исследований, не искаженные последующей «редакцией» по вкусу тенденциозных исполнителей. К сожалению, таких материалов либо мало, либо они находятся во владении различных постсоветских стран или в частной собственности (инвесторов), и получить их от последних стало невозможно. Трудно оценить насколько отрицательно это повлияло на данную работу в целом, но нам никак не удалось это исправить.

Краткий обзор геологической изученности и концепций глубинного геологического строения Рионско-Куринской впадины с Черноморским сектором Грузии представляется априорно для дальнейшей интерпретации геофизических данных.

В настоящей работе оценивается степень изученности территории с точки зрения современных требований и возможностей науки и техники для освещения глубинного строения и решения поисковых задач. Что касается затронутой в заглавии тематики рассмотрения объекта с точки зрения единого геологического развития и возможного формирования единого бассейна накопления углеводородов, вопрос этот, полагаем, ставится здесь впервые. Задачу затруднял долгий период отсутствия соответствующей информации по акваторной части, из-за недоступности геолого-геофизическому наблюдению. За последние 30-40 лет имели место технические и методические

усовершенствования геофизических исследований, и стало возможным выполнить широкомасштабные сейсморазведочные ГСЗ (глубинное сейсмическое зондирование), ОГТ (общая глубинная точка), гравиметрические и магнитометрические работы. В настоящее время накоплено большое количество геолого-геофизических информативных материалов настолько, что можно попытаться взяться за решение ряда геолого-геофизических проблем в комплексе для продвижения как научных, так и практических интересов.

Полевые геофизические материалы в основном выполнены в 1960-1990 гг. За последние 20 лет методом ОГТ исследована акваториальная часть нашего объекта. Она исследована Американской компанией «Anadarko». Интерпретация проведена для каждого метода в отдельности, примечательно, что без взаимной увязки с континентальной частью Колхиды.

1. Обзор геолого-геофизической изученности

1.1. История изучения рассматриваемого нами региона подробно проанализирована в работе [65] и считаем излишним приведение её здесь в подробной форме. Заинтересованный читатель может легко получить об этом полную информацию. Мы ограничимся обзором степени современной геолого-геофизической изученности с точки зрения информативности накопленного материала и возможности решения поставленных нами задач.

1.2. Геофизические исследования

Чёрное море является одним из хорошо изученных в геофизическом отношении объектов Средиземного тектонического пояса.

Акватория этого бассейна покрыта гидромагнитной сетью профилей масштаба 1:1000000 с точностью определения аномального магнитного поля ± 15 нТл. Отдельные перспективные площади шельфа и других участков были уточнены в более крупном масштабе. Аэромагнитной съемкой она покрыта на двух высотах и в разном масштабе (рис.1.1).

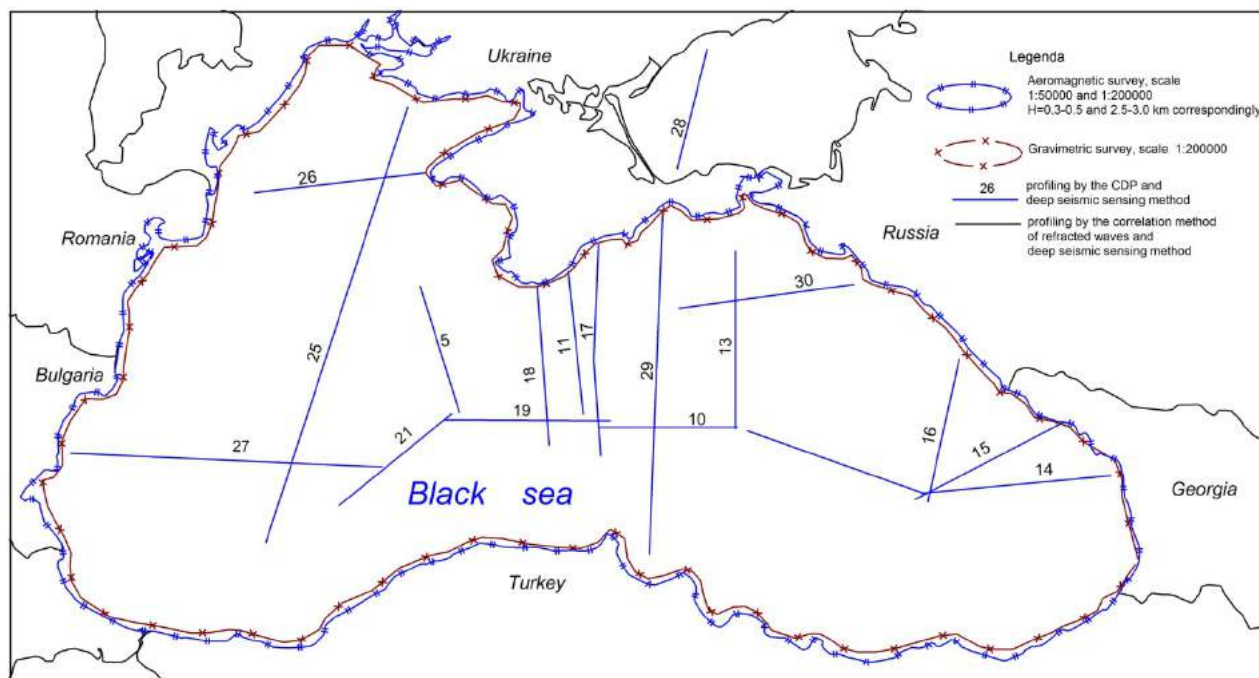


Рис.1.1. Схема изученности акватории Чёрного моря методами аэромагнитной, гравитационной съемок и глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ).

Гравиметрическая съемка масштаба 1:1000000 всего бассейна акватории Чёрного моря выполнена на подводной лодке ИФЗ имени О. Шмидта под руководством Буланже, а шельфовые и другие геологически интересные участки были детализированы позже в масштабах 1:200000 и 1:50000 другими научно-производственными организациями (рис.1.1). Там же на рисунке показана изученность этого бассейна методом ГСЗ. Площадь того же бассейна покрыта равномерной сетью

региональных профилей ОГТ, выполненных «Южморгео» и квадратной сетью американской компанией «Anadarko». Используемые нами профили в пределах Грузинского сектора показаны на рис.1.2.

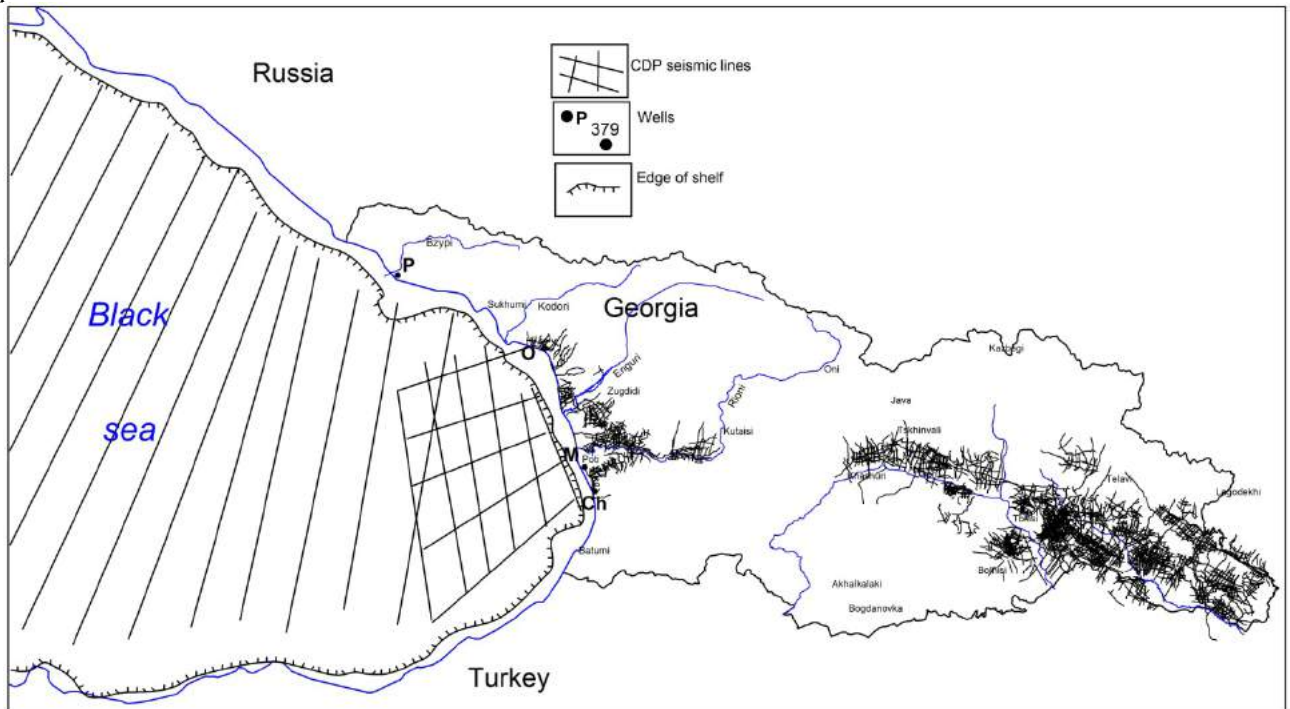


Рис.1.2. Схема изученности Восточно Черноморской акватории и Рионско-Куринской депрессии Грузии методом общей глубинной точки (ОГТ)

Горные сооружения: западное погружение Большого Кавказа, Дзирульский массив (подняtie), Аджаро-Триалетская зона, Малый Кавказ и его западное продолжение Восточные Понтиды, обрамляющие Чёрное море и Колхидскую низменность с севера, востока и юга, покрыты аэромагнитной и гравиметрической съемками масштаба 1: 200000, а площади низменностей с акваторией Чёрного моря того же обрамления – в масштабе 1:50000 (рис.1.3).

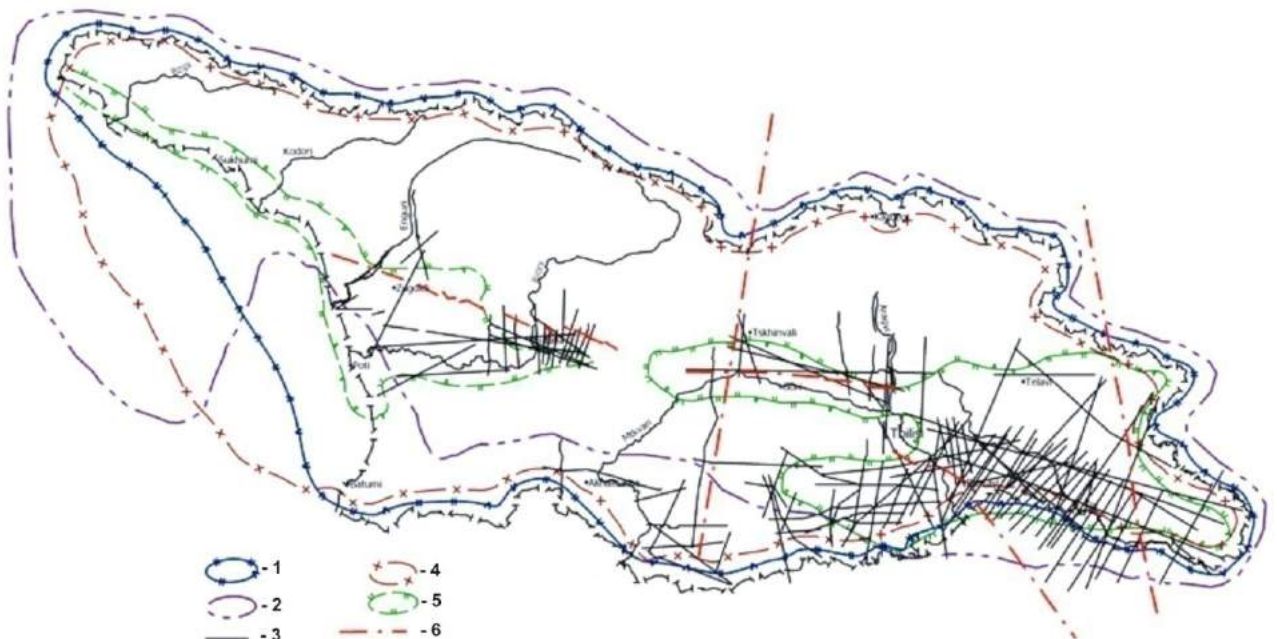


Рис.1.3. Схема геофизической изученности территории Грузии.

1.Контур аэромагнитной съемки масштаба 1:50000; 2. Контур аэромагнитной съемки масштаба 1:200000; 3.Профили преломленных волн (КМПВ); 4.Контур съемки гравитационного поля масштаба 1:200000; 5.Контур съемки гравитационного поля масштаба 1:50000; 6.Профили глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ)

Среди геофизических работ, проведенных на территории Колхиды и Грузинского сектора Чёрного моря, особое место занимают сейсмические исследования, как наиболее информативные методы с целью установления структурно-морфологического строения осадочного покрова. В последнее время данные метода ОГТ широко используются как стратиграфические способы корреляции между далеко расставленными стратифицированными разрезами (скважинами). В нашем случае для корреляции между континентальными и морскими осадками используются методы отраженных волн. С целью исследования акватории Чёрного моря метод отраженных волн впервые был применен в 1957г. в обычном варианте, модернизированном для исследований морского бассейна.

Этим методом в масштабе 1:500000 была исследована значительная территория акватории Чёрного моря. Позже на смену этого метода приходит МОГТ (метод общей глубинной точки отраженных волн). Этим методом системой региональных профилей заснята вся акватория, а шельфовая часть и геологически интересные площади исследованы в масштабе 1:500000.

По всей акватории Чёрного моря, в том числе Грузинского сектора, проведено около 140 региональных профилей МОГТ общей длиной 42000 км, длительностью записи 10-14 сек. Эти работы в основном выполнены Геленджикским отделением «Южморгео» ИО АН СССР им. Ширшова. За последнее время небольшая часть Грузинского сектора Чёрного моря исследована МОГТ зарубежной компанией «Anadarko» (изученность этого сектора показана на рис.1.2).

Изученность акватории Чёрного моря методом глубинного сейсмического зондирования показана на рис.1.1. Всего проведен 21 профиль с общей длиной более 38000 погонных километров. В целом, получены хорошего качества материалы, позволяющие освещению геологического разреза по всей мощности земной коры. Их сейсмическая томография позволяет дифференцированно рассматривать литолого-стратиграфическую неоднородность в разрезе. Тем самым внесена определенная ясность в формирование бассейна Чёрного моря и отчасти прилегающих к нему складчатых систем земной коры. Все это способствует установлению закономерностей распределения полезных ископаемых и формирования месторождений в недрах части земной коры.

Таким образом, геофизическая изученность бассейна Чёрного моря среди аналогичных объектов Средиземноморского тектонического пояса на редкость высока.

В геолого-геофизических исследованиях бассейна Чёрного моря и его обрамления приняли участие научные и производственные организации: институты АН СССР, организации Министерства геологии СССР, Московский Государственный университет им. Ломоносова. Значительный объем исследований выполнен зарубежными экспедициями Франции, Италии и США и, в совокупности, геофизическая изученность этого бассейна довольно высока, графически по методам она показана на рисунках 1.1-1.3.

За 50 лет изучения Грузинского сектора Чёрного моря накоплено большое количество материалов высокой информативности с научной и практических точек зрения. Они, по мере поступления, интерпретировались вручную, позже компьютерным способом, однако комплексной их интерпретации и обобщения проведено не было.

Авторы данной работы попытались, по мере возможности, восполнить этот пробел. Однако, из-за весьма ограниченной доступности материалов, осуществить замысел в полной мере не удалось.

Что касается геофизической изученности континентальной части территории Грузии, она представлена на рисунках в качестве подтверждения факта проведения работ. Как видно (рис.1.2-1.3), формально все выполнено квалифицированно и в соответствии с техническими требованиями своего времени. В целом, получены достаточно высокого качества материалы, позволяющие при условии использования современной техники обработки и программного обеспечения, получить информацию, хорошо освещающую глубокие горизонты земной коры. За период более 50 летних геофизических исследований, выполненных многими научными и производственными организациями республики Грузии, Москвы и Ленинграда, накоплен уникальный обширный материал. В этих исследованиях активное участие принимал длинный список ведущих ученых, несколько поколений геофизиков страны. В результате составлены аэромагнитные карты различных высотных съемок масштаба 1:50000, 1:200000, 1:1000000, 1:2500000; гравиметрические карты масштаба 1:50000 равнинной и низкогорной частей и 1:200000 всей территории. Методом обычных отраженных волн и МОГТ покрыта вся равнина и плоскогорье страны в масштабе 1:50000. Аналогично этому на той же площади густой сетью профилей проведены работы КМПВ. На Кавказе, в том числе Грузии, вдоль и по пересечению проходят 3 профиля ГСЗ, освещающие в первом приближении глубинное строение Кавказа (рис.1.3).

Кроме отмеченного, немало интересных работ выполнено в Грузии в региональном плане по наземной магнитометрии, ВЭЗ, МТЗ, но утеря первоисточников лишает нас возможности использовать их для переинтерпретации и обобщения в комплексе с выше упомянутыми материалами, что, разумеется, было бы неплохо.

По мере выполнения выше отмеченных работ составлены соответствующие отчетные документы, хранящиеся в геологических фондах, и опубликованы многочисленные научные статьи, освещающие различные геологические аспекты глубинного строения.

Вместе с тем, по отдельным геофизическим методам составлены работы монографического характера, содержащие математическое обоснование решения обратных задач геофизики и глубинного геолого-геофизического строения земной коры.

В этом плане работы авторов проф. Нодиа М.З. [67], Алексидзе М. [5,6], Балавадзе Б.К. [10, 11, 12, 13], Твалтвадзе Г.Х. [80], Шенгелая Г.Ш. [93] и Иоселиани М.С. [47] пользуются большой популярностью и авторитетом в научном мире республики.

Концепции этих фундаментальных работ по глубинному геолого-геофизическому строению Грузии положены в основу настоящей работы.

1.3. Главные геоморфологические черты (структуры)

Грузия, как государство, занимает юго-западную значительную часть Кавказа и характеризуется разнообразным морфологическим рельефом от альпийских систем гор, абсолютная высота многих из которых превышает 4000 м, до средне- и низкогогорья, и низменности.

Геоморфологические формы рельефа Грузии согласно А.Н. Джавахишвили [42] находятся в сложной зависимости от геологического строения, многообразия действующих экзогенных процессов в сочетании со сложными физико-географическими условиями и рельефообразующими факторами. Здесь им выделены три крупные геоморфологические единицы рельефа: зона Большого Кавказа (Кавкасиони), зона Малого Кавказа (Мцире Кавкасиони), Восточно-Черноморский сегмент Грузии и между ними Закавказский межгорный прогиб (депрессия). Они имеют субширотное простирание с северо-запада на юго-восток и сохраняя свои характерные особенности существенно изменяются с запада на восток. Склоны этих горных систем изрезаны продольными (больше в западной Грузии) и поперечными ущельями (больше в восточной Грузии), образующими речные системы, обуславливающие весьма сложный пересеченный рельеф, препятствующий проведению геофизических работ тяжелой техникой. Отсюда – неравномерная изученность территории нашего исследования упомянутыми методами.

2. Обзор геологического строения

Обзор глубинного геологического строения Рионско-Куриной впадины и прилегающего к ней Восточно-Черноморского сектора Грузии состоит из двух частей – обобщения, с выделением главных особенностей, характерных для всей территории исследований, и более детальной части, с подчеркиванием прикладного целевого значения упомянутой впадины. Обе части выполнены по литературным данным. При составлении первой части использованы материалы авторов Ф.К.Байдова, А.И.Дьяконова [9], А.Л.Цагарели [91] и М.В.Муратова [63], а для второй – Е.К.Вахания, О.Хуцишвили и Н.И.Кебадзе [25, 90,49].

Исследуемая нами область – Восточно-Черноморский сектор и Рионско-Куриная впадина, резко выделена от окружающих горно-складчатых сооружений – с севера от южного склона Б.Кавказа и с юга от Аджаро-Триалетской зоны и ее западного продолжения – Восточных Понтидов. Каждая из них в геоморфологическом отношении представляет собой особую геоморфо-структурную единицу, но имеющую сходную и взаимозависимую историю развития и формирования. Они в какой-то мере генетически и, конечно, пространственно связаны между собой одной цепью складчатого пояса и, возможно, глубинным строением.

Из приведенных выше геоморфоструктур по всем параметрам геологического строения наиболее сходными должны быть Колхида и восточный сектор Чёрного моря. Этот сектор по данным геолого-геофизических исследований представляет собой типичную впадину внутриконтинентальных морей и по своему строению находится в ряду котловин Средиземноморского пояса и других аналогичных морей. Все они обладают многими общими чертами морфологии и строения земной коры, которые рельефом дна напоминают океаны в

миниатюре с широкими прибрежными шельфами, материковым склоном с глубинами плоского дна более 2.0 км [Муратов, 1975].

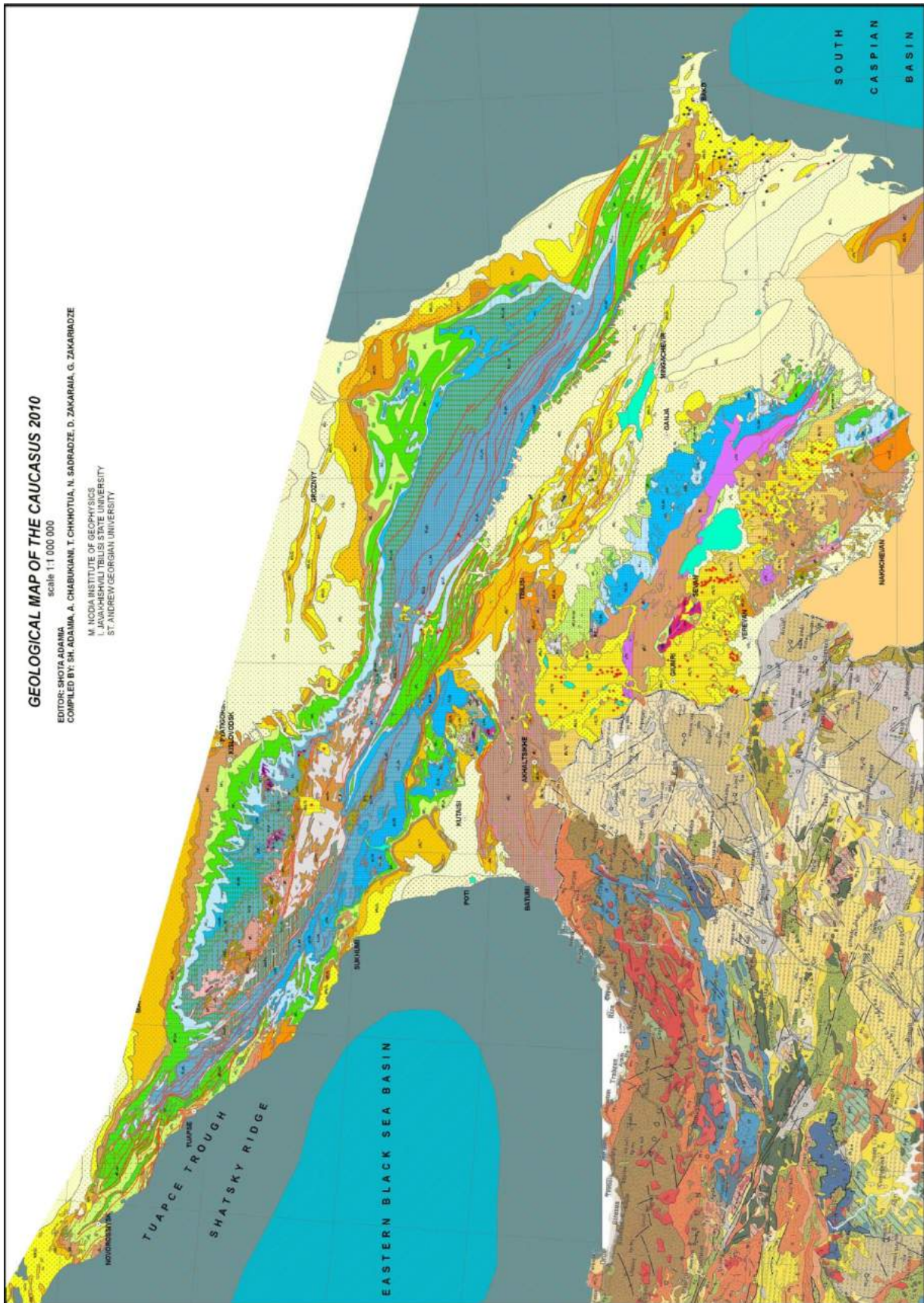


Рис.2.1. Геологическая карта Кавказа и части Турции

Считается, что земная кора в середине котловины лишена «гранитного метаморфического» слоя и «базальтовый» слой прямо перекрыт более или менее мощным осадочным слоем.

Колхидская впадина, непосредственно прилегающая с востока к акватории Чёрного моря, характеризуется противоположной ему морфологией земной коры. Она, во-первых, приподнята и лишена водного покрова, во-вторых, твердая кора залегает неглубоко и перекрыта неравномерным и неполным мезо-кайнозойским покровом.

Южный склон Большого Кавказа. Южнее зоны Главного хребта Б.Кавказа, сложенной древними докембрийскими и палеозойскими породами расположена складчатая система Южного склона [П.Д. Гамкрелидзе, 1966]. В этой системе в пределах наших исследований выделяются с севера на юг следующие зоны:

1. Казбекско-Лагодехская зона плотных интенсивно дислоцированных аспидных сланцев и песчаников.

2. Местиа-Тианетская зона, сложенная верхнеюрско-нижнемеловыми флишевыми отложениями.

3. Чхалта-Лайлинская зона, в которой выступают средне-верхнепалеозойские слабо метаморфизованные терригенные породы (дизская серия) Сванетии. К западу, в Восточной Абхазии, она выклинивается, а к востоку погружается.

4. Гагрско-Джавская зона, характерной чертой которой является развитие порфиритовой серии байоса.

К западу, в районе Сочи, эта зона погружается под Адлерскую наложенную молодую депрессию и, возможно, в районе Гойтхского перевала выклинивается под оконечностями Новороссийских синклиний. Гагрско-Джавская зона восточнее Джавы погружена и продолжается прерывисто, но далеко, под верхнеюрско-нижнемеловые флишевые образования Местиа-Тианетской зоны и, по нашим представлениям на основании данных геофизики, под Дибрарскую зону и далее Вандамско-Исмайллинскую зону (Азербайджан).

Сама Местиа-Тианетская зона, перекрывая прогнозируемое продолжение Гагрско-Джавской зоны вплотную, соприкасается с восточным продолжением Грузинской глыбы – Закавказским срединным массивом или микроконтинентом (таковы синонимы жесткого основания межгорной впадины) и частично надвинута на них.

Складчатая система Южного склона ограничена с обеих сторон глубинными разломами. На севере южнее Главного хребта глубинный разлом представлен серией каскадно опускающихся разломов. Южный, именуемый Гагра-Мухурским [П.Д. Гамкрелидзе, 1964] глубинным разломом, выражен довольно контрастно. Являясь зоной вулканизма он с юга ограничивает распространение типичных геосинклинальных фаций.

Приподнятый Дзирульский массив в оро рельефе выраженный Лихским хребтом в геологии региона занимает особое место и также требует особого рассмотрения, что будет выполнено ниже.

К северу и северо-западу от Дзирульского массива расположен Окрибско-Хрейтский антиклинорий со сложным складчато-глыбовым строением, в котором участвуют нижнеюрские, среднеюрские и меловые отложения с осадочно-терригенным, вулканогенным и карбонатными отложениями, соответственно. С севера его ограничивает Рача-Лечхумский синклиний, заполненный меловыми, палеогеновыми и миоценовыми отложениями. На юге Окрибско-Хрейтский антиклинорий ограничивает Сачхерско-Кутаисский глубинный разлом, который на западе соединяется с Гагра-Мухурским глубинным разломом. Севернее Сачхерско-Кутаисского разлома развита особая сланцевая литофация, слагающая глубины южного крыла Рача-Лечхумского синклинория. С этим разломом связывают увеличение мощности байосских вулканогенных толщ и проявления киммериджского, верхнемелового (щелочного) и плиоценового (основного) магматизма. С этим разломом связаны также, по-видимому, землетрясения средней интенсивности.

Колхидская впадина перекрыта осадочным чехлом неравномерной мощности. Глубины Колхиды заполняют мезо-кайнозойские отложения с пропусками некоторых горизонтов и различной мощности. В прибрежной части моря по мощности интенсивно развиты меотис-понтские отложения, по мощности превышающие 3 км. (скв. «Поти-2» и «Малтаква-1»). Впадина разделена на три части. Одна из них, приподнятая, находится между городами Сенаки и Зугдиди. Западнее от этого участка находится опущенная часть впадины – низовья р. Ингури с обрезанным берегом Чёрного моря. К югу и юго-западу развита другая часть – низовья Цхенисцкали и Риони, представляющая собой опущенную депрессию, сливающуюся с Ингурской.

Приподнятый участок окаймлен рядом кулисообразно расположенных антиклиналей с меловыми породами, выступающими в ядрах структур, и палеогеновыми на крыльях [Е. Вахания,

1963]. Эти антиклинали считаются надразломными, связанными с двумя глубинными разломами, секущими основание впадины. Предполагают, что с одним из них – Поти-Абадатским, связан позднемеловой вулканизм [Ф.Байдов, А.Дьяконов, А.Цагарели и М. Муратов]. Второй - дугообразно ответвляется от первого по направлению Сенаки-Зугдиди.

Интерес представляет то, что, как предполагают, складчатое палеозойско-докембрийское основание в Колхиде представляло поднятую часть Грузинской глыбы до середины миоцена, позднее же оно было вовлечено в глубокое опущение. Основание было разбито упомянутыми разломами на глыбы, поверхность которых опущена на различной глубине.

В Колхидской впадине, в области Одишского поднятия между Сенаки и Зугдиди складчатое основание, предположительно, расположено на глубине 8 км. К западу от этого поднятия оно погружается до 9 км. В Гудаутской впадине оно приподнято до 5 км. В Рача-Лечхумской синклинали – опущено до 7 км. На Дзирульском массиве древний фундамент приподнят до +1 км.

Аджаро-Триалетская складчатая зона ограничивает с юга Колхидскую впадину, Закавказский срединный массив, Картлийскую депрессию, а восточнее Тбилиси сама погружается в эту депрессию, западное ее погружение непосредственно опускается под водами Чёрного моря и является объектом нашего исследования. Эта зона характеризуется линейной складчатостью и сложена меловыми и палеогеновыми вулканогенно-осадочными породами. Она ограничена с юга и севера глубинными разломами, зародившимися вместе с зоной в конце нижнего мела в теле древнего фундамента. С северным разломом, который проходит от Мцхеты к Аджарии, связаны проявления мелового, среднеэоценового, а в Гурии верхнеэоценового вулканизма. Разлом резко разграничивает мощные геосинклинальные отложения юга от северных маломощных, одновременно образованных пород. Разлом сопровождается надвиговыми структурами позднего времени. С этого разлома в западной части отходит Гурийский глубинный разлом, отделяющий Гурийскую подзону от Колхидской. Разлом имеет поздне-эоценовый возраст; с ним связан сарматский и плиоценовый вулканизм (базальты, трахиты). Гурийская подзона представляет собой узкий, выклинивающийся к востоку, прогиб, где край Аджаро-Триалетской зоны погружен и перекрыт неогеновыми отложениями. В Аджаро-Триалетской зоне выделяются и далеко прослеживаются узкие, сжатые складки, сложенные в ядре меловыми и палеогеновыми породами. На западе северная группа складок зоны погружается в неогеновую Гурийскую впадину, а южная группа складок отклоняется к юго-западу и вскрывается под водами моря.

В восточной части зоны по южной границе проходит Аспиндза-Кумысский глубинный разлом, с которым связан верхнемеловой вулканизм, а со вторым глубинным разломом, который проходит в верхней части Куры севернее Ахалцихской депрессии, связан верхнеэоценовый вулканизм.

Складчатая система Восточного Понта окаймляет южное побережье Чёрного моря от долин р. Чорохи до Синопского полуострова. По своим северным чертам геологического строения она считается продолжением южной части Аджаро-Триалетской складчатой зоны и непосредственно связана с ней в районе низовьев р. Чорохи. Существует и другие представления о продолжении Аджаро-Триалетской зоны в центральную глубоководную часть моря [Адамия, Гамкрелидзе и др., 1974]. На этот счет по геофизике другое представление.

Собственно складчатая система Восточного Понта на геологической карте Турции (1989г, масштаб 1:2000000) образует узкую полосу (рис.2.1). Она сложена эффузивно-осадочными и флишевыми отложениями эоцена, простирающимися вдоль побережья моря с большими перерывами от низовьев р. Чорух через районы Ризе, Трабзон, вдоль побережья у Самсуна и далее продолжается к югу от Синопа. К югу от отмеченной полосы складчатых образований Восточного Понта расположена протяженная и непрерывная полоса гор, сложенная меловыми отложениями, залегающими очень спокойно с пологим наклоном к северу. Они покрывают в виде чехла западное продолжение Артвино-Болнисской зоны. В этой полосе гор в обнажениях в долинах рек под меловыми отложениями выступают кристаллические породы гнейсов и кристаллические сланцы докембрия. Самые значительные из них, расположенные южнее Ризе, в районе Чайкаране, не находят отображения на карте масштаба 1:2000000, по-видимому, из-за своей малости, тем более это касается других (рис.2.1). Кроме того, по всему протяжению этих гор наблюдается ряд небольших интрузивных тел ультра основных пород. Залегание меловых и палеогеновых отложений Восточного Понта спокойное. Меловые вулканогенные породы в районе Ризе лежат моноклинально с падением в сторону моря. К югу от Восточного Понта расположена крупная синклинальная зона, сложенная эоценовыми отложениями и вытянутая вдоль зоны разломов от долины среднего течения Чорохи на запад. В восточной части Понта широко распространены гранитоидные интрузии позднего палеогена или неогена. На отрезке между Орду и Трабзоном в середине полосы меловых отложений

располагается ряд относительно небольших тел – гранитов и монзонитов, а также других пород, во множестве отраженных даже на карте масштаба 1:2000000.

С юга Восточный Понт ограничен рядом разломов большой протяженности, разложенных системно и составляющих часть Северо-Анатолийской зоны глубинных разломов, играющих большую роль в структуре Анатолии и прилегающих территорий. Система этого глубинного разлома находит проявление во многих эндогенных и экзогенных явлениях. Эта зона имеет протяжение более 1000 км от Эрзерума на востоке до восточного побережья Мраморного моря. От этого весьма крупного глубинного разлома имеются региональные крупные ответвления, играющие немаловажную роль в геологическом строении всей Малой Азии.

Куринскую депрессию ограничивает с севера Южный склон Большого Кавказа, с юга – сначала идёт Аджаро-Триалетская зона, которая от г. Мцхета сама становится частью депрессии, погружаясь в нее частично, а затем Аджара-Триалетскую зону сменяет Болнисская или Сомхито-Карабахская (Ганджинская) зона. Переход депрессии к прилегающим тектоническим единицам неоднобразный и непростой. По северному борту цепью прослеживаются глубокие предгорные прогибы, заполненные преимущественно молодыми молассами. Кроме того, поинтервально прослеживаются разломы регионального характера и локальные зоны шарьяжирования. К югу переход различный, до Мцхеты Аджаро-Триалетская зона надвинута на депрессию. Её палеогеновые горизонты клином заходят в подошву майкопо-сарматских отложений и приподнимают их до вертикального положения, в других случаях наблюдаются разломы, а за пределами Тбилиси депрессия наложена на складчатую Сомхито-Карабахскую зону.

Большой Кавказ раскинут между Таманским и Апшеронским полуостровами и воздвигнут в виде громадного горно-складчатого сооружения. Он является подавляющим и определяющим тектоническим звеном по отношению к другим тектоническим единицам региона со своим особым геологическим строением, тектоникой и историей развития. Здесь наблюдаются самые древние позднерифейские образования с различным вещественно-петрологическим составом, магматизмом и метаморфизмом, многоциклично развивающиеся и формирующиеся в последующие эпохи. Система Б. Кавказа характеризуется в основном строгой линейной зональностью и интенсивной складчатостью, развитой в различной степени по обе стороны Главного хребта. Большой Кавказ неоднороден, гетерогенен в отношении глубинного геолого-геофизического строения, характеризуется мощной 50-55 км континентальной корой, 10-12 км осадочным слоем и относительно равным соотношением «гранитного» и «базальтового» слоев. Однако, достоверность этих данных не очень высока из-за недостаточной изученности региона глубинными геофизическими методами. Вопросы эти планируются хотя бы частично осветить в данной работе.

Такова краткая геологическая характеристика территории по обрамлению Восточного сектора Чёрного моря и Рионско-Куринской впадины, наблюдаемая на поверхности в обнажениях. Приведенные здесь, как априорные, данные используются для ориентации в геофизических исследованиях, перепроверки их умозрительных заключений и расширения глубинными информативными факторами. Что касается строения восточной акваториальной части Чёрного моря и Рионско-Куринской впадины, оно является целью тематики монографии и требует в региональном плане более детального геологического обзора.

2.1. Некоторые сведения о стратиграфии и тектонике Рионско-Куринской депрессии

Поисково-оценочная проблематика нефтегазоносности Рионско-Куринской впадины требует более детальных исходных геологических данных, что соответственно приводится ниже.

Обычно стратиграфическое описание осадочных образований региона принято начинать с самых древних пород. Они на площади Колхидской депрессии вскрыты в виде древних гранитоидов в скважинах (Чогнари №14-на 394 м; Аргвета №6-997 м; Варцихе №18-738 м; Мухиани №1-1240 м; Свири (Зестафони) №22-885 м; Сиктарва №9-1409 м; Молити -865 м), как факт существования таковых и не более. Петрографические, петрологические, петрофизические и возрастные определения по древним гранитоидам, к сожалению, не выполнены (по крайней мере мы не нашли), а на их основании должны были быть сделаны далеко идущие обобщения по ряду геологических и геофизических проблем. Поэтому соответствующую информацию о древних образованиях приходится находить в ближайших адекватных источниках. Так как эти скважины находятся недалеко от Дзирульского выступа фундамента и вскрытые ими породы, без сомнения, являются его продолжением на запад, вполне разумно заимствовать отсюда информацию, касающуюся этих древних образований, изученных достаточно хорошо на массиве (рис. 2.1). Хотя они находятся в

различных структурно напряженных условиях и могут отличаться вещественно-петрологическим составом и петрофизическим состоянием. Проверить правомерность последнего предположения возможно с помощью обратной связи, посредством геофизических полей. Основанием для такого предположения может служить множество факторов. Таким образом, при решении вопросов вещественно-петрологического состава и петрофизического состояния пород, вскрытых скважинами и Рионско-Куринской впадины, в целом аналогично следует проводить с таковыми Дзирульского выступа фундамента, где древние породы и формации приподняты от 450 до 875 м абсолютной высоты и обнажаются в ущельях рек Квирила, Дзирула, Чхеримела и их притоков. На этой территории проведены довольно детальные петрологические [31] и петрофизические исследования [32].

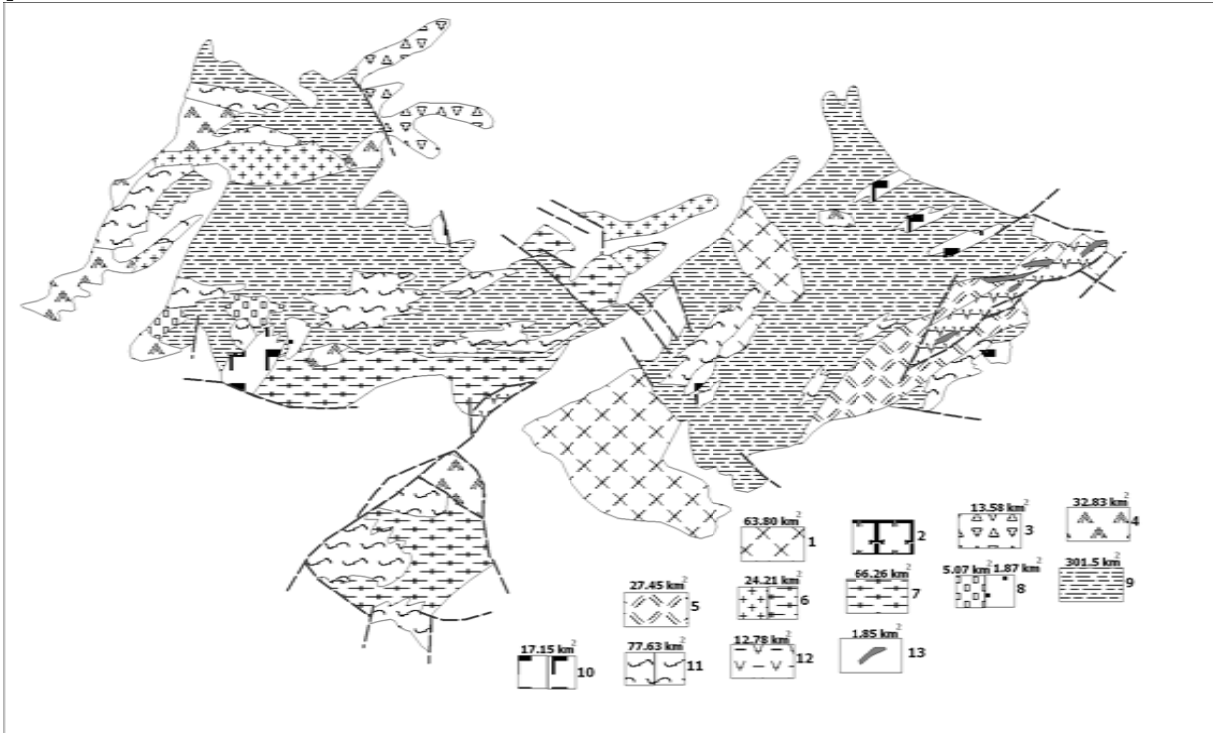


Рис.2.2. Геологическая схема Дзирульского кристаллического массива.

(По работе И.Гамкрелидзе, Д.Шенгелия [31], со значениями занимаемой ими площади, см. таблицу1).

1-гранитоиды (среднеюрские); 2-калишпатовые габбро («рикотиты» раннеюрские); 3-вулканы риолитового состава (верхнепалеозойские); 4-микроклиновые граниты, аляскиты, аплиты и пегматиты (позднегерцинские); 5-рассланцованные (динамометаморфизованные) граниты и мигматиты (позднегерцинские); 6-позднегерцинский: а)порфиридные микроклиновые гранитоидны Рквийской интрузии; 7-микроклинизированные гранито-гнейсы и мигматиты—продукты позднегерцинской гранитизации различных догерцинских пород; 8-а)-интрузии плагиогранит-гранитной серии (массивных «кварцевых диоритов») в ущелье рек Квирила и Мачарула (позднебайкальские?), б)габбро-диориты-кварцитовые диориты ущелий рр. Гезула и Дедаберисцкали и с.Цхетисджвари, дайки рассланцованных диабазов (познедокембрийские?); 9-кварцево-диоритовые ортогнейсы (байкальские); 10-метаморфиты (габбро, габбродиориты, габброамфиболиты): а)докембрийские, б)кембрийские (?); 11-докембрийский гнейсово-мигматитовый комплекс: а)кристаллические сланцы, б)кордиеритовые плагиогнейсы и плагиомигматиты; 12- метавулканогенно-филлитовый комплекс (кембрийско-среднепалеозойский террейн).

Дзирульский массив представляет собой довольно крупный выступ доальпийского кристаллического фундамента в центральной части Закавказской межгорной впадины, который вместе со своим пересеченным высоко-плоскогорным рельефом является водоразделом между бассейнами западнее и восточнее от него расположенных рек (рис.2.2).

Выступ фундамента представлен двумя геологическими телами: одним - большой, сложной конфигурации и вторым – малой, прямоугольной формы, общей площадью на выходах 645.3 км² (рис.2.2). Массив кратко, по существу, можно охарактеризовать как магматогенно-метаморфическое эндогенное образование. Такое определение может быть достаточно для интерпретации некоторых геофизических данных, но мало для характеристики петрографо-петрологического состава,

петрофизического состояния, генезиса самого массива и складчатого основания древнепалеозойского микро континента Рионско-Куринской впадины. В геологическом отношении массив представляет сложное гетерогенное строение, глубоко опускающееся, широко простирающееся и являющееся, некоторым образом, циклическим образованием. В этом плане Дзирульский массив рассматривают как образование догерцинского, раннегерцинского, среднегерцинского и позднегерцинского цикла происхождения [31, 90].

Для характеристики петролого-петрографического состава и физического состояния складчатого основания Рионско-Куринской впадины, а также его значения в развитии геологии региона, следует привести некоторые обзорные сведения.

Дзирульский массив известен своим разнообразным петрографическим-петрологическим составом, метаморфизмом и историей формирования. Он является обнаженной частью глубинного геологического тела, изменившего за последние 40-45 лет несколько раз название: Грузинская глыба [А.И.Джанелидзе,1965], Закавказский срединный массив [Е.Милановский, В.Хаин,1963], Закавказский микроконтинент [В.Хаин, М.Ломизе, 1995]. Дзирульский массив является центральной частью Черноморско-Центрально-Закавказского террейна [31], образовавшегося после распада континентальной плиты высокого порядка перед заложением Альпийского складчатого пояса. Это событие произошло на Кавказе, вероятно, во время каледонско-герцинской перестройки тектонического пояса Тетиса [П. Гамкрелидзе, 1966]. В этом выступе О.Д.Хуцишвили [90] различает догерцинский (байкальский), раннегерцинский и позднегерцинский комплексы пород.

2.1.1. Догерцинский цикл образования (докембрийский герцинско-мигматитовый комплекс) [31] объединяет наиболее древние образования Дзирульского выступа фундамента – кристаллические сланцы, амфиболиты и кварцево-диоритовые гнейсы (плагиогнейсы и плагиомигматиты), metabазиты второй генерации. Все они, как правило, пространственно тесно взаимосвязаны и развиты почти повсеместно, не образуя, однако, сплошных выходов или непрерывных поясов. Обычно они встречаются в виде останцев разной величины, чаще небольших (до нескольких десятков метров) или маленьких ксенолитов в герцинских гранитоидах. В настоящее время амфиболиты, кристаллические сланцы и кварцевые диоритовые гнейсы образуют что-то вроде реликтового остова, очевидно, не создающего в общей массе значительного эффекта в геофизических полях. Поэтому они не могут представлять единый геофизический горизонт раздела физических неоднородностей.

2.1.2. Кристаллические сланцы. В пределах Дзирульского выступа фундамента кристаллические сланцы встречаются весьма часто и обычно в виде ксенолитов в различных магматических породах или останцев (5-10 и до нескольких десятков метров) в метасоматически гранитизированной массе. По общей площади в «массиве» на долю кристаллических сланцев приходится незначительное место, участки их частями, «обрывками» занимают не менее 50% территории, охватываемой реками и их мелкими притоками. Из всех разновидностей кристаллических сланцев Дзирульского выступа основную массу составляют биотитовые кристаллические сланцы. Все другие разновидности, по-видимому, появились в результате метасоматических и метаморфических изменений последних (рис. 2.2, таблица 1).

Взаимоотношение кристаллических сланцев с другими породами фундамента, ввиду прогрессивного возрастания в последнем кварцплагиоклазового метаморфизма, сменяющегося сначала магматическими, а затем гнейсовидными кварцевыми диоритами, трудно установить. Часто с кристаллическими сланцами граничат гнейсовидные кварцевые диориты явно магматического происхождения. Большая часть кристаллических сланцев возникла за счет регионального прогрессивного метаморфизма исходных терригенно-осадочных пород в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Относительно возраста кристаллических сланцев существует два различных условия залегания: кристаллические сланцы, которые пространственно связаны с магматическими породами, считаются докембрийскими, а метаморфические сланцы (филлиты), развитые в крайне восточной части Дзирульского массива, считаются нижнепалеозойскими [31].

2.1.3. Амфиболиты. К этой группе отнесены древние по облику, рассланцованные и пространственно связанные с кристаллическими сланцами, основные породы, в которых следы структур исходных пород полностью уничтожены. Такие породы, хотя и преобладают над кристаллическими сланцами, но в относительно чистом виде встречаются редко, да и то в виде гранитоидных останцев различной величины или гранодиоритовых пород. Однако, судя по обилию ксенолитов в гранитоидах, они по занимаемому пространству должны намного превосходить близкие к ним по возрасту кристаллические сланцы. Таким образом, амфиболитизация представляла вещественный процесс, протекавший в особых термодинамических условиях, который испытали в древности базитовые породы. (петрофизика приведена в таблице 1).

Петрологи приходят к заключению, что амфиболиты возникли в результате интенсивного метаморфизма исходных интрузивных (пластовые тела) и эффузивных (лавы, пирокластиты) пород габбродитового состава, а амфиболосодержащие сланцы произошли путем диафтореза последних [О.Хуцишвили, 1991].

Считают, что плагиограниты и плагиомигматиты формировались в результате догранитного регионального метаморфизма, при котором в породе возникают кварц, плагиоклаз, биотит. В более позднее время они подверглись процессам байкальского регионального метаморфизма с образованием андалузита, мусковита, а также позднегерцинской гранитизации [31].

2.1.4. Кварцево-диоритовые (пара) гнейсы - плагиогнейсы (ортогнейсы) [31]. В эту группу входят породы, возникшие путем перекристаллизации и перераспределения первичного минерального вещества, материнских вулканогенно-осадочных пород в результате прогрессивного метаморфизма, протекающего в условиях амфиболитовой фации. Выделяются разновидности гнейсов по содержанию сопутствующих минералов (гранат-силлиманит и др.индексов), повторяющих разновидности кристаллических сланцев. В гнейсах, как и в кристаллических сланцах в виде аксессуарных минералов содержатся слюды, в которых преобладает биотитовое содержание. Кроме приведенного представления О.Хуцишвили [90] о генезисе кварцево-диоритовых гнейсов, имеются и другие. И.Гамкрелидзе и Д.Шенгелия [31] считают, что «эти породы являются заведомо догерцинскими, так как испытывали метаморфизм и разгнейсование до внедрения в них пород плагиогранит-гранитовой серии, имеющих догерцинский (позднебайкальский) возраст.

2.1.5. Метаморфические сланцы. На Дзирульском выступе фундамента «свита метаморфических сланцев» занимает особое место. Они обнажаются узкой 1-1.5км полосой ЮЗ-СВ направления в бассейнах рек Чорчана и Лопанис-Цкали. Этот участок исследован многими геологами; результаты этих исследований детально анализируется О. Хуцишвили, который по тем же вопросам дает свою концепцию. Он описал обнажения по маршрутам Лопанисцкали, Рцхилбогира и Чератхеви, по которым даются некоторые заключения.

По разрезу Лопанисцкали в сложном геологическом строении приводятся описания главнейших древних пород: 1)«пятнистые» сланцы гранито-двухслюдянистые, двухслюдяно-хлоритовые; 2)собственно филлиты серицит-хлоритовые, глинисто-графит-серицитовые, графит-серицитовые и 3)слабометаморфизованные вулканогенно-осадочные образования полимиктового состава – Чешурская свита. Эти вулканогены по целому ряду признаков верхнеордовикские кислые метавулканиды.

Из двух остальных единиц по степени метаморфизма «пятнистые» сланцы выглядят явно древнее «собственно» филлитов или занимают его нижние горизонты. На тальковом Чорчанском месторождении наблюдается взаимное отношение слюдяной и филлитовой группы пород, где «пятнистые» и метаморфические породы несколько раз сменяют друг друга, образуя узкие антиформные и синформные складки.

Все указанные явления, с присутствием мелких линз и примазок серпентинитов, придают разрезу вид единой гигантской тектонической брекчии и дают все основания отнести всю совокупность – с различными по составу, генезису, возрасту и структуре образованиями – к категории тектонического меланжа.

Приведенная ассоциация метаосадочной формации пород по степени метаморфизма, занимаемого в разрезе места, и отчасти биостратиграфического уровня подразделяется на литостратиграфические единицы:

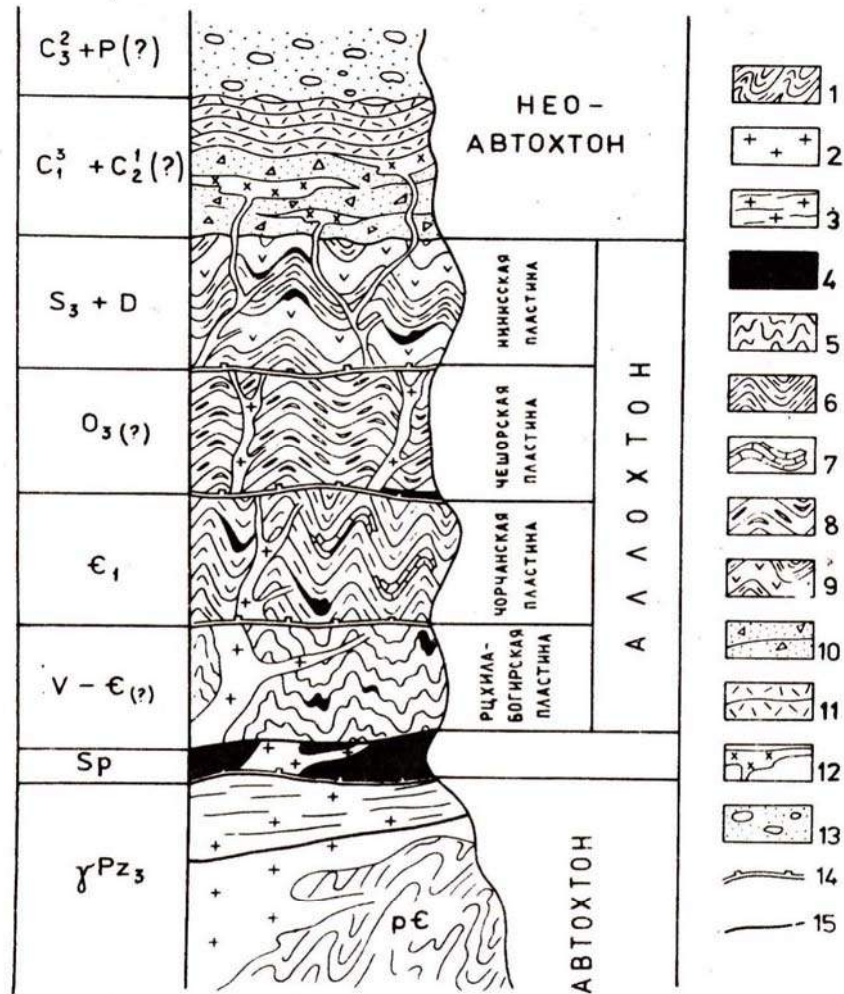
1.Наиболее древними образованиями принято считать кристаллические («пятнистые») сланцы, представленные биотитовыми, мусковитовыми, гранито-слюдяными сланцами, которые характеризуются высокотермобаро-парагенетическими минералами, что указывает на их принадлежность к эпидот-амфиболитовому метаморфизму, отнесенные к докембрийскому времени.

2.Следующая единица выше по литостратиграфическому уровню это - слабо метаморфизованные сланцы («собственно филлиты») - серицито-кварцевые; серицито-альбито-кварцевые; кварц-серицито-графитовые и глинисто-графитовые породы с включениями песчаных метасланцев и мраморизованных известняков. Эта ассоциация пород отвечает зеленосланцевой фации метаморфизма, датируемая ранним кембрием.

3.Третья группа пород представлена чередованием слабо метаморфизованных аспидных сланцев с амфиболитовыми и эпидот-амфиболитовыми сланцами. Выше их следует чередование амфиболитовых и хлорито-амфиболитовых сланцев поздне ордовикского времени.

4.«Зеленые сланцы» объединяют хлорито-эпидот-амфиболовые сланцы, мета-габбро-диабазы, метапорфириты и их метатифы с включениями пачек аспидных сланцев, содержащих среднепалеозойскую фауну.

По Чорчана-Уцлевским разрезам немного иная концепция дается в работе [31], где приводится другая версия о происхождении и формировании этих необычных включений позднегерцинских гранитоидов. В частности, подчеркивается наличие «реликтов офиолитовой ассоциации (серпентиниты, metabазиты,) докембрийско-палеозойского возраста, принадлежащих деплетированной верхней мантии, а также к второму и третьему слоям океанской коры Палеотетиса». Кроме того, сделано не менее важное заключение о том, «что все эти породы до внедрения герцинских гранитоидов испытали тектоническое перемещение». «Их шарьирование, видимо, связано с позднебретонской (саурской) фазой складчатости».



1,2 - автохтон: 1 - метаморфиты фундамента, 2 - гранитоиды фундамента; 3 - рассланцованные граниты (милониты); 4-8 - аллохтон: 4 - серпентиниты, 5 - слюдяные, двуслюдяные, гранатовые и хлоритоид-гранатовые сланцы ("пятнистые сланцы"), 6 - кварц-серпентитовые, кварц-серпентит-хлоритовые, серпентит-хлоритовые, графитовые, аспидные сланцы, песчанистые метасланцы, кварциты ("филиты"); 7 - мраморизованные известняки, 8 - сильно динамометаморфизованные вулканиты риолитового состава (чешорская свита); 9 - актинолитовые сланцы, рассланцованные метагаббро-диабазы, метаморфиты, основные туфы(?); 10-13 - неавтохтон (чиатурская кварцпорфировая свита): 10 - кварцпорфировые туфолавы, 11 - кварцпорфировые туфы, 12 - секущие и пластовые тела кварцпорфиров, 13 - метаконгломераты, метагравелиты, метапесчаники; 14 - поверхности аллохтонных пластин; 15 - разрывы

Рис.2.3.Стратиграфическая колонка или последовательность размещения аллохтонных пластин Чорчано-Уцлевской полосы [90].

Таким образом, в работе О. Хуцишвили [90] в отношении приведенного комплекса ассоциаций пород, помимо их петрографо-петрологической характеристики в теоретическом плане, рассмотрены

вопросы прикладного характера и их стратиграфическая последовательность. Для каждой возрастной последовательности определен возрастной уровень. В данной геологической обстановке каждая из них является необычной и тектонической природой происхождения. Каждая из них представляется тектонической пластиной и занимает определенное место в стратиграфической шкале (рис.2.3).

В отношении первоначальной природы происхождения этих ассоциаций пород на основании офиолитового подобия, хотя и не содержащих радоларитовых океанических признаков и являющихся необходимой составной частью чистых офиолитов, они приравниваются к океаническому типу происхождения. Ассоциация пород Чорчана-Уцлевской полосы в графическом виде представлена на рис.2.3.

2.1.6.Образования герцинского тектоно-магматического цикла. Эти образования в строении Дзирульского выступа фундамента занимают ведущее место и представлены многообразнее и полнее остальных. Среди них выделяются, прежде всего, две возрастные группы: габброидные породы, которые выражают основной магматизм раннегерцинского этапа (стадии растяжения) и герцинский гранитоидный комплекс с преобладающим развитием фундамента, представленный породами кварцево-диоритового состава. Наконец немаловажно отметить микроклиновые гранитоиды и вулканические образования риолит-дацитового состава, относящиеся к позднегерцинскому ортогенетическому этапу развития.

2.1.6.1.Герцинский базитовый комплекс. В Дзирульском выступе фундамента породы основного состава занимают особое положение, уступая по масштабам развития гранитоидам поздне-среднепалеозойского и раннегерцинского возраста, и играют весьма важную роль в установлении последовательности формирования последних, а также возрастных и генетических взаимоотношений почти всех пород фундамента. К этому комплексу пород относятся габбро, габброиды и габбро-диориты.

По вопросам петрологии и генезиса пород, составляющих Дзирульский выступ фундамента, имеется солидное количество работ. В них основные представленные породы относятся к герцинскому базитовому комплексу. Их возраст устанавливается по их взаимоотношению с разновозрастными герцинскими гранитоидами. Таким образом, в герцинском базитовом комплексе с некоторой долей условности можно выделить две возрастные группы пород: докварцево-диоритовую – раннегерцинскую и поздне-кварцево-диоритовую или позднегерцинскую.

Данная группа пород достаточно развита. Их объединяют крупные выходы габброидов, которые разгнейсованы согласно с их содержащими гранодиоритами, испытавшими различный и неоднократный физико-химический метаморфизм, испещренные аплиты-пегматитовыми процессами до полной их гранитизации.

На Дзирульском выступе фундамента габбро-амфиболитовые массивы сложены на участках, где развиты разнообразные гибридные породы. Они возникли в результате интрузивного и метасоматического воздействия гранитной магмы на исходную базитовую среду, представляющую крупные останцы в гранитоидах.

2.1.6.2.Проблема базитового субстрата. Тот факт, что Дзирульский выступ фундамента представляет собой гетерогенное магматогенное и метаморфическое образование, притом многоцикличное, сформированное в течение всего палеозоя, не вызывает сомнения. Однако проблематичным является то, какая часть из состава пород является доминирующей в общем объеме выступа фундамента и определяющей его общую петрофизическую природу в пространстве и во времени. Эти характеристики весьма важны для интерпретации геофизических полей при исследовании складчатого основания, находящегося на закрытых территориях под мезо-кайнозойским осадочным покровом.

Вместе с тем, эти характеристики проблематичны и связаны со многими неопределенностями. Тем не менее, эти вопросы нами рассматриваются. От решения этих вопросов во многом зависит правильное представление о качественных и количественных соотношениях (догранитоидных) пород субстрата.

На Дзирульском выступе фундамента обращает на себя внимание, так называемые, «смешанные породы» - крупные останцы габброидов среди кварцево-диоритовых пород, играющие важную роль в строении массива. Наличие огромного количества крупных останцев и разной величины ксенолитов, габбро-амфиболитов и метагаббро-диабазов в гранитоидных породах несомненно свидетельствует о весьма значительной роли базитов в строении «догранитоидного» субстрата Дзирульского выступа фундамента.

Мнения о роли и масштабности развития древних базитовых пород в фундаменте различны. Одни предполагают повсеместное преобразование габброидов в кварцевые диориты под

воздействием гранитной массы и связанных с ней процессов [П.Киласония, 1952г.]. Этой точке зрения противостоит представление о плагиогранитизации исходных базитовых пород.

Таким образом, в обоих случаях речь идет о преобразовании базитов и метабазитов в кварцевые диориты, но в результате различных процессов – в одном случае от воздействия гранитоидной магмы, в другом – кремнево-натриевого метасоматоза.

Согласно О. Хуцишвили [90] гранитизация древних пород на Дзирульском выступе фундамента давно известна, известно также об изменении габброидов, метабазитов и подобных им пород. Однако, главное, масштабность распространения древних догерцинских базитовых образований, измененных гранитизацией и метаморфизмом, которые наряду с кристаллическими сланцами и парагнейсами (ортогнейсы?) могут быть положены в основу постпалеозойского осадочного покрова. Трудно полагать, что никакого догерцинского цикла тектономагматических процессов не было, и только в герцинском периоде произошла базификация по всему региону, а позже эти процессы заменились гранитизацией метасоматизмом. Такая гипотеза не имеет под собой конкретных фактов.

В той же работе отмечено, что «в пределах Дзирульского выступа фундамента масштабы развития пород, возникших на основе исходного базитового материала в результате тех или иных метаморфических преобразований, весьма внушительны»

Это свидетельствует о ведущей роли пород габброидного состава Дзирульского выступа фундамента. Вероятно, сходные количественные соотношения для древних образований фундамента подразумевал и Г.М. Заридзе (1953г.), предполагая «заложение палеозойского геосинклинального пояса Кавказа на базитовом субстрате».

2.1.6.3. Герцинский гранитоидный комплекс. Породы гранитоидного ряда составляют подавляющую часть Дзирульского выступа фундамента, содержащего два типа пород: а) кварцево-диоритовые гнейсы, образованные за счет метаморфизма догерцинского базитового субстрата и б) гнейсовидные кварцевые диориты, породы герцинского тектономагматического цикла происхождения. Установлено, что основой древнего фундамента являются два типа пород магматического и метаморфического происхождения с различным включением ксенолитов более древних пород базитового состава.

Граниты. К ним относятся граниты с нормальным содержанием калий шпатов. С точки зрения генезиса важно выделить их магматические и метасоматические разновидности.

Магматические. В эту группу входят рквийские и им подобные граниты, представленные телами различной формы и средней величины (до 10 км²), выступающих в обнажениях рек: Дзирула, Чхеримела, Квирила и их притоков. Занимаемая ими площадь составляет 70-80 км². В состав их входят кварц, плагиоклаз, калий, шпат, мусковит и хлорит. Они характеризуются идиоморфной кристаллизацией, происходящей при средней температуре 550°С.

На Дзирульском выступе фундамента широко развиты граниты метасоматического происхождения. К ним относятся граниты, которые по минералогическому составу отвечают нормальным гранитам, а по внешнему виду трудноотличимы от гранитов магматического генезиса Большого Кавказа. Полагают, что под микроскопом различие между породами различного генезиса явственно не наблюдается. Метаморфические граниты содержат останцы метаморфических сланцев, которые инъецированы лейкократовым материалом. И все-таки, критерием для различия метасоматических и магматических гранитов является морфология их калиево-натриевых полевых шпатов.

Вместе с тем, следует отметить, что аномальный эффект в геофизических полях гранитовых требует объяснения.

Метасоматические граниты в большей степени должны характеризоваться пониженными петрофизическими свойствами ($\sigma=2.55 \text{ г/м}^3$, $V=5.4 \text{ км/с}$) и поэтому они не могут создавать высокие геофизические поля.

Мигматиты, широко распространенные на Дзирульском выступе фундамента и связанные с тектоническими напряженными участками, заполняют трещины и мелкие разрывные нарушения. Однако, из-за малости занимаемого объема, они не могут изменять ситуацию в геофизических полях.

2.1.6.4. Позднерцинский комплекс развит на крайнем северо-западе Дзирульского выступа фундамента и представлен чередованием светло-коричневых кварцпорфировых, альбитофировых лавовых покровов, туфолав и туфов, именуемых Чиатурской кварцпорфировой толщей [Ш.Адамия, 1984]. В этой толще преобладают лавовые покровы и туфолавы над пирокластолитами. Последние содержат обломки различного размера инородных пород древнего фундамента. Эта толща

достаточно интенсивно складчата. Мощность этого образования на Дзирульском выступе равна 800-900 м.

Позднегерцинский комплекс в составе светло-коричневых кварцпорфировых и альбитофировых лавовых покровов, туфов и туфолав, именуемых Чиатурской кварцпорфировой толщей, обнажен в окрестности г. Чиатуры в ущельях р. Квирила и ее ближайших мелких притоков. Этот комплекс на Дзирульском выступе древнего фундамента не имеет широкого распространения по площади и не может быть серьезно представлен в геофизических полях ввиду малого объемного простирания, хотя по мощности, насчитывающей 0.8-0.9 км, его нельзя считать малым. Однако, интерес представляет то, что «Чиатурская кварцпорфировая толща является типичным орогенетическим комплексом, а именно вулканической молассой герцинского цикла» [90], завершающей особо интенсивную седIMENTационно-тектоническую палеозойскую эпоху, где должна проходить граница петрофизических неоднородностей, а следовательно, и геофизических полей.

2.1.6.5. Структура и тектоника древнего складчатого фундамента. Знание выше отмеченных факторов и взаимоотношение их с осадочным чехлом, расположенным на фундаменте, весьма важно с точки зрения решения геофизических (сейсмических) обратных задач. Сами по себе эти вопросы есть решение природы самого древнего фундамента складчатого основания. Вместе с тем, можно поставить дополнительные вопросы, знание которых априори необходимо при проведении полевых работ и интерпретации их результатов:

1. Наличие элементов первичной складчатости древних образований фундамента.
2. Участие древних образований в последующих процессах (этапах) тектогенеза.
3. Совпадение границ раздела физических неоднородностей и плоскостей раздела геологических тел.
4. Интерес представляет установление в древних образованиях соотношения границ раздела физических неоднородностей с морфологической поверхностью или, возможно, плоскостью слоев осадочных горизонтов.
5. Выходы на поверхность фундамента представляют гетерогенную массу, сложенную из различных пород, различного генезиса магматогенного, метаморфического (парагенетического) происхождения и величин останцев. Проблемой является, каковы эти объекты исследований по простиранию – по площади и в глубину.

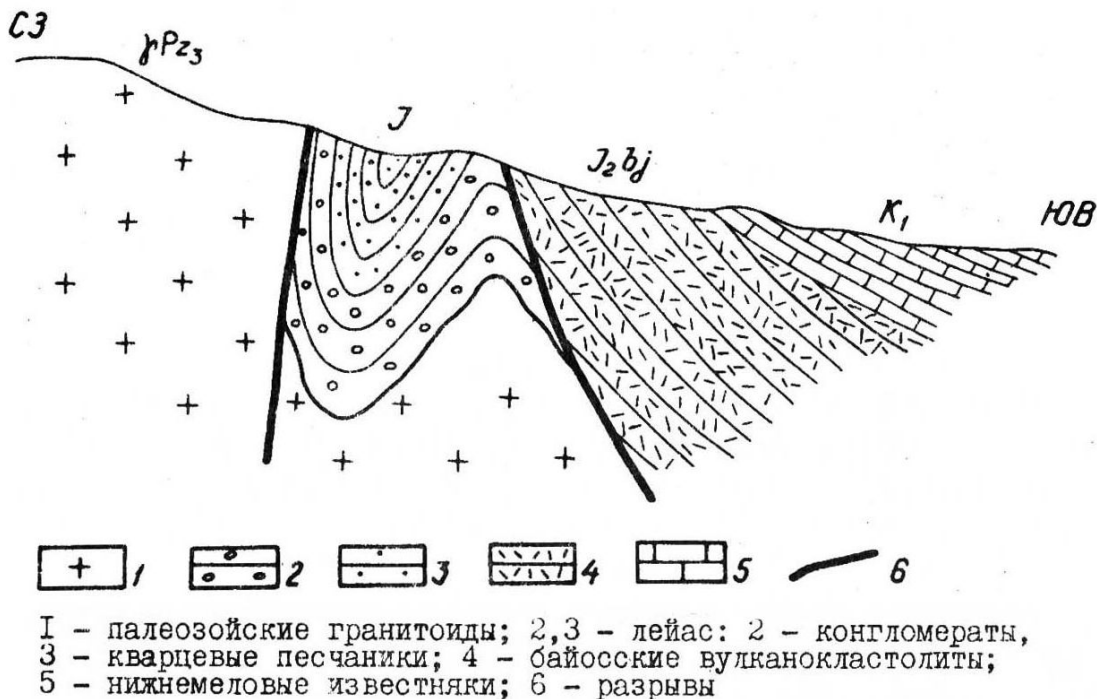
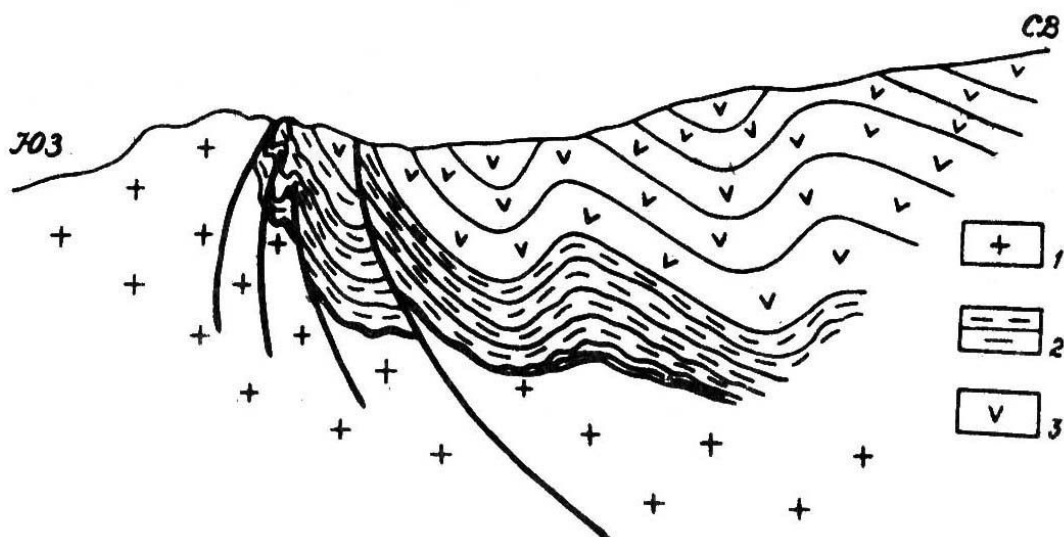


Рис.2.4. Взаимоотношение пород осадочного чехла и фундамента на водоразделе рр. Орхеви и Шуагеле (истоки р.Сурамула) [90].



1 – палеозойские гранитоиды; 2 – глинистые сланцы лейаса; 3 – вулканогенные образования байоса

Рис.2.5. Взаимоотношения пород фундамента и осадочного чехла на СВ крае Дзирульского выступа. Окрестности с.Джвари [90].

Поставленные здесь вопросы частично решаются полевыми геолого-геофизическими работами, другая часть – камеральным способом геофизической интерпретации. Первая часть достаточно детально рассмотрена в работе О.Д. Хуцишвили [90], однако полного ответа им не получено. Нет данных первичной тектоники, слишком переработана масса пород и первичные структурные элементы не прослеживаются. К примеру, участие древних активных образований в процессе смятия и в последующих процессах складчатости нельзя определить достоверно по приведенным рисункам (рис. 2.4 и 2.5). Здесь древние породы, похоже, не смяты, а подогнаны разломами к складчатости осадочного покрова. Значит, этот вопрос также остается открытым.

Что касается осадочного чехла, он в результате складкообразования получает над фундаментом различную структурную форму и характер, в том числе и по интенсивности, и в значительной своей части как бы скользит над фундаментом. Геологическая характеристика Дзирульского массива в достаточной для данной темы степени была приведена выше, но нельзя обойти и вопросы его петрофизической характеристики, которая будет выполнена ниже в специальной главе.

2.2. Обзор стратиграфии осадочного покрова

2.2.1. Юрские отложения.

Отложения нижней юры – J_1 в пределах Колхидской впадины нигде не обнажены и не вскрыты бурением. Они обнажаются в пределах Южного склона Б.Кавказа и на перифериях Дзирульскогo выступа. На Южном склоне Б.Кавказа нижнеюрские отложения представлены однообразной (до 3 км) флишоидной песчано-сланцевой серией пород. С аналогичной литофацией, но со значительно меньшей мощностью эта серия пород должна распространяться в предгорной части Южного склона и частично на глубине в Закавказской межгорной впадине микроконтинента.

В пределах Колхидской низменности следует ожидать отложений, аналогичных южной периферии Дзирульского выступа, которые представлены там песчано-конгломератово-глинистыми и карбонатными образованиями нижней юры мощностью около 1000 м.

В Картлийской депрессии нижнеюрские отложения обнажаются на северном борту в ущельи р.Ксани у с. Коринта и прослеживаются на этой широте на восток до р.Арагви, а на западе до р.Лехуры с.Армази они представлены фацией южного склона: мощной толщей темно-серых, местами черных, глинистых сланцев с прослоями светлых разноцветных песчаников. В центре депрессии существование этого горизонта скважинами не вскрыто, и оно там не предполагается.

Средняя юра – J_2b_j в Колхиде начинается байосскими отложениями. Она широко распространена на Южном склоне Б.Кавказа и в пределах Окрибского и Дзирульского поднятий. Байосские отложения на Южном склоне и в Окрибе делятся на лихетскую, ончеишскую и

бзиаурскую свиты [Е.К.Вахания, 1976]. В Колхиде ближе всего эти отложения, выступают на южной периферии Дзирульского выступа от г.Зестафони до с.Сурами в составе туфов и туфобрекчий альбитовых порфиритов, которые вверх по разрезу сменяются туфобрекчиями, алевролитами и песчаниками. На Дзируле они несогласно залегают на подстилающих породах вплоть до кристаллических образований выступа. Мощность их достигает около 1800 м. Очевидно, они должны распространяться и в Колхиде. Кстати, они вскрыты Самтредской скв. № 1- в интервале 2835-3045 м и скв. Парцханаканеби № 1, где они представлены порфиритами и кварцевыми альбитофирами. В Куринской депрессии байосские отложения прослеживаются на северном борту в скважинах и обнажениях, в аналогичных выше описанным фациям.

Батские регрессивные отложения, фрагментами встречаются в Окрибе, а в Колхиде они еще не вскрыты. В восточной депрессии, в этом плане, наблюдается аналогичная обстановка.

Верхняя юра – J₃. В пределах разведочных площадей Сатанджо, Зугдиди, Цаиши, Квалони, Чаладиди, Сагвамичао и Чохатаури-Дзимити наиболее древними из вскрытых скважинами отложений являются верхнеюрские вулканогенно-терригенные и соленосные отложения. Залегающая в их верхах эвапорит-терригенная толща сложена ангидритами и галитами с прослойками известняков и глин мощностью 255-620 м. Эти породы подстилаются 30-40 метровой пачкой чередующихся тонких пластов доломитовых известняков, пестроцветных глин и ангидритов. Под ними идут покровы базальтов с пачками пестроцветных глин, алевролитов и песчаников, которые выделяются под названием туфогенной толщи верхней юры мощностью около 2000 м. На этих участках разведочные глубокие скважины не вышли из названных образований (в скв. 5 – Цаиши не вскрытая полностью мощность равна 2280 м), а на прилегающих площадях скважины не дошли до глубины их залегания. Все это наводит на мысль, что верхнеюрские вулканогены, названного основного состава, имеют большую мощность и более широкое распространение в Колхиде и прилегающей акватории Чёрного моря.

Отложения этого возраста в восточной депрессии обнажаются в Ксанском ущелье на горе Лорцома и в районе с. Араниси Душетского района. Во всех разрезах они представлены массивными известняками.

2.2.2. Меловые отложения.

Меловые отложения Колхидской впадины подразделяются на три части. Нижняя часть сложена неоком-аптскими карбонатными отложениями, средняя – альб-сеноманскими вулканогенно-мергелисто-терригенными породами, а верхняя – турон-датскими карбонатными образованиями. Такое подразделение по геофизическим данным неприемлемо, поскольку границы физических неоднородностей приурочены к верхнему мелу и верхней части аптского горизонта, и по этим геолого-геофизическим признакам трудно обстоит дело с расчленением отложений на ярусы, но все же условно это делают [Вахания Е.К., Зиракадзе М.И.].

Нижний мел (K₁). Меловые отложения в западной Грузии начинаются берриасским ярусом и трансгрессивно залегают на подстилающих образованиях юры.

Валанжин-готеривские отложения мощностью 160-300 м вскрыты во всех скважинах поисково-разведочных площадей и представлены криптокристаллическими, оолитовыми и окремненными известняками.

Отложения баррема представлены известняками и доломитами в низах разреза и глинистыми известняками в верхах мощностью 600-840 м. **Аптские отложения** представлены кристаллическими, оолитовыми, пелитоморфными и органогенными известняками и мергелями мощностью 140-230 м. На юго-восточном склоне Дзирульского массива нижний мел представлен органогенными известняками, доломитами неокома, известняками баррема, мергелями апта и песчаниками альба. В Кахетии нижний мел представлен флишевой фацией.

Верхний мел (K₂). Поскольку альб не выделяется от сеномана, вместе они относятся к верхнему мелу и представлены вулканогенными и глинисто-мергелистыми отложениями, вскрытыми во всех глубоких скважинах Колхидской впадины и её предгорных прогибов. В пределах Цаиши-Сагвамичао происходит незначительное замещение вулканогенной фацией, а в районах Леса и Гурии альб-сеноманские отложения представлены вулканогенной фацией основных пород умеренно. Мощность их изменчива: 384 м (скв. 1-Зугдиди) и 810 м (скв. 18 Чаладиди), на Лесской площади вулканогены достигают 930 м (скв.1-Леса).

Турон-даний. Отложения этих ярусов вскрыты скважинами на всех поисково-разведочных площадях Западной Грузии; они также обнажены в бортовых частях Колхиды. Эти отложения, общей мощностью 170-360 м, представлены разноцветными, пелитоморфными, порой кристаллическими, кремнистыми известняками и по этим признакам подразделяются на три части, в геофизических же

полях они раздельно не воспринимаются. На юго-восточном склоне Дзирульского массива верхний мел непрерывно продолжает нижний мел в составе желтовато-зеленых песчаников сеномана, серых и красных известняков турон – сенона мощностью 450 м. В Кахетии эти горизонты представлены карбонатным флишем.

2.2.3. Третичные отложения.

Палеогеновые отложения в Колхидской впадине и ее предгорных прогибах представлены полным стратиграфическим составом маломощными песчано-глинистыми и мергельными образованиями, а в Аджаро-Имеретинском предгорном прогибе – сравнительно мощными мергельно-глинистыми, песчано-глинистыми и вулканогенно-осадочными образованиями.

Палеоцен-нижнеэоценовые отложения ($E_1-E_2^1$) в пределах территории наших исследований почти неразделимы, представлены пестроцветными глинами и мергелями с прослоями органогенных известняков в низах разреза. Мощность палеоцен-нижнеэоценовых отложений колеблется в пределах 30-337 м. Причем, их более мощные осадки развиты в прогибах северного предгорья Колхиды. В Гурии эти отложения не вскрыты.

Отложения палеоцена в бортовых частях межгорной впадины Восточной Грузии не обнажаются. По данным опорного бурения они отсутствуют и в центральной части впадины. Палеоцен-нижнеэоценовые отложения хорошо выражены в прилегающих к впадине зонах Триалетии и в пределах южного склона Б. Кавказа.

Среднеэоценовые отложения (E_2^2) представлены в пределах Колхиды и ее северных предгорных прогибах маломощными (десятьки метров) пестроцветными глинами и мергелями и вскрыты в скважинах на различной глубине.

В Аджарии и Гурии средний эоцен представлен мощными (более 5000 м) вулканогенно-терригенными образованиями, залегающими согласно на палеоцен-нижнеэоценовых отложениях. На северной периферийной части Гурии среднеэоценовые отложения несогласно ложатся на разные горизонты верхнемеловых отложений.

По литологическим особенностям вулканогенные образования среднего эоцена подразделяются [М.И.Зиракадзе, 1985] снизу-вверх на три свиты: 1)зекарскую слоистую туфогенную, 2)кинтришскую массивную туфогенную и 3)бурнатскую свиту трахитовых туфов и слоистых вулканогенно-терригенных пород. Полностью они вскрыты в Чохатаурской депрессии скв. №1 под верхнеэоценовыми отложениями в интервале 1474-4094 м.

В межгорной впадине Восточной Грузии отложения среднего эоцена обнажаются на северном борту между реками Меджудой и Арагви, где они представлены толстослоистыми песчаниками, песчанистыми известняками и мергелями, содержащими нуммулиты. В области Триалети к среднему эоцену относится мощная (3500 м) толща вулканогенно-терригенных образований. В низах они представлены чередованием глинистых сланцев, мергелей и битуминозных глин. На этих горизонтах согласно налегают туфобрекчии с прослойками глыбовых конгломератов (запутанного напластования), в которых встречаются в виде внутрiformационного покрова андезито-базальты.

Верхний эоцен (E_2^3). Отложения верхнего эоцена обнажены в обрамлении северных предгорных прогибов Колхиды и вскрыты скважинами на некоторых ее поисково-разведочных площадях.

В скв. №1 Моква в интервале 1954-1959 м верхнеэоценовые отложения представлены маломощными глино-мергельными породами. В предгорьях Аджаро-Имеретинского хребта эти осадки подразделяются на лиролеписовый и фораминиферовый горизонты мощностью превышающей 100-300 м. В пределах Чохатаурской депрессии эти осадки вскрыты скважинами.

В Картлийской депрессии эти отложения прослеживаются от с.Ванати до южного борта депрессии и Кахетинского хребта. Здесь эти отложения трансгрессивно налегают на отложения верхнего мела вплоть до лейаса и содержат базальную формацию глыбовых брекчий (олистолитов). В этой полосе верхний эоцен представлен сланцеватыми глинами, песчаниками и мергелями мощностью 150-300 м. В Триалетской зоне верхний эоцен прослеживается вдоль р.Куры от с.Сурами до г.Тбилиси. В этих отложениях в нижней части можно наблюдать сланцеватые глины, мелкозернистые песчаники и зеленоватые туфопесчаники. В районе Тбилиси отложения верхнего эоцена фаунистически разделяются на две части: нижнюю битуминозную навтлугскую свиту мощностью 160 м и нуммулитовую тбилисскую свиту мощностью 1000 м.

Олигоцен-нижний миоцен ($E_3-N_1^1$, майкопская серия). Отложения майкопской серии обнажены в северных предгорных прогибах Колхиды, а также вскрыты скважинами в северной части ее впадины (скв. Хоби 1, Зугдиди 1 и 3, Гали 4 и др.). Наиболее полные разрезы этой свиты наблюдаются вдоль бортов северных прогибов Колхиды. В Квезанском разрезе в отложениях

майкопской свиты выделены хадумский, надхадумский, сакараульский и коцахурский горизонты общей мощности 500 м, сложенные мергелистыми некарбонатными и песчанистыми глинами. В окрестностях сёл Биа и Эки мощность майкопской свиты равна 350-300 м, а еще восточнее по р.Джуху возрастает до 750 м, в скважинах Очамчире, Моква и Тамыш она колеблется в пределах 380-555 м. Южнее Очамчиры мощность майкопской свиты уменьшается до 100 м (скв Хоби-1), а на площадях Квалони, Сагвамичао, Чаладиди, Кулеви и Леса эти отложения полностью выклиниваются.

В скважинах Земо-Натанеби майкоп глинистой фации мощностью 400 м вскрыт ниже глубин 3200 и 4000 м.

В полосе Зеда Вани, Тапакини и Хидари майкопская свита представлена некарбонатными глинами с редкими прослоями (до 0.8-1 м) мелко- и среднезернистых песчаников. Мощность осадков майкопской свиты в указанной полосе составляет около 600м. В сторону Колхидской впадины мощность свиты уменьшается до 40 м, причем в этом же направлении происходит фаціальное замещение глин песчаниками.

В восточной межгорной впадине майкопская свита характеризуется широким распространением на ее обоих бортах и представлена с характерной ей литофацией. Ее особенностью здесь является резкое изменение мощности по площади. Ее обычной мощностью считается 150-300 м, однако, в полосе Патардзеули и далее на восток – Малхазовка-Нацвал-цкали, Таур-Тапа, Чатма, майкопская свита представлена неполной мощностью. Зато в некоторых ближайших скважинах, например Накарала, мощность свиты достигает 1500 м. Все это должно быть учтено при анализе геофизических материалов.

Средний миоцен (N_1^2). Среднемиоценовые отложения распространены во всех предгорных прогибах Колхиды и вскрыты скважинами в северной периферийной ее части. Эти отложения обнажаются на северном борту и на Окрибском поднятии и вскрыты скважинами в Очамчире, Моква, Тамыш, Зугдиди и Гали. Они представлены, в основном, глинами с прослоями и пластами песчаников общей мощностью 500-1000 м.

Средний миоцен в Восточной Грузии представлен полностью всеми разделами, имеющими каждый свою литофаціальную особенность и мощность, редко превышающую 75м. Обнажается он на обоих бортах депрессии несколько различающимися породами литофаций, в целом с разноцветным глинисто-песчанистым составом с преобладанием глин. Чокрак отличается от прочих разделов трансгрессивным налеганием и содержанием в основании 1.5-2.0 м базальных конгломератов, а конкский горизонт в районе Малхазовка-Нацвал-цкали - отсутствием в глинах песчаников и появлением доломитизированных мергелей при мощности всего горизонта в 200 м.

Верхний миоцен (N_1^3 , сарматский ярус). Сарматские отложения обнажены в тех же прогибах, что и средний миоцен и вскрыты скважинами на участках: Тамыш, Моква, Очамчире и Гали, а также в периферийных частях Колхиды. В сарматском ярусе выделяются все три его подъяруса. Сарматские отложения в пределах площади Леса представлены конгломератами в основании, а выше глинами с прослоями песчаников, мощность от 90 до 285 м. В Восточной Грузии этот ярус распространен полным составом отделов и породами литофации, аналогичными Западной. Вместе с тем, здесь отмечаются иные четко отличающиеся друг от друга полосы развития – северная, западная, южная и центральная.

Нижний сармат ($N_1^3S_1$) представлен глинами с редкими прослоями песчаников и белых плотных мергелей. В пределах упомянутых прогибов мощность нижнесарматских отложений равна 200-530 м., а к северу уменьшается до 100 м. К западу появляются конгломераты, которые несогласно залегают на подстилающие отложения.

В Моквинской скважине эти отложения представлены мощностью 410 м, где в низах (240 м) выступают конгломераты, а в верхах (160 м) – глины с прослоями конгломератов.

В окрестностях с.с.Зеда-Симонети, Дзеври и Чхари они представлены глинами с прослоями песчаников мощностью 300 м.

На восточном склоне Дзирульского массива этот отдел налегает трансгрессивно базальным конгломератом, перекрывая все горизонты до древних образований. В интервале р. Проне-Гори горизонт представлен мергелистыми глинами небольшой мощности, в районе Кавтисхеви отложения более известковистые, а в полосе рек Арагви-Иори через Мамкоди-Сацхениси он представлен, в основном, глинами с прослойками песчаников мощностью 120м.

Среднесарматские отложения ($N_1^3S_2$) на южном борту Гудаутского прогиба представлены глинами с богатой, характерной для данного возраста, фауной. В Моквинской скважине мощность этих осадков равна 480 м. К востоку их мощность уменьшается до 250-150м. В Мегрельском прогибе она равна 650-790 м и представлены они глинами и песчаниками с пачками конгломератов и с

прослоями мергелей и известняков. На южном борту Окрибского поднятия эти отложения мощностью до 200 м сложены глинами с прослоями песчаников.

В межгорной впадине Восточной Грузии отложения этого горизонта прослеживаются повсюду, однако, с различным литофациальным составом и мощностью. Различие заключается в изменении мощности и зернистости песчаников, известковистости глин, включением в некоторых разрезах оолитовых известняков, в восточной же части депрессии преобладает пестроцветный состав.

Верхнесарматские отложения ($N_1^3S_3$), залегающие в мульдах синклиналей сложены конгломератами и песчаниками. В верхах чередуются пачки песчаных глин. Мощность не превышает 100-150 м.

В пределах разведочных площадей сарматские отложения представлены, в основном, глинами с прослоями песчаников уменьшенной мощности, в отличие от прогибов.

В пределах Аджаро-Имеретинского прогиба в сарматском ярусе выделены все три его подъяруса, согласно залегающие на среднемиоценовых образованиях; а по бортам депрессии они несогласно ложатся вплоть до среднего эоцена.

В южной части Колхидской впадины, по данным скважин Леса, они несогласно налегают на разные горизонты нижнего эоцена (скв. № 11) и верхнего мела, вплоть до сеномана включительно (скв. № 1-Леса).

К верхнему сармату в Картлийской депрессии относится континентальная песчано-глинистая толща так называемой Нацхорской свиты с прослоями конгломератов. Обладая мощностью 1500-2500 м, она имеет широкое развитие по бокам отмеченной депрессии. Наиболее полный разрез Нацхорской свиты вскрыт в Громи-Бершуетской полосе, где она выдерживает характер литологического состава и ее мощность в скважине превышает 3000 м. На южном склоне Кахетинского хребта в Нацхорской свите выделяют две литологические разновидности, в петрофизическом отношении мало друг от друга отличающиеся. Но то, что в Южной Кахетии верхнесарматские отложения представлены двумя фациями – морской и пресноводно-континентальной, с точки зрения петрофизики, заслуживает внимания.

Плиоцен (N_2^1). Отложения плиоцена обнажены в пределах северного предгорья Колхиды и в Гурии на юге, а также вскрыты скважинами в Колхиде. Они здесь подразделяются на мэотисский, понтийский, киммерийский и куюльницкий ярусы, гурийские и чаудинские слои. Эти горизонты петрофизически близки друг к другу и не делимы в геофизических полях; они так и отражены в геофизических картах.

В Картлийской депрессии к нижнему плиоцену (мэотис-понт) относится толща пресноводных континентальных образований душетской свиты. В Гаре-Кахетии ей соответствуют конгломераты свиты Циви. Отмеченные континентальные образования представлены мощными пачками конгломератов с прослоями глин, суглинков и грубозернистых песчаников. К югу от Сагареджо-Какабетской полосы конгломераты замещаются пресноводно-континентальными глинисто-песчаными осадками ширакской свиты. Средний плиоцен в Восточной Грузии отмечается с перерывом. Верхний плиоцен начинается ачкагильской трансгрессией и представлен песчано-глинистыми осадками с прослоями конгломератов. Мощность отложений этого яруса по расчетам составляет 400-600 м.

В районах Поти и Чаладиди понтийские отложения представлены глинисто-песчаной фацией Малтаквы мощностью 500-550 м, а в пределах Лесской площади мощностью 300-400 м. В Сампредской скважине (инт. 300-530 м), понтийские отложения представлены конгломератами и песчаниками.

Киммерийские, куюльницкие, гурийские, чаудинские отложения обнажены в пределах Гудаутско-Центрально-Мегрельского и Аджаро-Имеретинского прогибов и вскрыты скважинами в Колхидской впадине. Они представлены песчано-глинистыми отложениями и охарактеризованы моллюсковой и остракодовой фауной. Суммарная мощность этих осадков в указанных выше прогибах составляет 200-300 м, а в пределах Колхидской впадины доходит до 800-1000 м.

Четвертичные отложения представлены морскими (Гурия, Абхазия) и речными террасовыми алювиально-элювиальными образованиями. Мощность четвертичных отложений в пределах Колхидской впадины, по данным скважин доходит до 500-600 м. В Восточной Грузии эти же отложения представлены в несколько иных литофациях, но меньшей мощности.

2.2.4. Тектоника.

Обзор тектоники в региональном плане по обрамлению Рионско-Куринской депрессии с Восточно-Черноморской впадиной приведен выше. В структурном отношении эту депрессию целесообразно представить в виде схемы распределения осей структур в плане (рис.8.1, см. гл. 8.). Она составлена нами упрощенно по аналогичным схемам, составленным по Западной Грузии

Вахания Е.К., Никурадзе Г.Н., Папава Д.Ю. и Сепашвили О.А [25], а по Восточной Грузии – Булейшвили Д.А [22].

Предложенная структурная схема дает некоторые представления о характере тектоники – интенсивности и направленности силы складкообразования, слабой дислоцированности, распределении брахи-складчатых структур, взаимном отношении с пограничными тектоническими зонами и т.д. Сведения об их глубинах получают с помощью глубокого бурения или региональной геологической съёмки. В частности, установлено, что территория, отображенная на рисунке, ограничена региональными, возможно, глубинного заложения разломами, с севера – Орхевским, трассируемым по южному склону Кахетинского хребта и далее через Душети, с.Эрцо до окрестностей г.Они. К западу эта граница проходит по периферии или северному крылу Рача-Лечхумской, Центрально-Мегрельской, Очамчире-Гудаутской депрессий или в этой части, но по южному крылу Гагрско-Мухурской флексурной структуры. Южная граница Рионско-Куринской депрессии также начинается тектоническим надвигом Аджаро-Имеретинского хребта, огибающим с юга Дзирульский массив, а далее к востоку проводится условно по северной периферии Аджаро-Триалетской зоны.

Вместе с тем, с точки зрения геофизической интерпретации, интерес представляет расчленение осадочного покрова по структурным этажам, которое (несмотря на то, что в Рионско-Куринской депрессии оно выполнено весьма условно) выглядит следующим образом: 1.ниже лейаса - доюрский кристаллический фундамент; 2.лейас-средняя юра; 3.отложения верхней юры, мела и нижнего палеогена слагают единый структурный этаж; 4.олигоцен-миоценовый этаж; 5.завершает миоценовый этаж, перекрытый четвертичными осадками.

Предполагают, что крупные структуры обоих знаков Рионско-Куринской депрессии находят, в какой-то степени, отражение в фундаменте в пликативной или блоковой форме структур; они представляют интерес также и в геофизических исследованиях.

В Колхиде имеются предпосылки существования складчатой деформации субстрата платформенной формы; с точки зрения геофизики она также не лишена интереса.

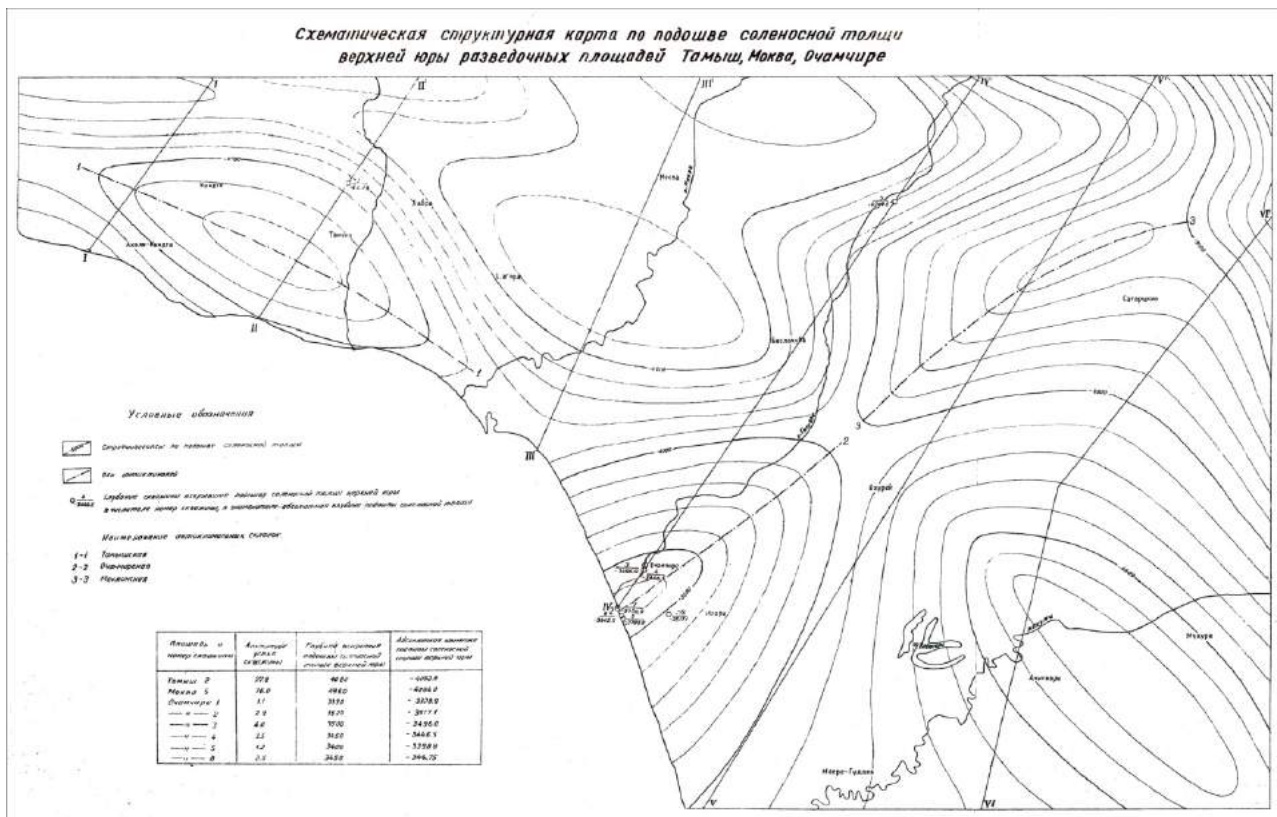


Рис.2.6. Структурная карта северо-западной площади Колхиды: по подошве олигоценных отложений (по М. Зиракадзе и др. [46])

В пределах межгорной депрессии платформенные складки характеризуются дисгармоничностью строения. Различают три вида дисгармоничности [25]. К первому относятся

антиклинали, сложенные жесткими литологическими горизонтами - известняками ургонской фации, грубообломочными горизонтами вулканогенов байоса и среднего эоцена, образующими складки более спокойной формы, чем флишевые, глинистые, глинисто-песчанистые фации различных стратиграфических единиц. Ко второй группе дисгармоничных антиклиналей относятся те, которые сформированы в однообразных по составу осадках в течение одной или ряда тектонических фаз. В таких антиклиналях наблюдается уменьшение дислоцированности с глубиной; они выполаживаются, теряют самостоятельность и переходят в широкие, выпуклые поднятия, например, в Южной Кахетии (Тарибани, Диди Гори, Кила-Купра и др.). К третьей группе дисгармонических антиклиналей относятся те, в которых с глубиной происходит увеличение интенсивности дислокаций. В Колхиде, в прибрежной части (Кулеви, Квалони, Чаладиди) структуры плиоцена оказались менее интенсивно дислоцированными, чем нижнепалеогеновые и меловые [70]. К особой генетической группе складок относятся диапировые антиклинальные структуры с выжиманием в ядре структуры пластичной глинистой толщи - Земо-Натанебская антиклиналь [70], в особенности на продолжении в морской части.

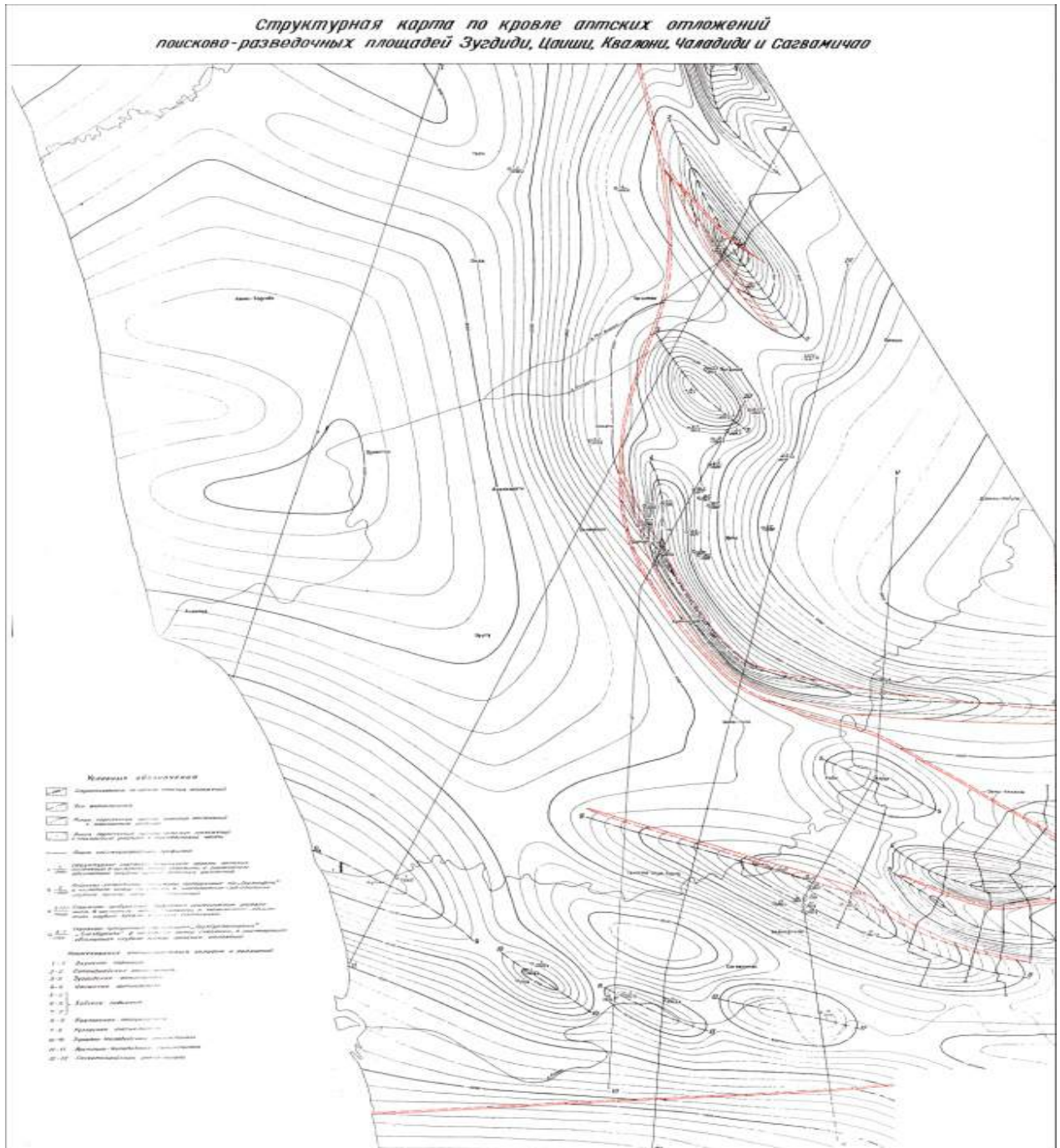


Рис.2.7. Структурная карта западной площади Колхиды: по кровле аптского яруса (по М. Зиракадзе и др.).

В пределах Восточной Грузии Куринская депрессия в отличие от Рионской характеризуется иными литофациальным составом и мощностью осадков, более интенсивной дислоцированностью складок и другим распределением их в плане. Эти признаки позволяют тектонически расчленить территорию на:

-зону южного склона Большого Кавказа, которая в части Алазанской депрессии представлена подзонами Алазанской долины и Кахетинского хребта;

-подзону восточного погружения Грузинской глыбы, Базалети-Ширакскую, выступов погребенных массивов и Кавтисхеви-Чатминскую промежуточную зону Аджаро-Триалетской зоны;

-зону Артвино-Болнисской глыбы, в которой выделяется Палантекянская подзона.

Эти подразделения хорошо выделяются в геофизических полях и при анализе результатов последних будут детально нами охарактеризованы.

На практике имеются попытки составления структурных карт в изоглубинах по данным поисково-разведочных скважин, редко распределенных на площади. Три такие схематические карты приведены на рисунках 2.6-2.8.



Рис.2.8. Структурная карта Чохатаури-Дзимитского участка по кровле среднего эоцена (по М.Зиракадзе и др.).

Они составлены на различных стратиграфических уровнях по геологическим и скважинным данным. Однако, выполнить аналогичную карту по всем стратиграфическим горизонтам, определяющим тектонику региона, к сожалению, невозможно по ряду причин.

Представленные здесь структурные схемы не дают полную картину, в виду ограниченности структурного строения по всей мощности и простираению перспективной площади осадочного слоя, что необходимо для оценки нефтегазоносности региона.

Структурные карты поисково-разведочной площади Колхиды и Гурийской депрессии, представленные на рисунках-схемах (рис.2.6-2.8), построены на разных маркирующих горизонтах и отображают различные тектонические картины – собственно Колхидскую (рис.2.6 и 2.7) и Гурийскую (рис.2.8), различающиеся интенсивностью и ориентацией складчатости и, по нашему представлению, хорошо вписывающиеся в общую региональную тектонику и по разделению на структурные этажи: олигоценовой, нижнемеловой, и среднепалеогеновой. Интерес представляет и то, как они будут соотноситься с аналогичными картами тех же горизонтов, составленных по сейсмическим данным ОГТ.

2.3. Нефтегазоносность¹

О реальном состоянии нефтегазоносности в недрах исследуемой нами территории можно говорить только в отношении континентальной части, где имеются некоторые выходы этого продукта на поверхность и, в основном, в глубоких скважинах где он вскрыт спорадически и на различных глубинах в различном физико-химическом состоянии – в виде жидкой нефти; полутвердой; с примазкой; пленкой с циркулирующим раствором; газообразном и пр. Да и то, об этом можно говорить лишь предположительно, с малой вероятностью, поскольку для выполнения такого акта недостаточно только перечисления подобных случайных событий без привлечения других немаловажных факторов, определяющих физико-химическую сущность, условия – генезис, подвижность нефтяных флюидов, оценку информативности каждого и совокупного события, которые в специальной литературе и хранилищах мы не находим в достаточной мере. Поэтому мы ограничиваемся приведением схемы выходов углеводородов на поверхность (рис.2.9) и кратким описанием фактически эксплуатируемых залежей нефти Колхиды и Восточной Грузии. По морской части аналогичных данных не имеется и предполагать их наличие не имеет смысла, хотя на временных разрезах, выполненных компанией «Anadarko» на морской площади, отмечаются признаки наличия жидкой нефти в отражающих породах.

На картограмме (рис.2.9.) представлено распределение источников нефтегазо-проявлений, наблюдаемых на поверхности и вскрытых в скважинах.

Из них особое значение для нас имеют те, что расположены в пределах площади нашего исследования или поблизости от нее, так как они представляют реальную информацию и могут приниматься во внимание при оценке перспектив исследований региона на нефть и газ. Источники углеводородов вдали от данной области могут иметь символическое значение при определении гипотетических перспектив и не более. Описывать их в отдельности не имеет смысла, они могут быть представлены совокупно. Тем не менее, такое обилие выходов нефтегазопроявлений, лишь немного уступающих таким площадям на Кавказе, какими являются Нижне Куринская и Прикаспийская низменности, производит внушительное впечатление и, естественно, возникает вопрос: хорошо это или плохо с точки зрения оценки перспектив нефтегазоносности региона!? Это, разумеется, один из главных вопросов, стоящих перед исследователями.

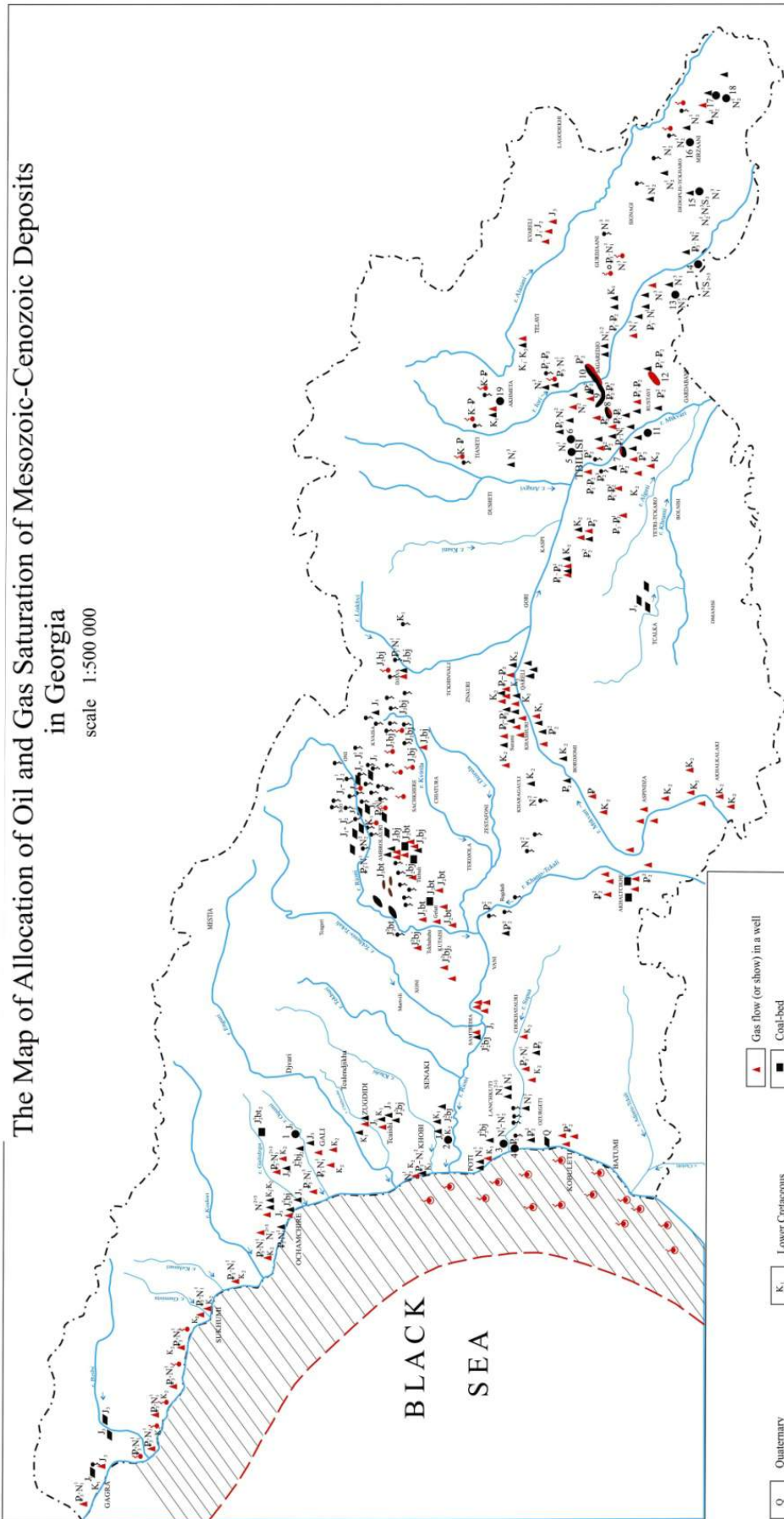
Нефтегазовые проявления в Западной Грузии, как на поверхности, так и зафиксированные в скважинах, приурочены к разным стратиграфическим горизонтам мезозоя и кайнозоя, от лейасовых до постплиоценовых включительно. По данным Зиракадзе М. Д. они концентрируются в Западной Грузии в пределах трех крупных тектонических единиц – Колхидской впадины, Гудаутско-Центрально-Мегрельского и Аджаро-Имеретинского предгорных прогибов Аджаро-Триалетской складчатой зоны. Нефтегазоносными являются терригенные, карбонатные и вулканогенно-осадочные образования.

На территории Западной Грузии открыто три месторождения нефти: Чаладидское, приуроченное к верхнемеловым известнякам, Супсинское и Шромисубани-Цкалцминдское, приуроченные соответственно к нижнесарматским и мэотисским отложениям.

¹Составлена по литературным данным [22, 25, 55, 70]

The Map of Allocation of Oil and Gas Saturation of Mesozoic-Cenozoic Deposits in Georgia

scale 1:500 000



Quaternary	Lower Cretaceous	Gas flow (or slow) in a well
O	K.	▲
Lower Pliocene	Upper Jurassic	Coal-bed
Ni	J.	■
Upper Miocene	Bathian stage	Shale oil
N'	Jb	▨
Middle Miocene	Bajocian stage	Viscous Bitumen
P. N'	Jb	▩
Oligocene-Lower Miocene	Lower Jurassic-Alenian stage	Ozokerite
P.	J.	▨
Middle Eocene	Oil surface coming out	Gas-hydrate concentration zone
P. P'	⚡	▨
Paleocene-Lower Eocene	Gas surface coming out	Methane separation from the bottom of Black Sea
K.	▲	⚡
Upper Cretaceous	Oil flow (or slow) in a well	Oil deposits
		●
		▨
		Gas deposits (or concentrate)
		▨

Oil deposits

- 1-Oqumi (A), 2-Chaladidi, (K), 3-Supat(N,S), 4-Shromisubani(N), 5-Norot(N), 6-Satskhevis(N), 7-Telet(F), 8-Southern Dome of Samgori(F), 9-Samgori-Panadzrent(F), 10-Ninosteminda(F), 11-Western Kusar(F), 12-Rusar(F), 13-Misare Anzveri(N), 14-Baidar(N, S), 15-Tarban(N, S), 16-Mirzani(N), 17-Patna-Shinap(N), 18-Azarab(N), 19-Bokani(Kap)

Gas reservoir

- 8-Southern Dome of Samgori(condensate-F), 9-Ninosteminda(condensate-F), 12-Rusar(F)

Рис.2.9. Схема проявления нефти и газа на поверхности и в скважинах на территории Грузии [по работам Вахания Д.Е, фонды «Грузнефти»].

Юрские отложения. В отложениях юры нефтегазопроявления, в основном, установлены вне Колхидского региона исследований. Из них самое близкое находится в с.Дзмуиси и связано с трещинами верхнебайосских песчано-сланцевых отложений (бзиаурская свита).

Здесь же нефтегазопроявления в виде высачивания жидкой нефти известны в сланцах батского яруса (К.С.Маслов,1940; Е.К.Вахания и Ш.К.Китовани, 1949). В кернях из некоторых скважин Шаорского месторождения угля в песчаниках бата наблюдались признаки жидкой нефти (Е.К.Вахания, 1976).

Нефтегазопроявления в порфиридах байоса зафиксированы в скважинах Сачхере и Ткибули, у с. Балта Джавского района эффективный выход нефти с горючим газом приурочен к нижнему байосу. В Сачхерском районе у курорта Кверети известно выделение метанового газа из сероводородных источников, связанное с трещинами вулканогенных пород нижнего байоса.

При опробовании скв. № 4-Очамчире в интервале 4140-4180 м из вулканогенных образований верхней юры была получена разгазированная пластовая вода с пленками нефти. При промывке скважины (4150 м) было получено небольшое количество (50-60 литров) сильно загустевшей нефти.

В Гагрском районе нефтегазопроявления в виде полужидкого и твердого битума наблюдаются по трещинам доломитов и доломитовых известняков оксфорда, киммериджа и титона. Здесь в средней части верхней юры залегает асфальтовая свита мощностью около 300м. Содержание битума в этой свите составляет 2-3.5%. В районе Новые Гагры из скважин был получен приток сероводородной воды с горючим газом (метан). Во взятом здесь керне доломита содержание битума составляет 0.39% (Е.К.Вахания, 1973).

Нефтегазопроявления в верхнеюрских отложениях установлены также в скважинах Гудаутско-Центрально-Мегрельского прогиба и Колхидской впадины. В структурной скважине № 1-Окуми из верхнеюрских песчано-глинистых отложений в интервале 840-1440 м получен приток конденсата дебитом 0.2 тонны в сутки, а в скв. № 3 из этих же отложений получен приток газа (метан) дебитом 5000 м³ в сутки. В глубокой скважине № 3-(Очамчире) в верхнеюрских отложениях наблюдались эффективные нефтегазопроявления, но из-за аварии скважина не была опробована. В процессе бурения данной скважины в интервале 4179-4184 м в вулканогенных образованиях верхней юры наблюдалось сильное газопроявление. На глубине 4184 м при запуске утяжеленного раствора из скважины выходила сильно минерализованная (82.0% 2г/я) сульфатонатриевая вода с газом и пленками нефти. В скважине №13-Восточный Чаладиди при испытании интервала глубин 4432-4464 м из верхнеюрских подсолевых песчаноглинистых образований за 4 часа открытого периода было получено около 200 литров нефти. Плотность нефти при 20° составляла 0.938 г/см³.

Меловые отложения. В меловых отложениях промышленная нефтегазоносность установлена бурением в Колхидской впадине (с.Чаладиди), а в центральной и восточной частях Аджаро-Триалетской зоны – только их проявления.

В результате опробования в районе Квалони с различных интервалов были подняты керны с запахом нефти, а в ряде случаев из них высачивались капельки жидкой нефти. В результате опробования известняков и доломитов неокома в скв. № 17, 18, 19, 21 и 23-Квалони были получены притоки термальной воды – в одном случае с пленками нефти (скв.№21).

В скв. № 3-Восточной Чаладиди из неокомских (баррем) доломитовых известняков из интервалов 3136-3185 и 3230-3270 м получен приток нефти с попутным газом.

Нефтегазопроявления в аптских отложениях отмечались в процессе бурения скв. № 1-Леса, где в интервале глубин 4584-4638 м. наблюдались пленки в глинистом растворе. Плотность данной нефти составляет 0.921 г/см³.

Нефтегазопроявления в виде пленок нефти и пузырьков газа из аптских отложений наблюдались в скв. № 3-Очамчире в интервале 2623-2653 м.

В скв. № 4 и 5-Леса из основания неокома в интервале глубин соответственно 3790-3850 и 3930-3980 м поднят керн рыхлых песчаников с капельками нефти.

Неоком-аптские породы перекрыты непроницаемыми или слабо проницаемыми альб-сеноманскими вулканогенными и глинисто-мергелистыми отложениями. Из разных его горизонтов при опробовании скважин на площадях Квалони (скв. № 15, 18, 21 и др.) и Восточной Чаладиди (скв. № 1, 3, 4) были получены пластовые воды с пленками нефти.

К турон-датскому комплексу Чаладидских структур приурочено месторождение нефти, описание которого следует чуть позже.

В пределах поисково-разведочных площадей Сатанджо, Зугдиди, Цаиши, Квалони и Чаладиди в турон-датских отложениях нефтегазопроявления не зафиксированы, за исключением слабого выделения газа в скв. № 5-Очамчире.

Палеогеновые отложения. В отложениях этого периода фактически не известно признаков нефтегазопроявления, они отмечены только в майкопских породах (скв. № 3-Очамчира).

В Боржомском и Хашурском районах в гидрогеологических скважинах из верхнемеловых и палеогеновых отложений нефтегазопроявления наблюдались. В скв. 3 Недзви был получен приток легкой (плотность 0.778 г/см^3) нефти, а в других скважинах наблюдались эффективные проявления газа метана. На восточном погружении Аджаро-Триалетской зоны известная Самгорская группа месторождений нефти средней величины приурочена к вулканогенам среднего эоцена. Этим месторождениям сопутствуют интенсивные газопроявления.

В Аджаро-Триалетской зоне в скв. Гурта и в западной части Аджаро-Имеретинского предгорного прогиба у с.с. Байлети и Гулиани, а также в скважинах Байлети, Чолоки и Дзимити в вулканогенах наблюдаются проявления нефти и газа.

В скв. № 5-Дзимити в интервале 1834-1884 м в туфобрекчиях и туфах среднего эоцена отмечены нефтегазопроявления, а в интервале 2144-2189 м приток чистой нефти – 0.4 тонны в сутки. В скв. № 6 той же площади в интервале 2070~1926 м из вулканогенных образований среднего эоцена с притоком пластовой воды дебитом 1.7 м^3 в сутки получена и нефть 0.5 м^3 , а в Мерийской скв. – 0.75 м^3 в сутки. Газопроявление в вулканогенных среднего эоцена отмечено в Мерийской скв. № 9 на глубинах 4470-4430, 4425-4400 и 4959-4990 м.

Скв. № 3 и 9-Чолоки характеризуются высокотермальными минерализованными до 7 г/л водами.

Нефтегазопроявления в вулканогенных образованиях байоса и среднего эоцена не могут быть генетически связаны с этими вулканогенами. Очевидно, они обусловлены миграцией нефти по трещинам из подстилающих, соответственно, лейасовых и мел-палеоценовых отложений [Зиракадзе М.И., 1985].

Нефтегазопроявления в отложениях майкопской свиты в Западной Грузии были установлены скважинами в пределах Аджаро-Имеретинского предгорного прогиба в Чохатаурской депрессии и Гудаутско-Центрально-Мегрельского предгорного прогиба.

В Чохатаурских скв. № 5, 7 и 17 из пластов песчаников на глубинах 705-751, 820-840 м (скв. №5), 750-850 м (скв. № 7) и 596-620 м (скв. № 17) получены притоки газа до 5000 м^3 в сутки.

Неогеновые отложения нефтегазоносны, в основном, в Гурийской депрессии и прилегающей к ней площади. Здесь известны многочисленные проявления нефти и газа в скважинах и на поверхности. Земо-Натанебские и Супса-Омпаретские структуры известны своими залежами нефти. Нефтегазоносны среднемиоценовые (Земо-Натанеби), сарматские (Супса-Омпарети, Григолети и Чиквети) и меотийские отложения. Но наиболее эффективными в этом плане являются нижнесарматские и меотийские отложения на Супсинском и Шромисубани-Цкалцминдском эксплуатируемых месторождениях.

Слабое нефтегазопроявление в меотисских отложениях было зафиксировано в районе Поти в скв. №3. В понтийских отложениях известны значительные газопроявления в Гурии на Чикветской площади (скв. № 67, 68). Здесь же газопроявления отмечены в киммерийских и гурийских отложениях (скв. №67, 68, 36, 41).

Постплиоценовые отложения битуминозны и нефтеносны там, где они перекрывают более древние нефтеносные отложения, например, в западной части Земо-Натанебской структуры у с. Наруджи и горы Цвермагала.

Сравнительный анализ показывает, что нефтегазоносность Восточной Грузии в отличие от Западной Грузии имеет своеобразную геологическую обстановку содержания залежей углеводородов и, вероятно, отличалась также условиями их происхождения, формирования, накопления и захоронения. В результате нефтегазоносность Восточной Грузии имеет широкое развитие, захватывает большой стратиграфический интервал, нефть по физико-химическим параметрам хорошего качества и на сегодняшний день регион богат месторождениями. В Восточной Грузии нефтегазоносность характерна почти для всех стратиграфических горизонтов. Однако, не все горизонты одинаково способны сохранять и удерживать нефтепродукты. Благоприятными для этого качествами обладают меловые отложения, вулканогены среднего и, частично, верхнего эоцена, майкопская серия пород и средний сармат, расположенные зонально или площадно в виде групповых брахи-структур. Попытаемся вкратце их охарактеризовать.

В региональном плане нефтегазоносностью характеризуются меловые отложения Кахетинской подзоны Местиа-Тианетской зоны. В бассейне Арагви по р. Цирдошес-Хеви в прожилках трещиноватых пород кампан-маастрихта во многих местах можно наблюдать густую нефть. По р. Тетра-Хеви можно видеть этот минерал в виде жидкой нефти, приуроченной к отложениям

сеномана. Северо-западнее Ильдоканского участка Ахметского района по р. Ильто расположена Анис-Хевская группа нефтегазопроявлений. Для нее характерны просачивания нефти с газом и примазки к породам кампан-датского возраста.

В Горной Кахетии наиболее крупная нефтегазоносность характерна для Ильдоканского, Ходашенского, Шуамтинского и древних выходов нефти с широким стратиграфическим диапазоном. Ильдоканские нефтепроявления в виде высачивания нефти и газа приурочены, в основном, к трещиноватым и песчанистым породам нижнего мела и палеогена. Пробуренные здесь еще в 1914 г. в нижнемеловых отложениях скважины до глубины 277 м в 70-ые годы приносили нефть хорошего качества.

Земо-Ходашенская группа характеризуется обилием проявлений нефти, минерализованной воды и газа. Нефтегазоносность группы связана с отложениями нижнего мела. Газ из этих выходов высококачественный – более чем на 90% состоит из метана и его гомологов. Нефтепроявлениями богаты нижнемеловые отложения в бассейнах рек Черемис-хеви, Паприс-хеви, Чалианис-хеви, Нафтис-хеви, где много выходов жидкой нефти и развиты грязевые вулканы. К рассмотренным типам нефтегазопроявлений относится Гурджанская группа грязевых вулканов с плёнками нефти. Утверждают [Кебадзе, 1963], что нефть Алазанской серии генетически связана с верхнемеловыми отложениями, залегающими прямо под серией.

Нефтегазоносность майкопской свиты.

В районе с. Кавтис-хеви на участках Сакупре и Млаше нефтегазопроявления в виде водо-нефтяных источников, закированных участков и нефтяных пластов, приурочены к майкопкой свите пород. В этом районе во многих местах и глубоких скважинах были отмечены нефтегазопроявления, редко со слабым притоком нефти.

На восточном продолжении упомянутого района, на Норио-Марткопской площади до 40-ых годов прошлого века в майкопских отложениях в многочисленных скважинах отмечались нефтегазопроявления, а в некоторых глубоких скважинах были получены промышленные притоки нефти высокого качества.

На северо-восточном продолжении Норио-Марткопского района на участке Сацхениси кроме того, что во всех скважинах поисково-картировочного бурения были отмечены проявления нефти и газа, в глубоких поисковых скважинах были получены притоки высококачественной нефти промышленного значения.

В районе Патардзеульского поднятия в поисково-картировочных скважинах обнаруживаются нефтегазопроявления, а в первых глубоких скважинах – притоки нефти промышленного значения. Последующее поисково-разведочное бурение устанавливает здесь месторождение средней величины. На южно-восточном продолжении полосы, в районах Нацвалцкали и Малхазовка в большинстве из поисково-картировочных скважин наблюдаются проявления нефти в жидкой и газообразных фазах.

Еще дальше на юго-восток нефтегазопроявления в майкопской свите наблюдаются в районе Сатибско-Аладжигского антиклинального поднятия в виде небольших грязевых сопки с выходом нефти. Вообще, в области от Байда по Аладжигскому плоскогорью широко развиты грязевые сопки с высачиванием нефти и газа из майкопской серии пород.

Среднемиоценовые отложения на территории Восточной Грузии бедны нефтегазопроявлением. Только в обнажениях Норио-Марткопской антиклинали выходы чокракских пород местами насыщены нефтью и закированы участками.

Нефтегазоносность сарматских отложений.

Нижний и средний сармат широко распространены в Восточной Грузии. Также часто в их обнажениях имеют место различные нефтегазопроявления. Обычно они приурочены к разрывным нарушениям и трещиноватым породам или, как их проявления в нижнесарматских отложениях, встречаются там, где залегающие под ними слои среднего миоцена или майкопа содержат накопления нефти. Получается, что эти последние ограничены аутогенными источниками углеводородов и, таким образом, не представляют для нас особого интереса. Тем не менее, в региональном плане они рассматриваются совместно, даже при оценке нефтегазоносности.

В этом отношении приоритетным примером является плоскогорье Гаре Кахети, где в нижне- и среднесарматских отложениях широко развиты различные признаки их нефтегазоносности, такие, которые не наблюдались нигде из рассмотренных выше мест, и ни в каких других геологических условиях. Коротко их можно охарактеризовать следующим образом.

Начиная восточнее от с. Малхазовки и до восточной границы с Азербайджаном, с севера Нацвалцкали-Кила-Купра до Тарибанско-Эльдарской площади на юге, все пропитано запахом нефти в прямом и переносном смысле. От этого сохнет и меняется живая природа: оголенное плоскогорье

Палантекьянского хребта, сухие безводные балки Млашис-Хеви, колючки и одуванчики, сухая трава на голых склонах гор от поступающих из глубины газов и углеводородной пыли. Там же находятся поражающие взгляд сопочные поля действующих и заглохших грязевых вулканов: Байды, Кила-Купры, Полтой-Теби, Кидурма, Тюльки-Тапа и др., образующих особую нефтяную экологию природы. Все это прямые поисковые признаки нефти и газа. Они наполняют оптимизмом в отношении возможностей обнаружения именно здесь, в среднесарматских отложениях Каспийско-Черноморского пояса, масштабных месторождений нефти и газа.

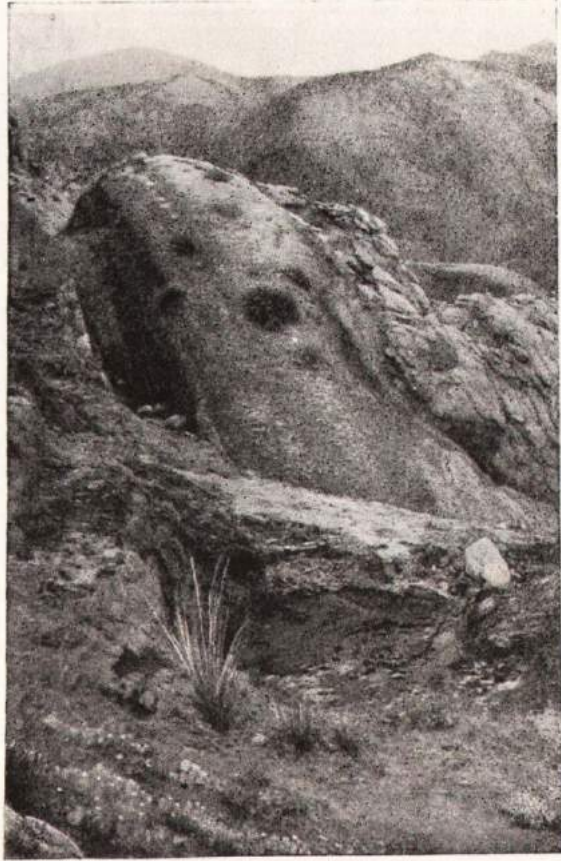


Рис. 2.10. Кидурма, нефтяной колодец в подошве пачки песчаников сармата

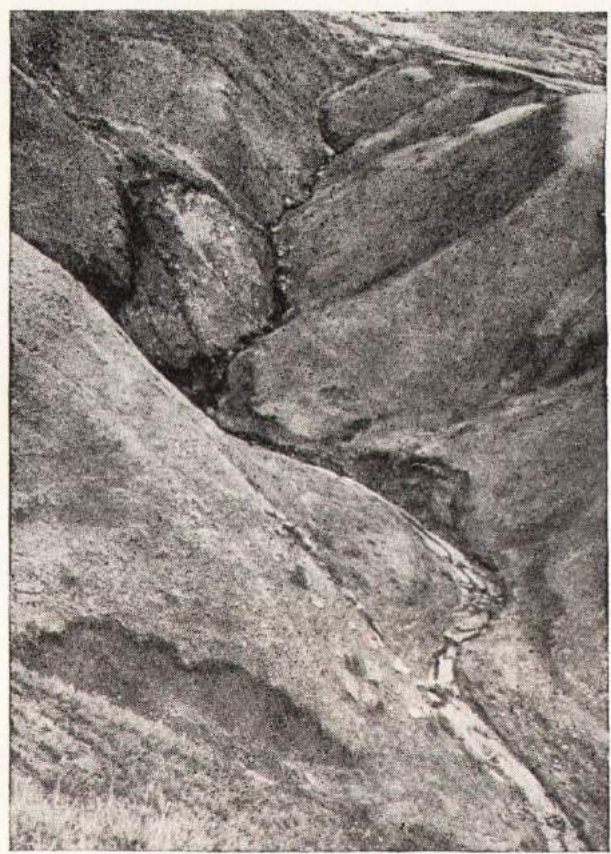


Рис.2.11. Кидурма. Ручеёк нефти [49]

Внешний вид выходов на поверхность нефти и газа на плоскогорье Гаре Кахети и здешний специфический «нефтеноснопахучий ландшафт» оставляет колоссальное впечатление в плане о перспективности региона. Приведенные рисунки 2.10 и 2.11 представляются нам хорошей иллюстрацией для аргументации последнего предложения. Что касается природы самых нефтяных месторождений, это можно представить следующим образом.

Нефтяные месторождения.

На территории Западной Грузии открыто три месторождения: Чаладидское, Супсинское и Шромисубани-Цкалцминдское.

Чаладидское месторождение расположено в Колхиде на правом берегу р. Риони. Введено в эксплуатацию с 1965 года. Оно связано с кулисообразно связанными друг с другом Западно- и Восточно-Чаладидскими антиклинальными структурами, расположенными на глубине 2000 м. Эти брахи-структуры длиной 5-6 км, шириной 2.5 км и высотой 0.3 км сложены меловыми известняками. У них неудовлетворительный нефтяной дебит, но они все еще не теряют своей перспективности.

В Гурии в Супса-Омпаретской структурной группе открыто два нефтяных месторождения – Супсинское и Шромисубани-Цкалцминдское. Первое связано с залегающими с запада нижне-сарматскими терригенными осадками, второе – с меотисскими терригенными осадками, но в герметически закрытом северном крыле той же структуры.

Супсинское нефтяное месторождение введено в эксплуатацию в 1939 г. с дебитом 6-7 т. в сутки, в 2000 годах дебит упал до 0.3 т.

В продуктивной части нижнего сармата расположено 9 нефтеносных горизонтов. Продуктивных среди них, главным образом, два. Их мощность равна 150-200 м.

В отношении глубинного геологического строения, месторождение слабо изучено геолого-геофизическими методами. Здесь было пробурено две параметрические скважины глубиной 4000 м, не достигшие по техническим причинам проектной глубины 5000 м и не решившие поставленной перед ними задачи.

Шромисубан-Цкалциндское месторождение представляет сложную геологическую картину со скользящими разрывными структурами и латерально изменчивой литофацией. Месторождение открыто в 1974 г., и в одной из скважин поступление нефти достигало 24 м³/сутки; дебит впоследствии упал, но скважина работала стабильно до 2000 года.

Существующие геолого-геофизические материалы по отмеченным месторождениям нуждались в переработке и практической проверке.

Нефтяные месторождения с коммерческим дебитом в Восточной Грузии фактически собраны в притбилисском районе с центром в Самгори-Патардзеули. Они удалены от Тбилиси на расстоянии 25-30 км.

Они тектонически принадлежат к восточному погружению Аджаро-Триалетской складчатой системы, а с точки зрения нефтегазоносности – к региону притбилисского поднятия и включены в среднеэоценовый водонапорный режим.

В структурном строении Самгори-Патардзеули участвуют осадки верхнего мела, палеогена и неогена. Разрез заканчивается плиоценом. Здесь меловые осадки не открыты. На прилегающих площадях они представлены вулканогенно-осадочными (сеноман-нижний сантонский) и карбонатными (верхний сеноман-кампанский) породами мощностью 1000 м. Палеоцен состоит из мергелей и известняков мощностью 250-800 м. Нижний эоцен представлен глинистым песчаником, в котором выделяется несколько мощных песчаных слоев общей мощностью 2000-2500 м. Средний эоцен сложен вулканогенно-осадочными породами мощностью 500-1500 м. Оligоцен-нижний миоцен (майкопская свита) представлен глинами, алевролитами и песчаниками мощностью 1200-1400 м, средний и верхний миоцен – глинами и конгломератами – 200-600 м. Мощность палеоцена здесь равна 100-200 м.

С тектонической точки зрения структура Самгори-Патардзеули представляет восточное окончание Аджаро-Триалетской складчатой системы. Со своей стороны Аджаро-Триалетская складчатая система – это крайний северный элемент складчатой системы Малого Кавказа, которая сложена меловыми и палеогеновыми осадками и в притбилисском регионе погружается в восточном направлении.

Самгори-Патардзеульская антиклинальная складка является хорстически поднятой зоной, которая отделена от смежных синклиналиных зон тектоническими разломами.

Нефтегазоносность. Самгори-Патардзеули является многоэтажным месторождением нефти и газа. Здесь в песчаниках нижнего эоцена расположено несколько газосодержащих слоев промышленного масштаба. Нефтегазоносность в осадках среднего эоцена связана с гранулированными пористыми коллекторами. А в песчаниках верхнего эоцена нефтегазоносность связана с гранулированными каверновыми коллекторами.

Ниноцминдское нефтяное месторождение расположено в притбилисском нефтегазосодержащем регионе, в 50 км восточнее Тбилиси, принадлежит к группе многогнёздных нефтяных и газовых месторождений. Месторождение открыто в 1979 г., когда в скважине в интервале 2476-2600 м из среднего эоцена был получен коммерческий ток нефти с дебитом 345-350 м³/сутки. Затем была обнаружена газовая шапка, в интервале 1736-1870 м был получен газ – 182 м³/сутки. Сегодня месторождение находится в эксплуатации с дебитом 180 м³/сутки.

На площади Ниноцминда и прилегающей к ней территории бурением изучены меловая, палеогеновая и неогеновая системы. **Верхний мел** в Манавской скважине разделен на две части: верхнюю вулканогенную (сеноман-нижний сантон) – мощностью 500-700 м и верхне-карбонатную (кампан-маастрихт) – мощностью 150-300 м. **Палеоген** в поисковых скважинах представлен аргилитами, песчаниками, глинами, мергелями и известняками мощностью 150-500 м. Здесь **нижний эоцен** сложен чередованием песчаников, аргиллитов, мергелей общей мощностью 1200-1400 м. **Средний эоцен** представлен разновидностью вулканогенов, где редко прослеживаются внутренние известняковые слои мощностью 500-630 м. **Верхне-эоценовые** осадки сильно уменьшены разломами, нижняя же часть представлена карбонатными и слабо карбонатными глинами, а верхняя – зернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, глинами, алевролитовыми слоями. **Майкоп (олигоцен-нижний миоцен)** состоит из карбонатных и слабо-карбонатных глин, аргилитовых глин,

среди которых можно заметить кварц-полевошпатовые песчаники, алевролиты с известняковыми прослоями мощностью 77-1019 м. **Миоцен, средний сармат** с частично уменьшенной тектоническим разломом мощностью представлен глинистыми породами, алевролитовыми мягкими глинами и мергелиевыми глинами мощностью 250-1850 м. **Верхний миоцен, верхний сармат** состоит, в основном, из карбонатных глинистых пород, среди которых есть полимиктовые песчанниковые и алевролитовые прослои мощностью 150-1300 м.

Таблица 1.

Площадь	Стратотип	ТОС, %	НІ	T _{max} (С°)	R ⁰	Примечание
1	2	3	4	5	6	7
Кумиси	Майкоп	0.82-2.29	89-291	423-432		Хор. неф. мат. гор.
	В. Эоцен	0.36-1.36	89-196	425-438		Убг. неф. мат. гор.
	Ср. Эоцен	0.19-0.44	55-196	435		Нет неф. мат. гор.
	Н. Эоцен	0.07-0.92		318-445		Нет неф. мат. гор.
	Палеоцен	0.07-0.23				Нет неф. мат. гор.
	Палеоцен	0.02-0.08				Нет неф. мат. гор.
Телети	В. Эоцен	0.3-1.3			0.5-1.3	Убг нефт. мат. гор.
	Н. Эоцен	0.5-0.7			1.3-2.0	Нет нефт. мат. гор.
	Палеоцен					
Рустави	В. Мел	0.2-0.3			2.0-2.3	Нет нефт. мат. гор.
	Майкоп	0.6-1.5			0.3-0.5	Убг. нефт. мат. гор.
	В. Эоцен	0.2-1.0			0.5-1.0	Убг. нефт. мат. гор.
	Ср. Эоцен	0.02-0.5			1.0-1.5	Нет нефт. мат. гор.
	Н. Эоцен	0.2-0.6			1.5-1.9	Нет нефт. мат. гор.
Самгори	Палеоцен					
	В. Мел	0.4			1.9-2.0	Нет нефт. мат. гор.
	Майкоп	0.3-1.5			0.45-0.6	Убг. нефт. мат. гор.
	В. Эоцен	0.3-1.6			0.6-0.8	Убг. нефт. мат. гор.
	Ср. Эоцен	0.03-0.05			0.8-1.2	Нет нефт. мат. гор.
Ниноминда	Н. Эоцен	0.2-0.3			1.2-2.3	Нет нефт. мат. гор.
	Майкоп	1.57-1.85	196-400	340	0.33-	Хор. неф. мат. гориз
	В. Эоцен	0.79-2.68			0.47	Хор. неф. мат. гориз
	Ср. Эоцен				0.44-	Нет нефт. мат. гор.
Норио-Марткопи					0.62	
	Сармат	0.1-0.8			0.5-0.7	Хор. неф. мат. гор.
	С. Миоцен					
Манави	Майкоп	0.5-0.7	197-348	425-443	0.5-0.7	Убг нефт. мат. гор.
	В. Эоцен	0.7			0.5-1.3	
Кавтисхеви	Майкоп	2.59-5.05	218-263	422-430		Хор. неф. мат. гориз
	В. Эоцен	1.60-4.30	275-588	417-436		Хор. неф. мат. гориз

Ниноцминдская площадь характеризуется сложным тектоническим строением. Она представляет собой восточное продолжение Самгори-Патардзеульского структурного комплекса и отделена от него синклинарной ундуляцией и сбросами. Сама Ниноцминдская структура усложнена надвижениями и делится на два этажа – верхний аллохтон с миоплиоценовыми породами и нижний автохтон, сложенный меловыми-палеогеновыми осадками. Здесь довольно много разрывов надвигового характера, из-за чего у антиклина герметически сохранный морфология горстового типа. Их характеристика не представляет интереса, хотя их литофациальное и стратиграфическое строение не слишком отличаются друг от друга.

С точки зрения нефтегазоносности, не лишены интереса результаты геохимических исследований, проведенные в последнее время в Восточной Грузии и, в частности, в Гаре Кахети. Дело в том, что история поиска нефти в Грузии насчитывает более 100 лет, но природа образования нефти - «нефтеносных материнских пород» изучена слабо. А ведь она представляет одну из значительных составляющих поисковых работ. В этом плане одной из компаний на ряде перспективных площадей Восточной Грузии были проведены геохимические исследования с

использованием современных методов. И среди них, главным образом, в Самгори-Патардзеульском регионе. Здесь приводится таблица 1 из названных работ, где отмечен список площадей нефтяных месторождений и гнездовой отбор проб, приводится из списка изученных типичных стратиграфических единиц, даны показатели параметров: ТОС, НІ, T_{\max} , R^0 и сделана оценка стратиграфических единиц площадей с точки зрения нефтеобразования. ТОС – это полное органическое содержание углерода в породах в %, НІ– индекс водорода, T_{\max} – максимальная температура созревания нефти, R^0 – коэффициент отражения витринита.

Общее содержание органических веществ и другие геохимические параметры изучены на шламах и кернах скважин и поверхностных образцах Кумиси, Рустави, Норио-Марткопи, Самгори, Ниоцминда, Манави, Кавтисхеви.

3. Интерпретация геофизических полей

3.1. Обработка материалов КМПВ и ГСЗ компьютерным способом

Исходным материалом являются годографы полезных сейсмических волн, зарегистрированные на профилях КМПВ, ГСЗ, полученные из первичных материалов, хранящихся в геологических фондах и хранилищах или публикаций. Сопоставление и коррекцию данных из публикаций невозможно осуществить из-за отсутствия первичных материалов. Интерпретация таких материалов и получение результатов максимальной информативности ручным способом не эффективна. Вместе с тем, полезные волны (годографы) из этих материалов порой не идентифицированы по взаимным и единым исходным пунктам из-за недостатков полевой отработки и, как следствие, они не приспособлены для обработки стандартными компьютерными программами интерпретации КМПВ и ГСЗ. Поэтому приходится, по необходимости, создавать соответствующее программное обеспечение, позволяющее получить максимальную и надежную информацию.

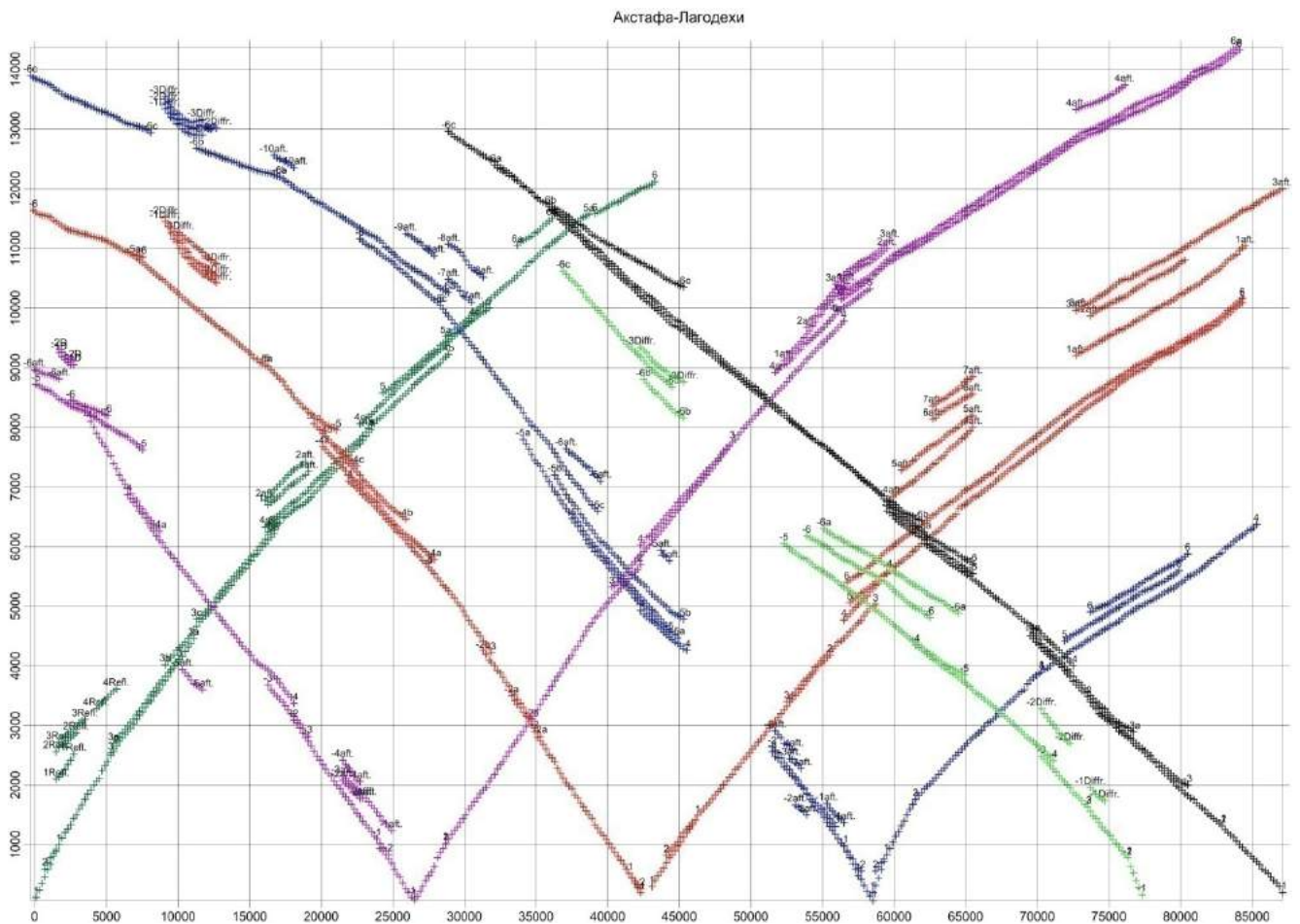


Рис.3.1.1. Годографы волнового поля профиля КМПВ Акстафа –Лагодехи.

На рис.3.1.1 приведен общий пример профиля КМПВ с произвольной, неполной системой полевой обработки. На этом примере системы годографов показывают сложность сейсмогеологических условий и трудности создания оптимальных систем обработки профилей для получения полной системы прослеживания всех преломляющих горизонтов хотя бы однократным прослеживанием. В существующих сейсмогеологических условиях создание оптимальной системы обработки профилей для получения волнового поля высокого качества, наверное, невозможно. Но добиться определенного улучшения качества прослеживания некоторых целевых горизонтов и приближения их информативности к современным требованиям, наверно, было бы возможно. Однако, такая возможность упущена. Теперь, следует камеральным способом повысить качество материала, довести до приемлемой точности, приблизив по информативности к современным требованиям. Таково положение дел.

Объем материалов в общей сложности составляет более 6000 погон. км. Требуется идентификация и корреляция волнового поля по каждому профилю, при этом для выполнения этих процедур недостаточно одного критерия – закономерного изменения кажущихся скоростей. К нему необходимо добавить: а)назовем как - «псевдо-адекватное» (расчетное) время прихода идентифицируемых волн (годографов) во взаимных пунктах и б)значения равных расчетных t_0 -ых сопоставимых годографов, расходящихся от единых пунктов взрыва. Принцип идентификации годографов преломленных волн заключается в равенстве t_0 и $T_{вз.}$ попарно близкой кажущейся скорости годографов, доведенных к пункту взрыва и «псевдо-адекватных» пунктам, соответственно. Определение этих параметров дается ниже, но сначала проводится предварительная подготовка системы годографов преломленных волн.

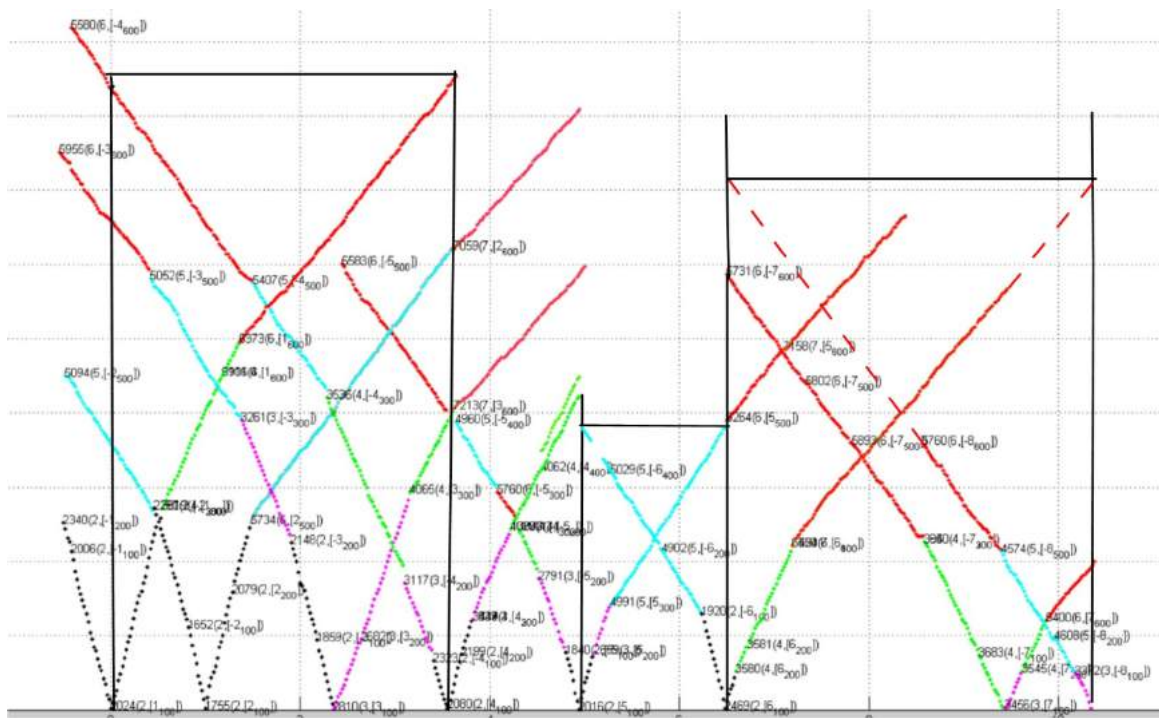


Рис.3.1.2. Подготовка годографов преломленных волн к интерпретации с идентификацией и нумерацией.

На графиках систем годографов преломленных волн из пунктов взрыва проводятся ординаты времени соответствующих цветов (рис.3.1.2). Проводится также предварительная идентификация отрезков годографов, как преломленных, так отраженных и дифрагированных волн. Последним присваивается индекс “от” (отраженный) и “д” (дифрагированный). Каждому годографу, идентифицированной волне присваивается свой номер (номер пункта-взрыва и номер годографа, как для правой, так и левой системы годографов. Аналогично нумеруются отраженные и дифрагированные волны, с той разницей, что к ним добавляются индексы “от” или “д”, производится оцифровка всех полезных волн, зарегистрированных в первых и последующих вступлениях и все это вносится в компьютер.

Эти данные являются главным исходным материалом для интерпретации – создания геометрической формы строения, скоростной модели и томографии земной коры. Годографы

пронумерованы, начало и конец годографа определяются визуально. Аналогично определяется пересечение i -ого годографа с $i+1$ годографом, которое часто совпадает (конец i -ого годографа с началом $i+1$ годографа). В том случае, когда в системе годографов преломленных волн имеется пробел и i -ый годограф не регистрируется до конца и не пересекается с $i+1$ годографом, первый искусственно продолжается до пересечения со вторым по той же кажущейся скорости и все пересечения нумеруются подряд. Эти данные вносятся в специальную таблицу и используются для вычисления средних и пластовых скоростей по ниже приведенным методам.

I. Подготовка годографов к интерпретации волнового поля преломленных волн

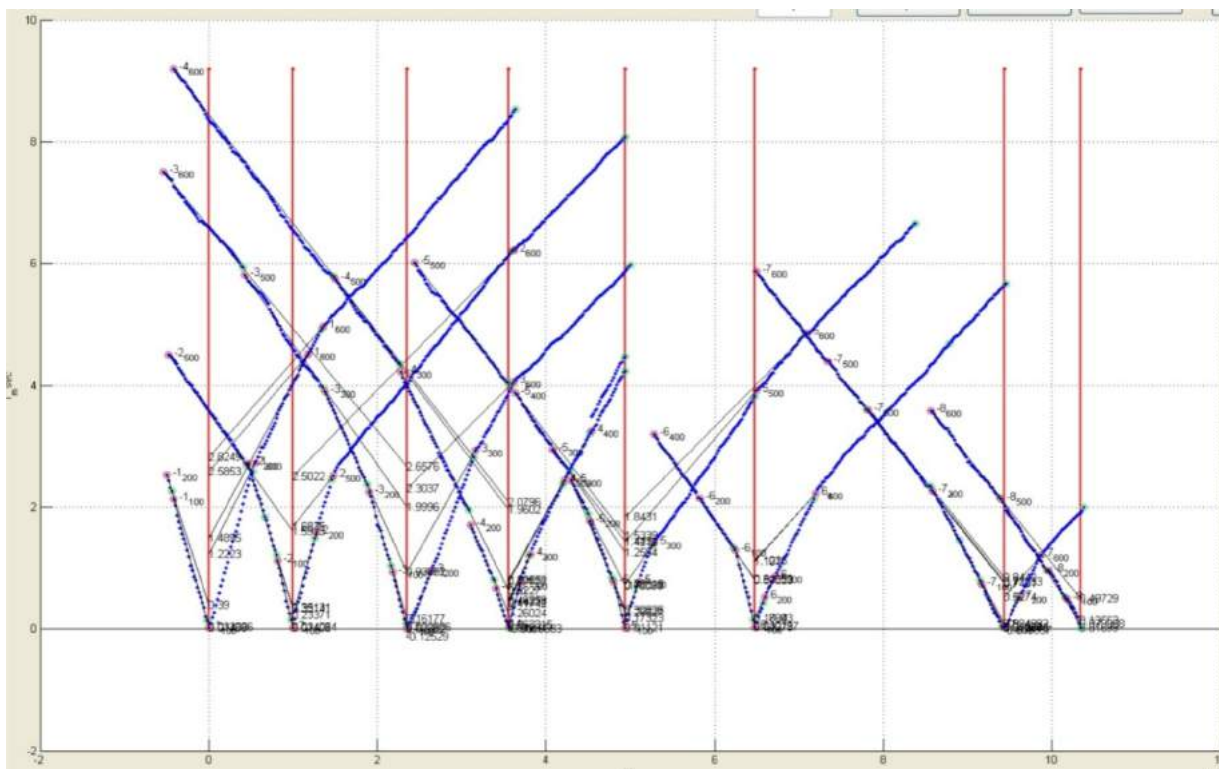


Рис.3.1.3. Обычно наблюдаемая система годографов преломленных волн с исходным значением $t_{0ис}$ -ых (приведенных к пункту источника).

Предварительная интуитивная идентификация преломленных волн требует перепроверки компьютерным способом. Проверяется правильность идентификации годографов расходящихся из одного ПВ (пункта взрыва) и встречных из смежных или последующих в том же направлении пунктов взрыва. Критериями для проверки могут быть t_0 -ые, кажущиеся скорости и взаимные времена их прихода. Определяются кажущиеся скорости по километровому интервалу годографа; затем они усредняются (3.1) и значения записываются под годографом в середине интервала.

$$V_{kl} = \frac{\bar{x}_{l+1} - \bar{x}_l}{t_{l+1} - t_l} \quad V_{ki} = \frac{\sum_{i=1}^n V_{ki}}{n} \quad (3.1)$$

Такой способ определения V_k применяется из-за того, что, во-первых, для аналитического продолжения годографа в ту или другую сторону надо знать начальные и конечные скорости на данном годографе. Во-вторых, годографы по существу криволинейны и при их осреднении линейризацией получается неправильное значение среднего.

Анализируется изменение этого параметра по простиранию данного годографа и определяются возможные причины (литолого-фациальное изменение, наклонение преломляющего горизонта или другие).

Для каждого ПВ годографа определяется t_0 -время, приведенное к пункту взрыва (источника) по формуле:

$$t_{0ис} = t_i - (X_i - X_j) / V_{кнч} \quad (3.2),$$

где t_i — время координатной точки начала годографа, X_i — координата начала годографа, X_j — координата ПВ (источника волн) и $V_{кнч}$ — кажущаяся скорость на первом интервале годографа. t_0 —

отмечается черточкой по ординате (Т) источника и там же приписывается это время и номер годографа.

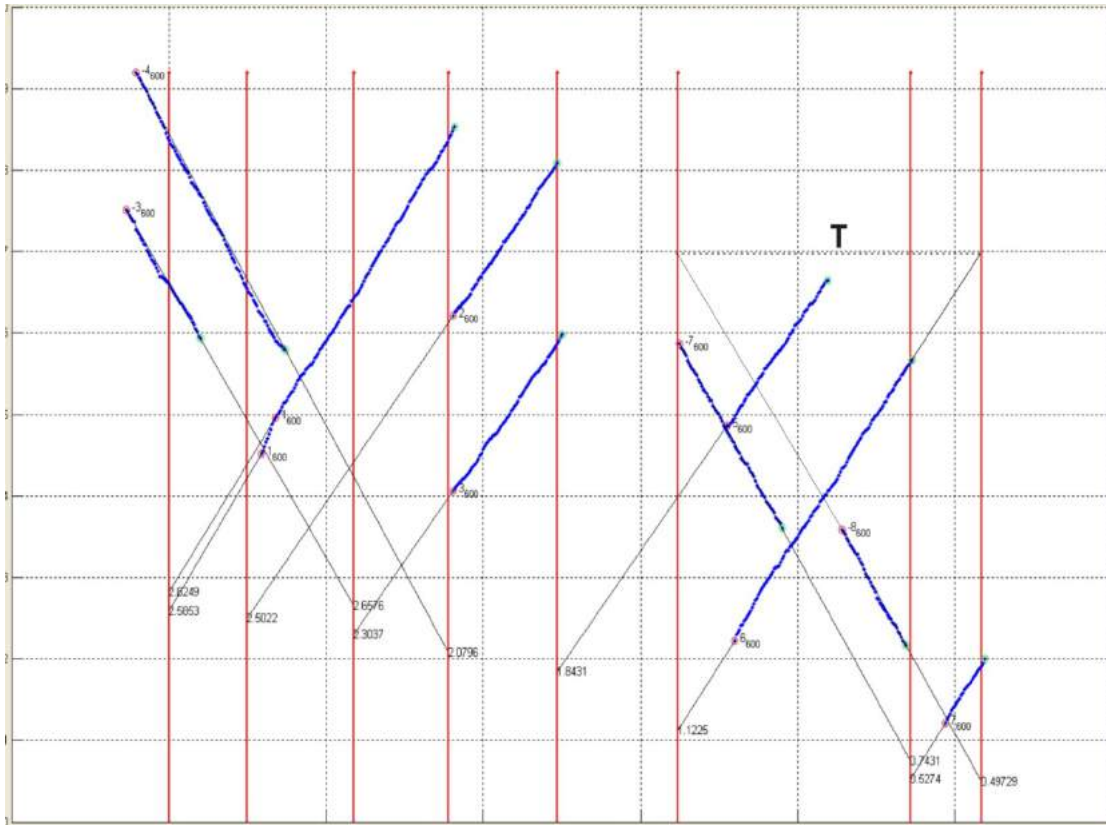


Рис.3.1.4. Схема годографов из разных пунктов взрыва, и идентификация их по параметрам кажущихся скоростей.

Аналогичная процедура выполняется для определения взаимного Т времени идентифицированных встречных годографов. Физический смысл этих процедур показан на рис.3.1.4.

Время прихода волн во взаимных пунктах определяется по формуле:

$$T = t_n + (X_j - X_n) / V_k \quad (3.3),$$

где t_n – время последней точки годографа, X_j – координата взаимного источника, X_n – координата последней точки годографа. Графически это показано на рис. 3.1.4, который иллюстрирует процедуру идентификации по трем критериям.

Смысл определения этих параметров заключается в сопоставлении их с такими же параметрами годографов, расходящихся из одного и того же пункта взрыва и встречных годографов, полученных из взаимных пунктов взрыва с целью их идентификации. При равенстве в пределах допустимой точности определений параметров t_n -ые, приведенные к пунктам источника, в совокупности представляют трассу, где должна проходить хронограмма временного разреза данного горизонта.

II. Поправка годографов за фазу неправильной оцифровки, доведение годографа первых вступлений до пересечения с последующей ветвью ПВ, манипуляция с встречными и расходящимися годографами - объединение, разъединение и изменение нумераций и прочее.

В предварительных корреляциях и идентификациях допускаются некорректные ошибки и неточности, которые чреваты большими погрешностями или могут привести к абсурдному решению. В таком случае корреляция и идентификация годографов должны быть исправлены. Такая процедура не представляет особой сложности и входит в систему программного обеспечения обработки материалов КМПВ.

III. Сглаживание каждого годографа способом осреднения по пяти точкам без нарушения их структуры. В связи с тем, что профили МПВ и ГСЗ проходят в сложных поверхностных сейсмогеологических условиях, преломленные волны на сейсмограммах фиксируются с определенными искажениями. Эти искажения отражаются на их кажущихся скоростях и требуют коррекции на эти неизвестные нам величины. Поправки за искажение рельефом поверхности наблюдений и зоной малых скоростей должны были быть выполнены во время полевой обработки

материалов, что не было сделано. Однако такую коррекцию в пределах допустимых ошибок, можно выполнить сглаживанием годографов преломляющих волн со скользящим «окном» по пяти точкам (километровым интервалом). Для того чтобы не уменьшилась длина годографа преломленных волн в начале (кроме первого годографа) и конце к каждому добавляются по две точки с установленным шагом и временем. Алгоритм этой процедуры прост. Здесь он опущен, однако программой обработки КМПВ он предусмотрен в полной мере.

IV. Трансформация годографов преломленных волн в t_0 -ые.

В этом параграфе показана компьютерная процедура получения временного разреза.

Выше был рассмотрен вопрос о приведении неполной системы годографов к взаимным и исходным пунктам взрыва аналитическим способом с целью их идентификации и определения некоторых кинематических и глубинных параметров. Модель такого аналитического восполнения приведена на рисунке 3.1.3. Таким способом пополненная фактическая система годографов позволяет применить классические способы интерпретации, в первую очередь способ t_0 -ых.

Если выше отмеченная процедура не выполнена, ее следует выполнить перед трансформацией годографов в t_0 -ые. Каждая ветвь прямого годографа продолжается по ним установленной обратной кажущейся скоростью $1/V_k$ до исходного пункта взрыва по формуле:

$$t_{(x_j)} = t_{(x)} - \frac{1}{V_k} (x_i - x_j) \text{ с/м} \quad (3.4)$$

Так же должна быть продолжена ветвь годографа по направлению источника (пунктов взрыва) взаимного годографа по формуле:

$$t_{(xn)} = \left[t_{(x)} + \frac{1}{V_k} \right] (xn - xi) \text{ с/м} \quad (3.5)$$

Такая же процедура выполняется по обратным (встречным) годографам:

$$t_{x_j} = t_i - 1/V_k * (x_j - x_i) \text{ с/м} \quad (3.6) \text{ и}$$

$$t_{(xn)} = \left[t_{(xi)} + \frac{1}{V_k} \right] (xi - xn) \text{ с/м} \quad (3.7)$$

Выражения (3.4–3.7) условно назовем «псевдо-адекватными», поскольку в этих интервалах вместе с наблюдаемыми годографами имеются не наблюдаемые, а вычисленные сопряженные годографы, но если бы те были, то после осреднения или коррекции они бы с большой точностью совпали с «псевдо-адекватными». Система годографов принимает вид (рис.3.1.3-3.1.4).

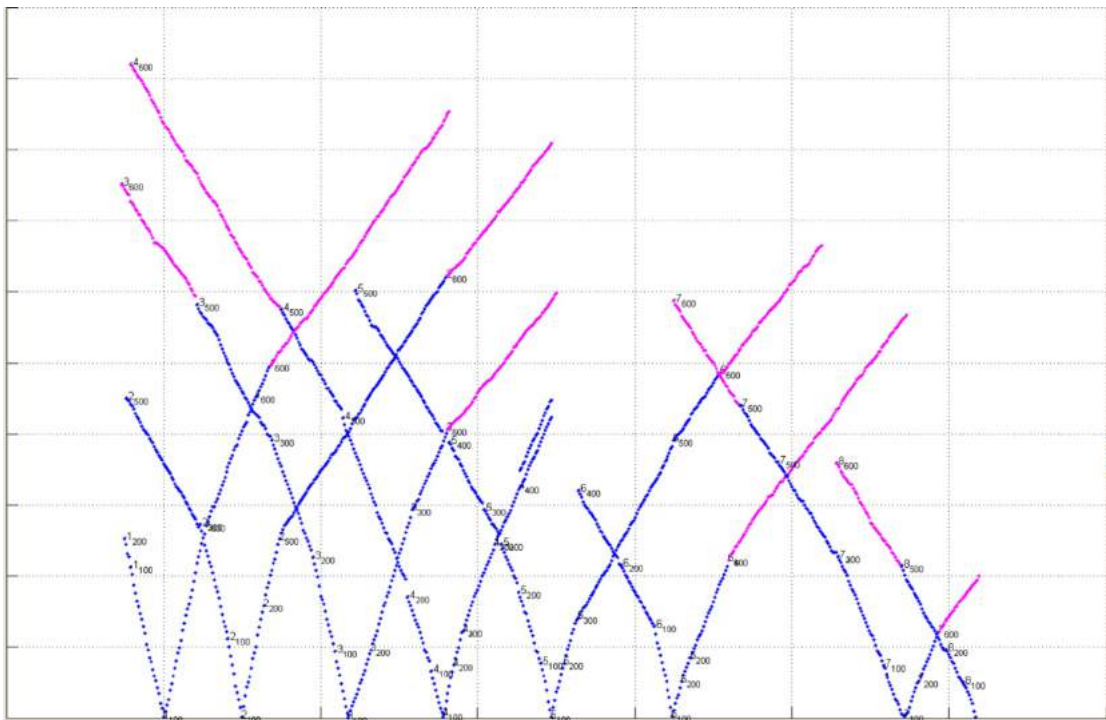


Рис.3.1.5. Идентифицированные годографы преломленных волн, поэтапно трансформирующиеся во временной разрез.

После приведения к начальным и взаимным пунктам системы годографов проверяется реальность t_0 , доведенного до пункта взрыва путем сопоставления доведенных t_0 «одноименных»

разобренных годографов из одного и того же пункта, t_0 которых, в принципе, должны совпадать между собой.

Если имеются другие геолого-геофизические данные о залегании данного горизонта вблизи пункта взрыва и данные средних скоростей до этого горизонта, то проверяется вычисленное:

$$t_0 = H \frac{2 \cos i}{\bar{v}} \quad (3.8),$$

где H – глубина залегания горизонта в данной проверяемой точке $i = \arcsin \frac{\bar{v}}{V_k}$.

При несовпадении (3.5) и (3.7) – прямых и обратных годографов, в пределах точности их определений, устанавливаются причины (в случае отклонения от допустимого) и уточняются t_0 . После завершения приведенных выше процедур следует перейти к определению $t_{0(i)}$ по всей системе наблюдаемых и дополненных «теоретических» годографов. Обоснование принципов этого способа приводится ниже:

$$t_{0(xi)} = t_{(xi)(пр.год.)} + t_{(xi)(встр.год.)} - T_{вз} \quad (3.9),$$

где $t_{0(xi)}$ – время, затраченное волной при прохождении от $X_{(i-ой)}$ точки до преломляющего горизонта и обратно; первый и второй члены правой части (3.9) – наблюдаемые времена на прямом и встречном годографах. $T_{вз}$ – время во взаимных точках.

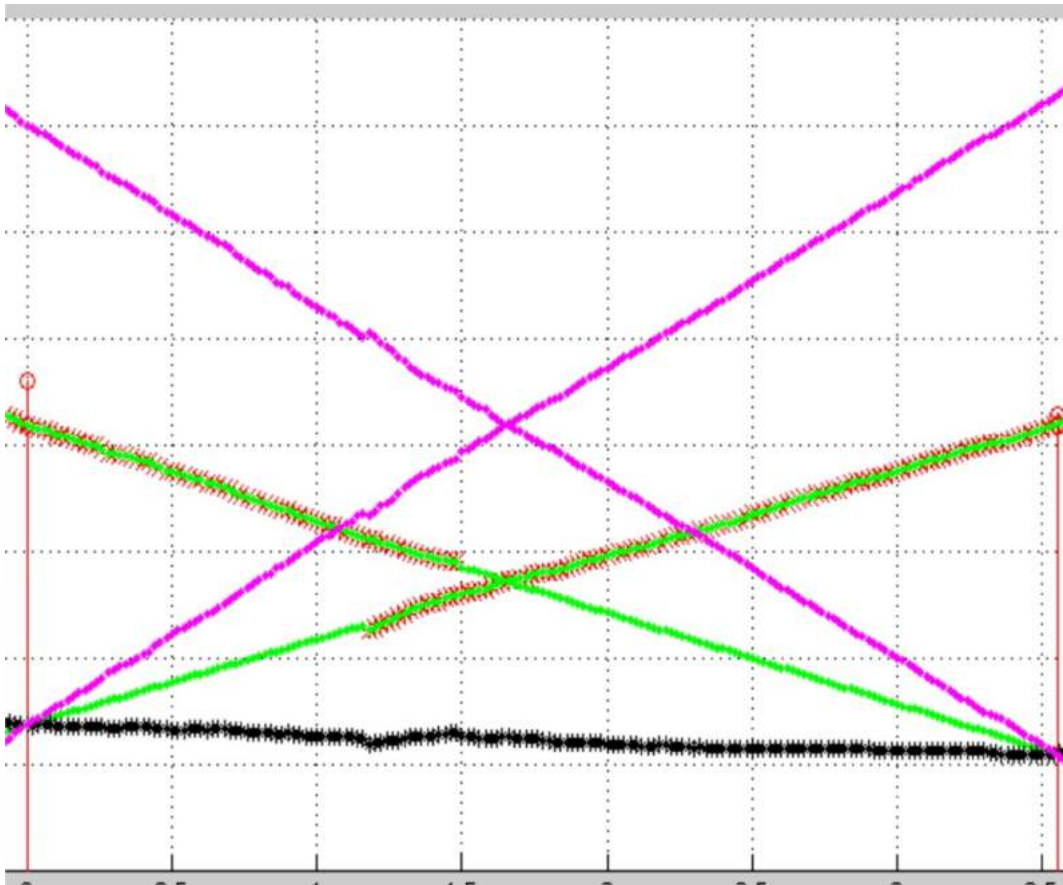


Рис.3.1.6. Определение t_0 -ых по встречным неполным годографам преломленных волн.

На рис.3.1.6 модельные годографы (2 и 3) не перекрывают друг друга, но одно значение берется с наблюдаемого годографа, а другое с «псевдо-адекватного». В интервале между взаимными пунктами взрыва, где нет наблюдаемого годографа, t_0 не определяется. Формула (3.9) правомерна в пределах наблюдаемых годографов. В интервале, где встречные годографы продлены, выражение (3.9) неправомерно. Надо заметить, что такое решение задач не совсем корректно, но это лучше, чем решение способом одиночного годографа.

В результате получены отрезки t_0 - годографов, которые анализируются интерпретатором и в промежутке взрывов, если найдутся пункты с известными глубинами залегания горизонта, то проводится сопоставление вычисленных значений с реальными в соответствии с выше приведенным порядком. В случае расхождения, проводится коррекция.

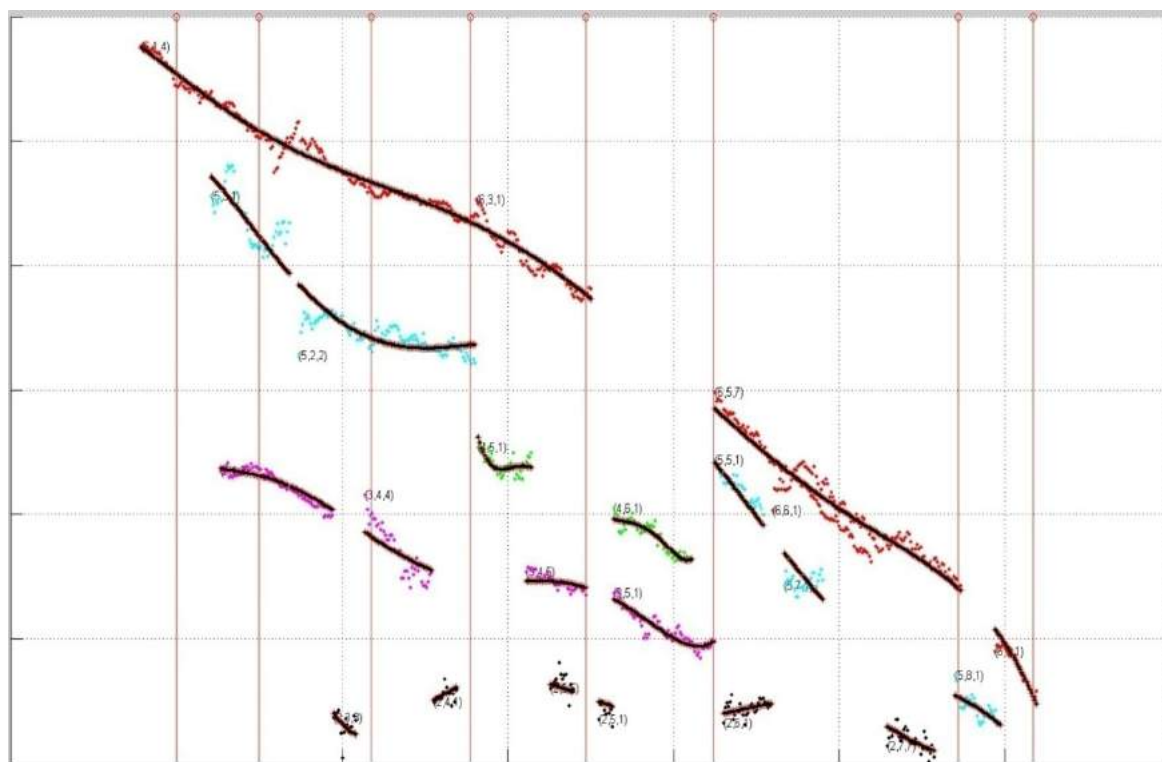


Рис.3.1.7. Определение t_0 -ых по системам годографов и сглаживание полиномом.

V. Трансформация единичных годографов преломленных волн в t_0 -ые. В системе идентифицированных годографов не все имеют встречный сопряженный годограф, а временной разрез получается прерывистым. Интерпретация одиночных годографов порой позволяет пополнить такой пробел.

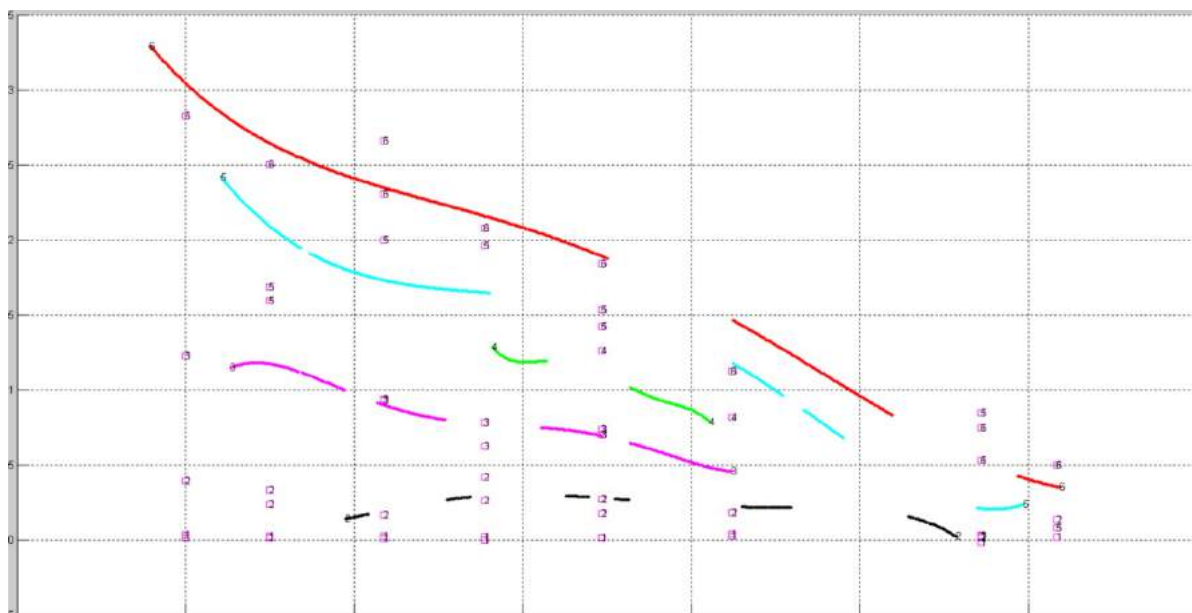


Рис.3.1.8. Временной разрез t_0 -ых преломленных волн после сглаживания с t_0 -ыми (разноцветные точки), определенными способом доведения их к пункту источника тех же годографов.

Одиночный годограф сейсмической преломленной волны, не имеющий встречного сопряженного годографа, не позволяет решить обратную задачу геометрической сейсмологии. Однако, если известно t_0 встречного сопряженного годографа, доведенное до пункта источника, и T -время во взаимных пунктах – задача становится решаемой. Эти два неизвестных параметра определяются в системе годографов приведенным выше способом. Для решения одиночного годографа требуется

определение t_{pi} годографа. t_p есть удвоенное время $t_{\text{наб}}$. с поправкой за задержку сопряженной волны в данном пункте, т.е. равное $t_{0(2)}$. t_{pi} в начале одиночного годографа равно t_{01} , а в конце

$$t_{pi} = T + t_{0(2)} \quad (3.10).$$

Поскольку годограф преломленных волн является криволинейным, $t_{0(2)}$ надо разделить на величину $n-1$, где n -количество пунктов наблюдений между сопряженными пунктами источника:

$$t_{pi} = T + (t_{0(2)}) / (n-1)(i-1) \quad (3.11)$$

$$t_0 = t_{\text{наб},i} - (t_{pi} - t_{\text{наб},i}) \quad (3.12)$$

Эта часть также учитывается программой обработки КМПВ и ГСЗ.

Таким образом, определяется временной разрез t_0 -ых кривых по всей мощности по годографам с неполной системой отработки. На этом этапе заканчивается первая часть интерпретации данной системы годографов способом « t_0 » (рис.3.1.8).

На практике, можно сказать, данный способ позволяет строить преломляющую границу при более широких допущениях точности. Поэтому наиболее распространенным является способ t_0 .

По временному разрезу определяются глубины залегания горизонтов:

$$H = t_0 \times V_{cp} / 2 \text{ Cos } i, \quad (3.13), \quad \text{где } i = \arcsin V_{cp} / V_{\Gamma}.$$

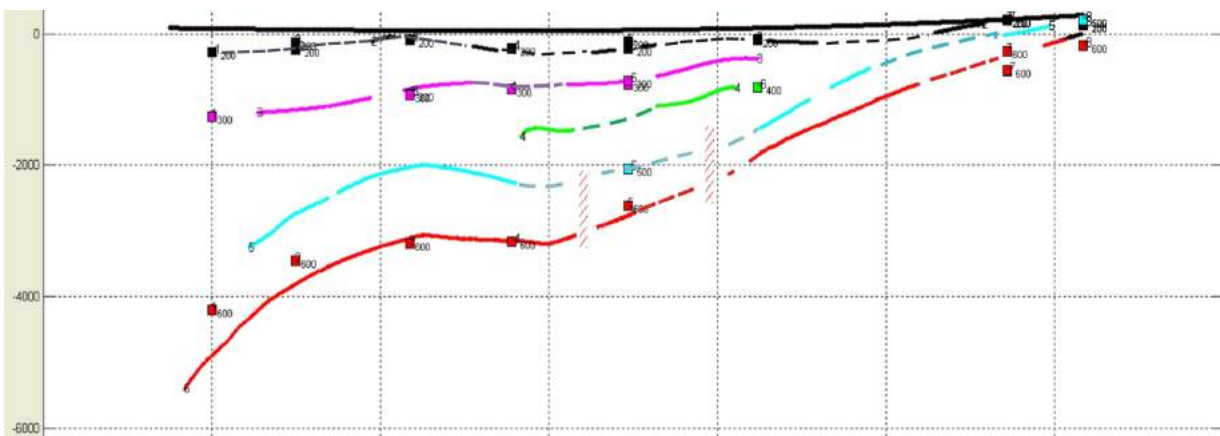


Рис.3.1.9. Сейсмический разрез компьютерной обработки профиля преломленных волн «Анаклиа-Зестафони» с дневного рельефа.

По приведенным $H_{(xi)}$ строятся кривые залегания горизонтов графическим способом –засечкой дуг, радиусов, равных расчетным глубинам залегания. После чего проводится кривая-оггибающая по этим дугам (рис.3.1.9).

3.2. Сейсмическая томография

3.2.1. Принципы сейсмотомографии преломленных волн и некоторые вопросы ее использования в условиях Грузии (использованы работы П.Фирбаса, 1990г. и Т.Яновской, 1997г).

Сейсмическая томография в абстрагированном понятии представляет собой преобразование-трансформирование функционала вида $T(X, H, V)$, так называемого годографа сейсмических волн, в функцию $V(X, H, T)$ распределения искомой скорости в плоскости данного разреза. Упрощенно, сейсмическая томография по своей сущности уподобляется рентгеновским лучам, акустическим, электромагнитным волнам, используемым в медицине и других отраслях науки для воспроизведения структуры объекта². Она в последнее время стала широко и успешно применяться во многих сферах региональной и прикладной геологии. Эта стало мотивацией применения метода при решении региональных и нефтегазопоисковых геологических проблем Рионско-Куринской депрессии и Восточно-Черноморского сектора Грузии. Поскольку сейсмическая томография в решении геологических проблем у нас используется впервые, мы сочли нужным отметить некоторые ее методические стороны и возможности.

«Томография» обозначает реконструирование изображения объекта по его проекциям. Проекция представляют собой некоторые функционалы объекта. Проекция – это либо времена

² Сейсмическая томография из-за имеющихся непреодолимых пока технико-методических трудностей уступает по разрешению другим методам томографии (рентгеновской).

пробега, либо данные затухания волн. На практике используется первая модификация. При этом предполагается, что длина волны во много раз короче характерных размеров объекта.

Сейсмическая томография основывается на ряде фундаментальных физико-математических положений – физических свойствах Земли, теории упругости твердого тела и распространения сейсмических волн в Земле. Первые два фактора не требуют особого разъяснения.

Относительно третьего фактора следует упомянуть: лучевую теорию сейсмических волн – принцип Ферма о сейсмических лучах, сейсмическую томографию на временных задержках, ширину луча, параметризацию модели, преобразование Радона в сейсмотомографии.

Как известно, объемные сейсмические волны от «точечного» источника в однородной изотропной среде распространяются во все стороны пространства со стабильной скоростью. Поверхность одинаковых фаз волны – это фронтальная часть волнового поля. Перпендикуляры к фронтальному полю представляют собой радиус-векторы, которые параллельны смещению P волн. Т.о. волновое поле упругой деформации в среде имеет две характеристики: фронтальную и лучевую (малой ширины $1/4$ длины волны), каждая из которых описывается отдельной теорией. В сейсмической томографии используется лучевая теория, как наиболее удобная для осуществления компьютерных вычислений.

Лучевая теория гласит, что компоненты малого смещения по лучу линейно зависят от приращения напряжения и компоненты приложенной силы, а напряжение линейно связано с деформацией среды. Для точечной силы напряжения характерен более общий закон расхождения $A(r)$ с затуханием энергии в зависимости от радиуса и имеет более общий вид функции пробега $\theta(r)$. При этом дельта функции (источника) не изменяется – в среде нет дисперсии. Волновые фронты описываются уравнением $\theta(r)=\tau$. Лучи есть семейство нормалей к волновым фронтам. В итоге, θ определяет лучи, а A – уменьшение энергии волн.

Из общего уравнения волнового фронта после небольшого преобразования получают формулу Эйконала $(\delta\theta)^2 = \rho/k = 1/c^2$, определяющую волновой фронт θ . Градиент этой функции, умноженный на c – скорость, есть единичный вектор. Он перпендикулярен волновому фронту и параллелен лучу. Для решения томографических задач пользуются лучевым выражением, записываемым в виде:

$$t_i = \int_{L_i} \frac{ds}{v(r)} \quad (3.14)$$

Этот функционал есть локальная (относящаяся к точке) медлительность сингулярно (исключительно) на луче. Выражение (3.13) после некоторых преобразований записывается в виде:

$$t_i = \int_{L_i} \overline{V(r)^{-1}} ds \quad (3.15),$$

где $\overline{V^{-1}(s)}$ – усредненное значение скорости в окрестности луча.

Это значит, что функционал (3.15) есть не локальная медлительность (скорость в интервалах по распространению луча), определенная в точке, а усредненное значение в окрестности луча, в размере не более зоны Френеля.

Из-за конечных размеров зоны Френеля исходные данные оказываются связанными не с локальными (к точке) значениями скорости, а усредненными по некоторой области. Из этого факта вытекает требование определенной гладкости искомой (исходной) функции. (При обработке годографов в программе «Geogiga» замечено, что это требование предусмотрено в недостаточной степени, а в программе «ХТомо-ЛМ» наоборот - с избытком). Отсюда вытекает следствие – «бессмысленно пытаться определить в пространстве неоднородности размерами меньше зоны Френеля» [Т.Яновская, сборник «Проблемы геотомографии», 1997].

В формулах 3.14 и 3.15 форма луча L_i зависит от искомого распределения скоростей $V(r)$. Задача в этих формулах не линейна и таким образом не решается. Для того, что бы они были решаемы, их надо линеаризовать. В таком случае задачу решают не прямым определением искомой функции $V(r)$, а вычисляют малую приближенную:

$$\delta V(r) = V(r) - V_0(r) \quad (3.16)$$

Для известного распределения скорости $V_0(r)$ рассчитываются времена между источниками и приемниками по наблюдаемым данным.

$$t_{oi} = \int_{L_{o(i)}} \frac{ds}{V_{o(i)}} \quad (3.17)$$

Задача решается на временных невязках сейсмических скоростей и формулируется следующим образом: задаются значения невязок $\delta t_{(i)}$ на различных лучах $i=1,2,3,\dots,N$, связанных искомой функцией $m(r)$ функционалом:

$$\delta t_{(i)=t_{(1)}-t_{0(i)}} = \int_{L_i} \frac{ds}{v_{(i)}} - \frac{ds}{v_{0(i)}} = \int_{L_{0(i)}} (V_{(r)}^{-1} - V_{0(i)}^{-1}) ds = \int_{L_{0(i)}} m_{(r)} ds \quad (3.18),$$

который удовлетворяет уравнению линеаризации. На каждой из них решается линеаризованная задача методом последовательных приближений (итераций).

3.2.2. Определение геологического содержания в данных сейсмотомографии на примерах Рионско-Куринского прогиба

Результаты сейсмической томографии – распределение скоростей по глубине разреза дается поинтервально в виде цветной шкалы, требующей осмысления с точки зрения петрофизического (геологического) содержания. Томографическая скорость есть скорость прохождения сейсмического луча в элементарной ячейке среды, определяемая при прохождении по отношению к референц модели среды, составляемой в разведочной сейсмике программой на основе наблюдаемого скоростного поля преломленных волн на данном профиле. Точного физического определения она не имеет. Ее можно уподобить пластовой скорости. Условно примем, что томографическая скорость есть пластовая скорость (по нашему мнению, с некоторым избытком) прохождения сейсмических волн в горных породах. Каждая градация этих скоростей соответствует определенному литолого-фациальному или петрографо-петрологическому составу (содержанию) горных пород. Системные линейные знаки, отмеченные в томографических цветных, градациях обозначают зоны нарушения скоростной однородности в данном горизонте. Таким образом, для геологических условий Восточно-Черноморско-Рионско-Куринской впадины устанавливается корреляционная связь между томографическими скоростями, пластовыми и граничными скоростями геологической среды.

Шкала томографической скоростной градации и соответствующие ей литофациальные или петрографо-петрологические геологические тела.

1. 1200-1500 м/с интервал по мощности четвертично-современных образований
2. 1600-2300 м/с интервал по мощности плейстоценовых отложений
3. 2500-3000 м/с интервал по мощности олигоценых отложений
4. 3800-4000 м/с интервал по мощности преимущественно эоценовых отложений
5. 4800-5000 м/с интервал по мощности меловых и верхнеюрских отложений
6. 5000-5200 м/с интервал по мощности юрских отложений
7. 5800-6200 м/с кровля доюрских-среднепалеозойских образований
8. 6400-6600 м/с кровля «базальтового» горизонта
9. 7100-7700 м/с второй горизонт «базальтового» слоя
10. 7900-8200 м/с поверхность МОХО

Геологическая разрешающая способность томографического метода преломленных волн, очевидно в первую очередь, зависит от детальности и точности системы наблюдений (отстрела) профилей, т.е. системы прямых и обратных, а также нагоняющих годографов, которая должна обеспечить не менее, чем двухкратное перекрытие опорных и маркирующих горизонтов. Вместе с тем, большое значение придается алгоритму программы и референц скоростного моделирования. Из этих факторов, определяющих разрешающую способность томографии преломленных волн, нам более или менее доступен характер системы наблюдений, что не обеспечивает требуемого качества. Тем не менее, томография таких профилей дает весьма важную дополнительную информацию о литофациальном распределении и структурном строении исследуемой среды в региональном плане. О факторах программного характера нам мало что известно.

Тем не менее, геологическая разрешающая способность томографии преломленных волн должна быть оценена сопоставлением результатов (структурно-литофациального характера) томограмм с известной нам геологической средой. У нас имеются две программы (программное обеспечение) «Geogiga» и «XТomo-LM», Канадская и Российская, соответственно. Полученные в них в результате обработки томограммы приводятся (рис.3.2.1.) для сравнительного анализа с целью решения выше поставленных вопросов.

Эти вопросы можно разделить на несколько категорий: а) формальные, б) структурные, в) литофациальный и возрастной. Первые решаются формальным сопоставлением томограмм различных методов между собой и с данными других геофизических методов. Вторые и третьи задачи выполняются сопоставлением с геологической средой, известной по данным буровых скважин и др.

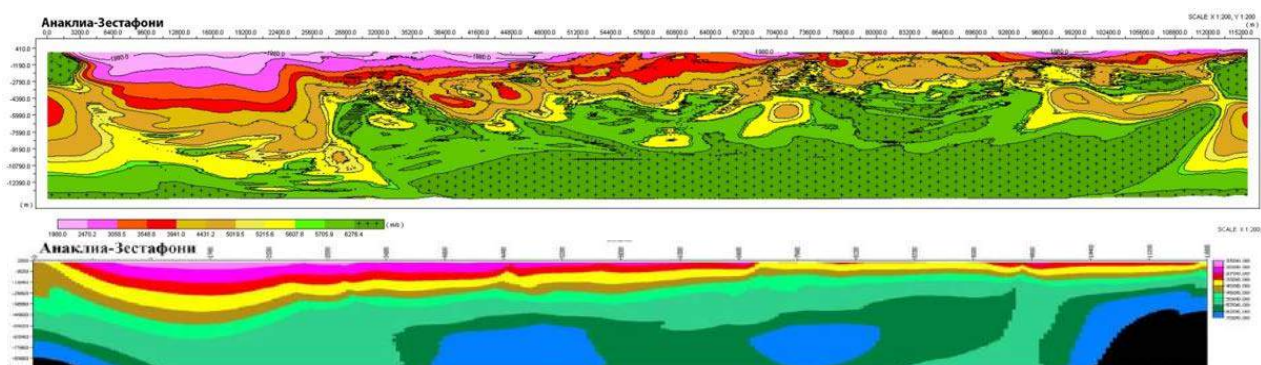


Рис.3.2.2.1. Томограммы метода преломленных волн, выполненные: верхняя программой «Geogiga», нижняя - «XTomо-LM».

Как видно (рис.3.2.2.1), разрешающая способность геологических неоднородностей этих программ различна; детальностью вторая уступает первой. На томограммах первой программы разбиение скоростного интервала на три единицы больше, полосы расцветок кривые с нарушениями разной формы, даже в однородных пластах выделяются линейные зоны изоскоростей, которые должны быть связаны, очевидно, разрывными нарушениями. Томограммы второго метода полосатые, сглаженные, без включения посторонних расцветок, с последовательным увеличением скоростей сверху вниз. В целом же, картины томограмм этих двух методов сходные. Кроме высокой детальности выделения скоростей и разрывных нарушений, заметно, что томографические скорости программой «Geogiga» определяются избыточно с излишней флуктуацией, что наводит на мысль о необходимости сглаживать исходные первичные данные компьютерным способом методом Гаусса (рис.3.2.2.2).

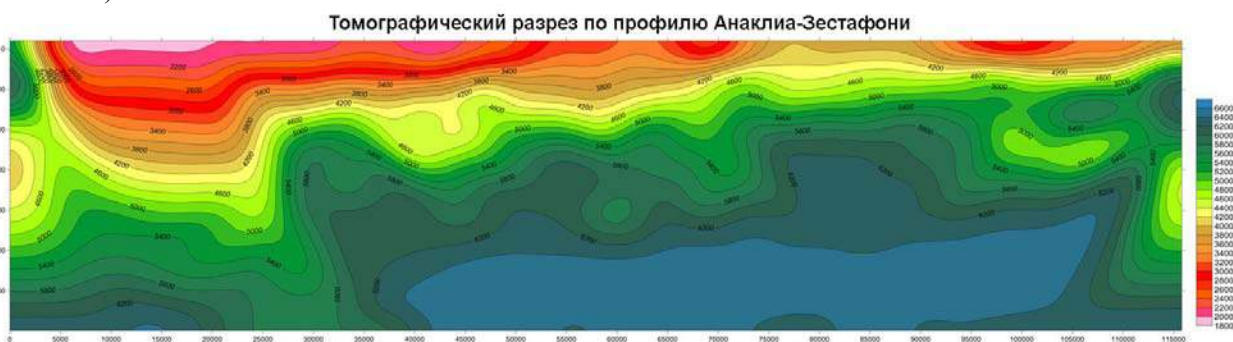


Рис.3.2.2.2. Томографический разрез профиля КМПВ Анаклиа-Зестафони после сглаживания методом Гаусса. (Несглаженная картина дана на рис.3.2.2.1.)

Здесь необходимо отметить, что сейсмические профили проведены в исключительно сложных сейсмогеологических условиях, частично без соблюдения требований к технологии полевых исследований – прямолинейности профилей, внесения поправок за рельеф, получения преломленных волн в первых вступлениях.

Все это обуславливает искажение вступления полезных сигналов, кажущихся скоростей и, тем самым, искажения томографических скоростей. В результате глубины залегания сейсмотомографических горизонтов могут быть неточными. Следовательно, результаты томографии геологической среды требуют сопоставления с геологической моделью, полученной по данным скважин на каждом участке, и это должно приниматься во внимание при обобщении геолого-геофизических результатов.

Рассмотрим другой пример. На рис.3.2.2.3 имеем картину, аналогичную той, что мы наблюдали на предыдущем рисунке в отношении сходства и различия томограмм различных программ. Но на них отображены совершенно различные геологические разрезы.

На рис.3.2.2.4. также отображена ситуация, аналогичная предыдущим рисункам.

Сопоставляя между собой результаты этих программ нужно отметить, что программа «Geogiga» дает спектр расцветок больший на три единицы, т. е. здесь имеется большая градация скоростей и разрез расчленяется более детально. И это несмотря на то, что минимальная скорость по шкале «XTomо-LM» начинается с меньшего значения (1500 м/с), а в разрезах «Geogiga» по-разному

(1485÷1980 м/с). Интервал шкалы «ХТомо-LM» равен 511 м/с, а в «Geogiga» – различен на каждом профиле. В средней части шкалы градации скоростей в обеих программах выравниваются.

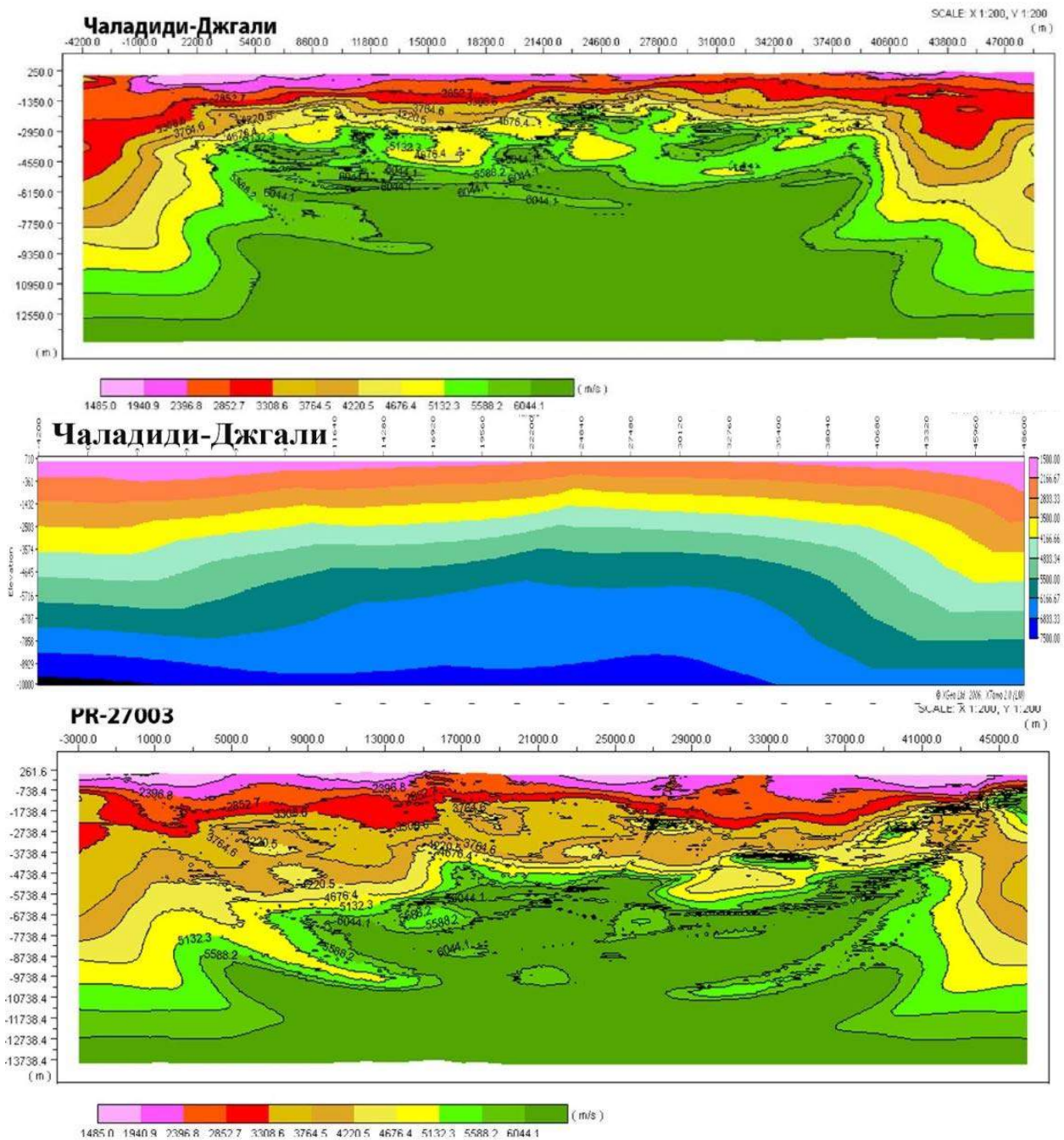


Рис.3.2.2.3. Томограммы метода преломленных волн, выполненные: крайние – программой «Geogiga», средняя - «ХТомо-LM».

Границы спектра скоростной шкалы редко совпадают со стратиграфическими границами; обычно они захватывают ниже лежащие слои в различной степени. Отсюда, мощности и глубины залегания геологических горизонтов по томографии оказываются большими (толще и глубже) по-разному, в пределах – в 1.1÷1.3 раз по всей мощности разреза, примерно, с 10% точностью. Эти коэффициенты в расчетах, выполненных по программе «ХТомо-LM», меньше.

В структурном отношении томограмма «Geogiga», вероятно, более близка к реальному строению геологической среды. Она отображает тектонику в региональном плане и структуры в локальном в виде различных складчатых форм: рельеф основания осадочного чехла, характер напластования осадочных горизонтов и, что немаловажно, разрывных нарушений.

На томограммах «ХТомо-LM» совершенно другая картина: здесь все сглажено, все слои субпараллельны между собой, очень слабо выражены структурные формы и разрывные нарушения; но в региональном плане они не менее важны, чем томограммы другой программы.

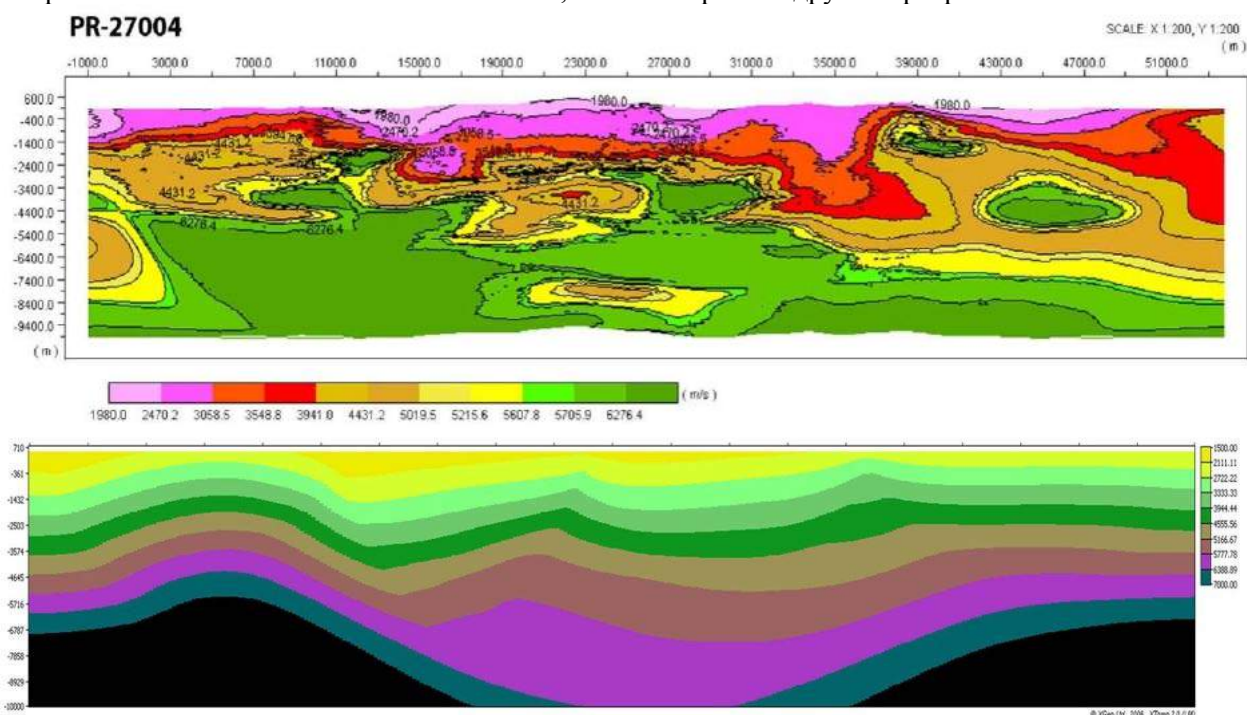


Рис.3.2.2.4. Томограммы метода преломленных волн, выполненные программой «Geogiga» (верхняя) и «ХТомо-LM» (нижняя).

Вместе с тем, томограммы в некоторой степени имеют литолого-фациальную нагрузку. Но и в этом отношении результаты, полученные программой «Geogiga» лучше читаемы. В целом, программе «Geogiga» по всем показателям дается предпочтение.

При сопоставлении результатов выше отмеченных программ наблюдается еще один примечательный факт. Поверхность фундамента осадочного чехла, установленная скважиной, по шкале «Geogiga» выделяется скоростями 5649÷5660 м/с., в то время как по «ХТомо-LM» тот же горизонт выделяется скоростью 5.6÷5.7 км/с. Этот скоростной пласт имеет изменчивую мощность 0.5-2.0 км. Ниже этого горизонта выделяется почти однородное основание со скоростью 6.1-6.3 км/с. Такая картина наблюдается на томографических разрезах в Западной Грузии, где фундамент осадочного слоя залегает неглубоко. Этот факт можно объяснить тем, что породы фундамента в петрофизическом отношении неоднородны и верхняя корка его изменена деструктивными процессами. И этот факт замечателен еще тем, что между осадочным слоем и фундаментом, магматогенно-метаморфическим образованием, со стабильным петрофизическим состоянием, может находиться промежуточный слой с пониженными скоростными параметрами и изменчивой мощностью по простиранию и по составу того же фундамента. Такие примеры могут быть и в Восточной Грузии, но фундамент там залегает глубоко, где разрешающая способность томографии занижена, и аналогичные мелкие неоднородности могут не обнаруживаться.

Таким образом, в силу неоднородного физического состояния верхней корки магматогенно-метаморфического образования – фундамента, он может проследиваться геофизическими методами по горизонтали с различной точностью и неоднозначно.

3.3. Составление регионального плана профилей МОГТ из фактической отработанной системы профилей Рионско-Куринской впадины

С целью составления сейсмических структурных карт среднего масштаба, сопоставимых с аналогичными картами восточной акватории Чёрного моря и с картами, составленными по данным геологической съемки и глубокого бурения, необходимо иметь профили регионального плана, подобные представленным на рис. 3.3.1. Такие карты нужны также для рассмотрения геологии

осадочного слоя в разрезе, как вдоль, так и поперек геологической среды. Принципы составления таких профилей следующие.

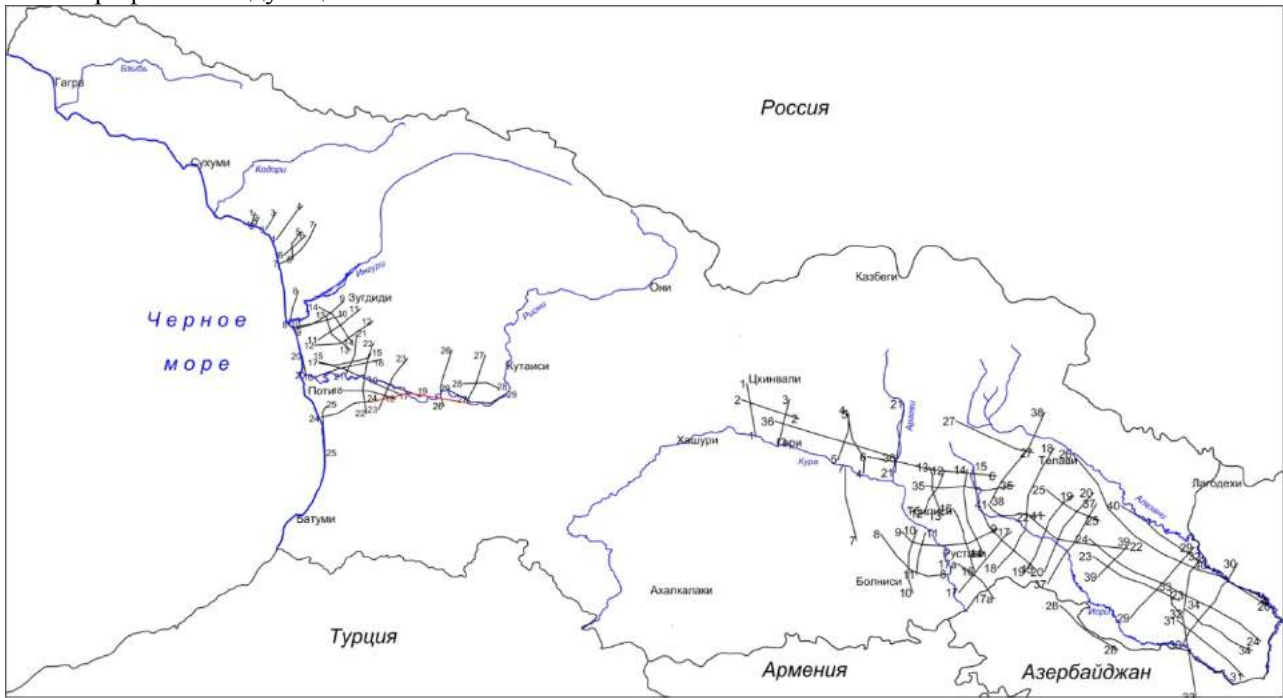
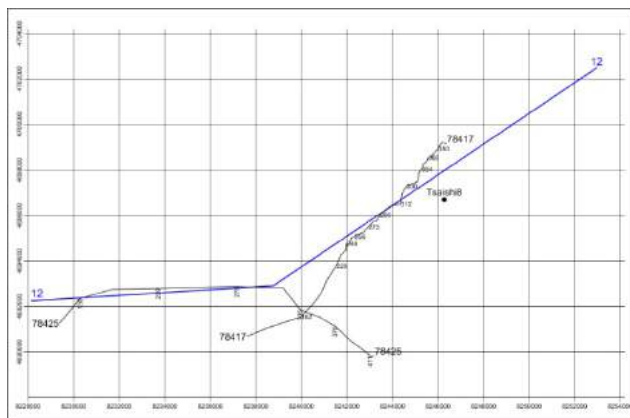


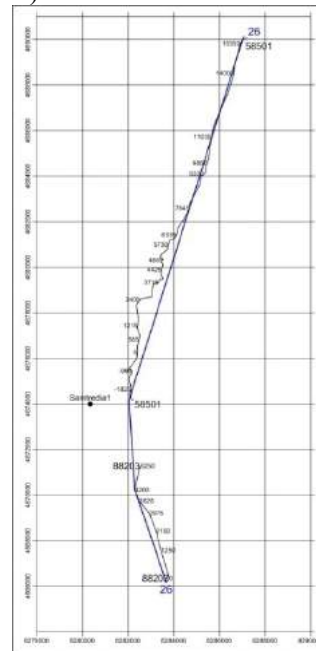
Рис.3.3.1. Схема региональных профилей МОГТ.

По сети фактических профилей ОГТ составляется сеть магистральных или региональных профилей через 10-15 км так, чтобы к этим профилям параллельно приурочивались отработанные профили ОГТ.

Ниже на двух примерах (рис.3.3.2-3.3.3) показано, что при компиляции вблизи расположенных профилей, находящихся в одинаковых геологических условиях и одинаково ориентированных, структура их временных разрезов заметно не нарушается (рис.3.3.3).



а



б

Рис.3.3.2. Примеры составления магистральных профилей ОГТ по фактическим отработанным профилям.

Этот факт хорошо наблюдается на всех компиляционных региональных профилях и при увязке морских и сухопутных профилей, а это значит, что выполнение такой операции правомерно (рис.3.3.3).

и рис.3.4.2-3.4.8). Вместе с тем, если стыкуемые профили находятся в разных геологических условиях, их временные разрезы могут не коррелироваться между собой. В таком случае они анализируются раздельно и раздельно проецируются на соответствующие магистральные профили. Одновременно это является фактором проведения между ними регионального межзонального разлома.

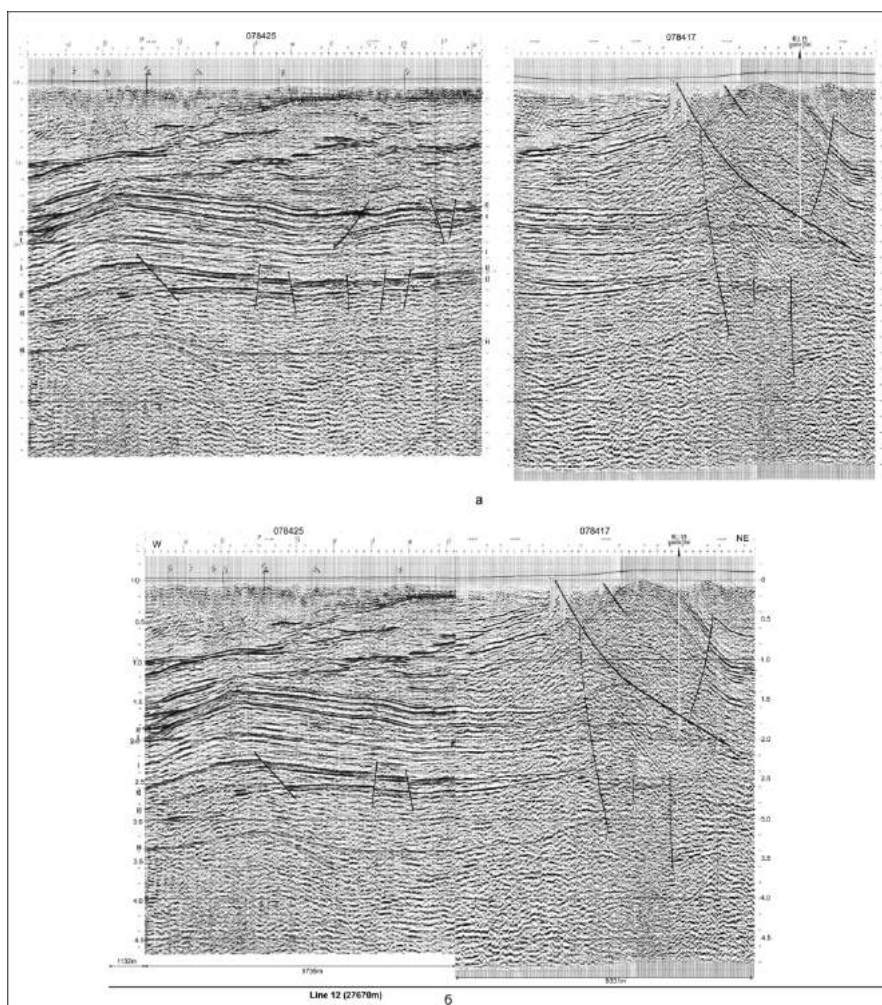


Рис.3.3.3. Пример корреляции двух разных профилей на стыках при компиляции для составления регионального профиля.

Приведенные выше примеры позволяют заключить, что при разумном использовании отмеченного принципа компиляции регионального профиля (временного разреза) из имеющихся кусков фактического материала, можно составить систему таких профилей без значительного ущерба для качества и информативности используемого материала. Его можно также распространить в отношении данных ОГТ Куринского прогиба.

3.4. Стратификация сейсмических горизонтов и корреляция их на площади

При интерпретации данных ОГТ важным моментом является стратификация на временных разрезах комплекса отражений, поступающих из определенного возрастного горизонта и литолого-фациального состава. Она является основой составления структурно-тектонических карт и установления на уровне прогнозирования литолого-фациального состава исследуемого объекта. Стратификация выполняется по данным геолого-геофизических параметрических глубоких скважин, находящихся вблизи обрабатываемого профиля, сопоставлением их разрезов в едином измерении глубин. Вместе с тем, параметризованные горизонты временного разреза характеризуются своеобразной рисовкой «текстуры» синфазных осей отражений, представляющей «образ» данного горизонта на данной площади. Подобрать подобные эталонные «образы» для каждого сеймостратиграфического горизонта, можно стратифицировать те временные разрезы, которые находятся вдали от параметризованных скважин. В этом плане проанализированы временные

разрезы ОГТ региональных и морских профилей. Установлена прослеживаемость отражающих комплексов по форме рисовки и структуре «текстуры» синфазных осей отражений, и из них выбраны эталонные «образы» для диагностики.

Анализ временных разрезов ОГТ Колхиды приводится с северо-запада на юго-восток. На Тамыш-Очамчирском участке после выбора из сети отработанных профилей наиболее оптимальных пересечений участка составлено 6 региональных профилей ОГТ: 3 профиля на Моква-Очамчирском участке и 3 – на Тамышском. Фактура синфазных осей отражений на этих профилях различна и изменчива по площади. В перспективном плане нефтегазоносности здесь определены две площади – Моквинско-Тамышская и Очамчирско-Окумская, удаленные друг от друга на 5-6 км. Рисовка синфазных осей отражений, образующих фактурную запись на временных разрезах, весьма сходна по интенсивности, возможности прослеживания в простирании и характеру выделения и прослеживания маркирующих комплексов стратиграфического отдела. В такой ситуации установление комплексов рисовки временного разреза, соответствующих стратиграфическим разделам и однозначно выделяемых по площади устойчивой текстурной записью, не получается. В данном случае для составления структурных карт по ОГТ вполне возможно с помощью глубоких скважин выделить маркирующие комплексы отражений по какому-либо стратифицированному горизонту и по ним составить изохронную поверхность, и в результате – структурную карту. Одновременно следует отметить, что любая информация, полученная по скважине, принимается в качестве правильной; что, возможно, не соответствует действительности, но ее невозможно перепроверить. Вместе с тем, наблюдается послонное различие между стратиграфическими отделами по скважине с маркирующими границами временного разреза, уверенно прослеживаемыми на большой площади. При этом использование данных скважин чревато ошибками второго порядка. Кроме того, в таком случае разрешающая способность ОГТ по глубине на этих участках неодинакова, ниже 3 секунд она уменьшается, возможно, из-за неправильности данных скважин.

Несмотря на то, что уверенных сеймостратиграфических «руководящих» «образов» на рассматриваемых участках не наблюдается, различие рисовки стратиграфических разделов на временных разрезах все же имеет место и используется уверенно. Краткое описание характера сеймостратиграфических комплексов дается ниже.

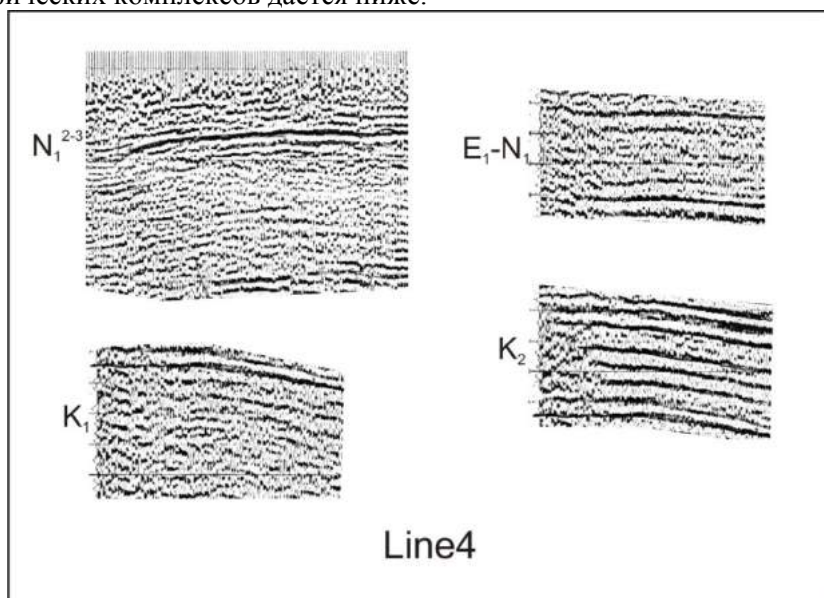


Рис.3.4.1. Фрагменты «образов» текстуры синфазных осей ОВ сеймостратиграфических комплексов Тамыш-Очамчирской площади.

1. Верхний неоген (N_2) на Тамыш-Очамчирской площади, можно сказать, выделяется своеобразной рисовкой синфазных осей отраженных волн (ОВ) – короткими слегка изогнутыми формами, местами сходными с «запутанным напластованием» отражающих плоскостей. Они редко прослеживаются на значительных расстояниях. Наслоение-напластование толщи – средне-слоистое (рис.3.4.1.). Верхний неоген на Тамыш-Моквинской площади налегает частично трансгрессивно на сарматские отложения с четкой рисовкой рельефа в основании «запутанного напластования» с мощностью временного разреза 0.1 секунды. На площади Окуми налегание такого характера не наблюдается.

Такой вид по временным разрезам ОГТ имеет верхний неоген, налегающий трансгрессивно на различных горизонтах: в районе Тамыш-Моквинского участка – на размытую поверхность майкопской свиты, в районе Очамчыры – на средне-верхний миоцен (N_1^{2-3}), а в районе Гали-Окуми в начале профилей 5 и 6 на средне-верхний миоцен; в большей же части площади залегание нормальное. Приведенные фактические материалы сейсмической стратиграфии говорят о том, что миоплиоценовый бассейн седиментации в пределах Абхазии в части Большого Кавказа не имел широкого распространения в северном направлении и представлял периферию бассейна в виде бугристого дна-мели. Поэтому трансгрессивный характер верхнего неогена, возможно, связан с внутриформационным несогласным залеганием. Трансгрессивный характер прослеживается с юго-востока со стороны Одишской депрессии, на юге которой бассейн седиментации опускался интенсивно, и происходило мощное осадконакопление верхнего неогена. Его мощность на юго-западе во временном измерении более 1.0 секунды, а на юго-востоке 0.2-0.3 секунды.

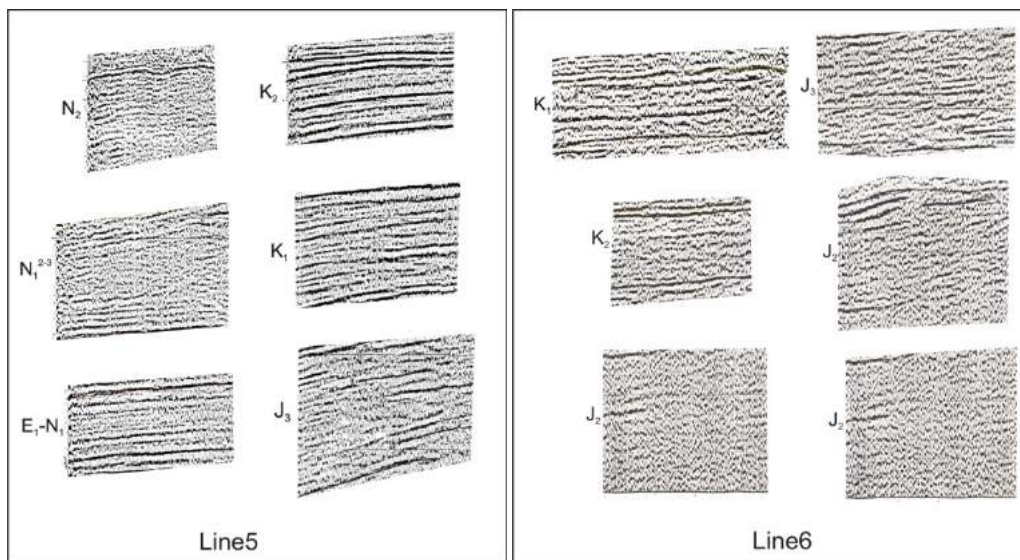


Рис.3.4.2. Фрагменты «образов» текстуры синфазных осей отражающих волн сеймостратиграфических комплексов Тамыш-Очамчирской площади.

2. Под верхним неогеном редко прослеживаются сарматские отложения или средне-верхний миоцен со слабым угловым прилеганием к первому; их эталонные «образы» даны на рис.3.4.2 (Line-5, 6). В обоих случаях расклад текстурных и граничных (реперных) отражений более упорядоченный – короткие синфазные оси-текстуры продолжают друг друга прерывисто и параллельно, а кровельные и подошвенные 3-4-х фазные отражения ограждают их непрерывно на сравнительно больших расстояниях.

3. Иногда под неогеном прослеживается майкопская серия пород, но, в основном, ее перекрывает средний миоцен. На площади Тамыш-Очамчире она перекрывается трансгрессивно средним миоценом, на Окумской – непрерывно переходит в средний миоцен, отделяясь от него хорошо трассируемыми отражениями раздела. Под этим разделом наблюдается листоватая-тонкослоистая среда, прослеживаемая на коротких расстояниях, ориентированных криво-косо под углами в единичные градусы. Майкопская серия отделена от палеогеновых (E_1-E_2) образований также хорошо прослеживаемым отражающим горизонтом, по-видимому, кровлей нижнего палеогена. Мощность майкопской серии пород здесь не превышает во временном разрезе 0.3-0.4 секунды. Эталонные фрагменты, «образы» майкопской серии приведены на рисунках 3.4.2-3.4.3.

4. На уровне нижне-среднего палеогена рисунок отраженных горизонтов сильно меняется; в верхней и, особенно, в нижней части наблюдается пачка интенсивных отражающих горизонтов, прослеживаемых по всему профилю. По-видимому, эти горизонты являются толстослоистыми песчаниками с относительно гладкой верхней поверхностью. Между толстыми слоями прослеживаются тонкослоистые отражающие горизонты, в связи с чем этот стратиграфический уровень имеет особый характер прослеживания. Эталонные фрагменты представлены на рисунках 3.4.1-3.4.4, а прослеживание во временных разрезах иллюстрируется на рисунках 3.4.5-3.4.7.

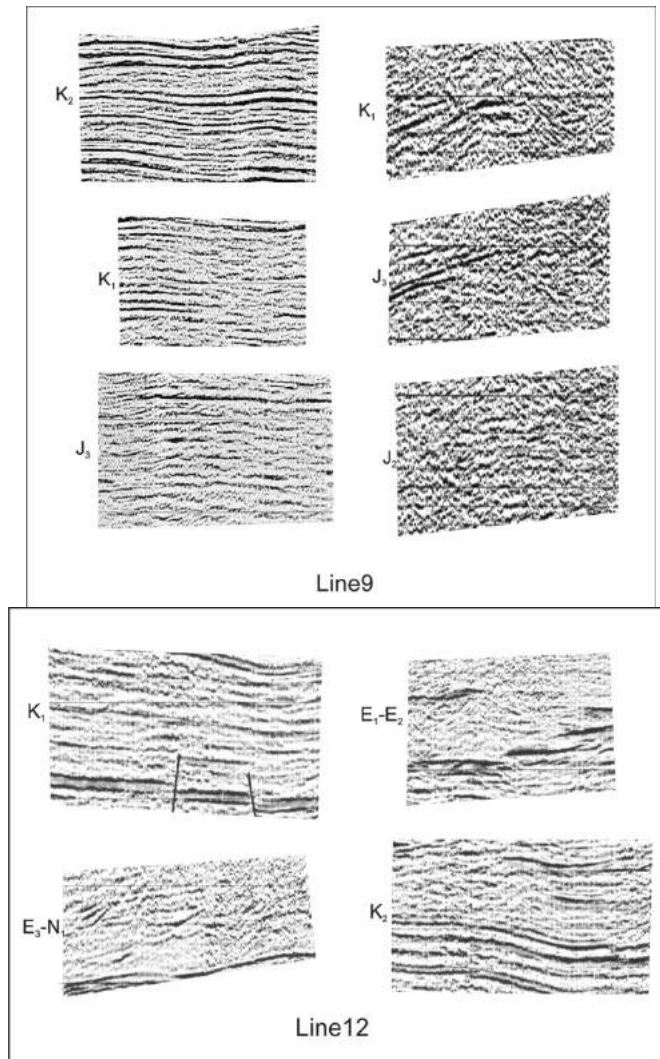


Рис.3.4.3. Фрагменты «образов» текстуры синфазных осей ОБ сейсмостратиграфических комплексов Зугдидско-Цаишского участка.

5.Верхний мел отличается чередованием хорошо прослеживаемых по площади относительно толстослойных слоев с гладкой поверхностью и тонкослойных слоев, прерывисто прослеживаемых по площади между подошвой и кровлей сейсмического комплекса. Тем не менее, определение верхних и нижних границ раздела этого стратиграфического комплекса затруднительно. К чему отнести пограничные интенсивно отражающие горизонты? Эталонные фрагменты текстуры синфазных осей отраженных волн верхнего мела широко представлены на рисунках 3.4.1-3.4.4. Вместе с тем, следует отметить, что ареал сходства эталонных «образов» этого стратиграфического комплекса распространяется на всю Колхиду.

6.Ниже верхнего мела рисовка синфазных осей заметно меняется: во-первых, нет отражающих границ раздела, прослеживаемых по всему профилю, во-вторых, наблюдаются групповые отраженные волны, прослеживаемые прерывисто по 2-3 км. В нижней части разреза выделяется граница интенсивных отражений, которая должна являться местом стратиграфического раздела. Фрагменты этого комплекса представлены на рисунках 3.4.2-3.4.4.

7.Ниже меловых образований в забое некоторых скважин Колхиды вскрыта вулканогенно-эвапоритовая формация верхней юры, имеющая в регионе и морском сегменте Чёрного моря широкое распространение и отражающая особые геолого-геодинамические условия происхождения, что немаловажно для познания геолого-геофизических условий того периода региона. В сейсмическом отношении запись ОБ имеет своеобразную форму, легко опознаваемую в подошве разреза на фоне затухания волнового поля. Выборки-фрагменты из этой формации показаны на рисунках 3.4.3-3.4.4.

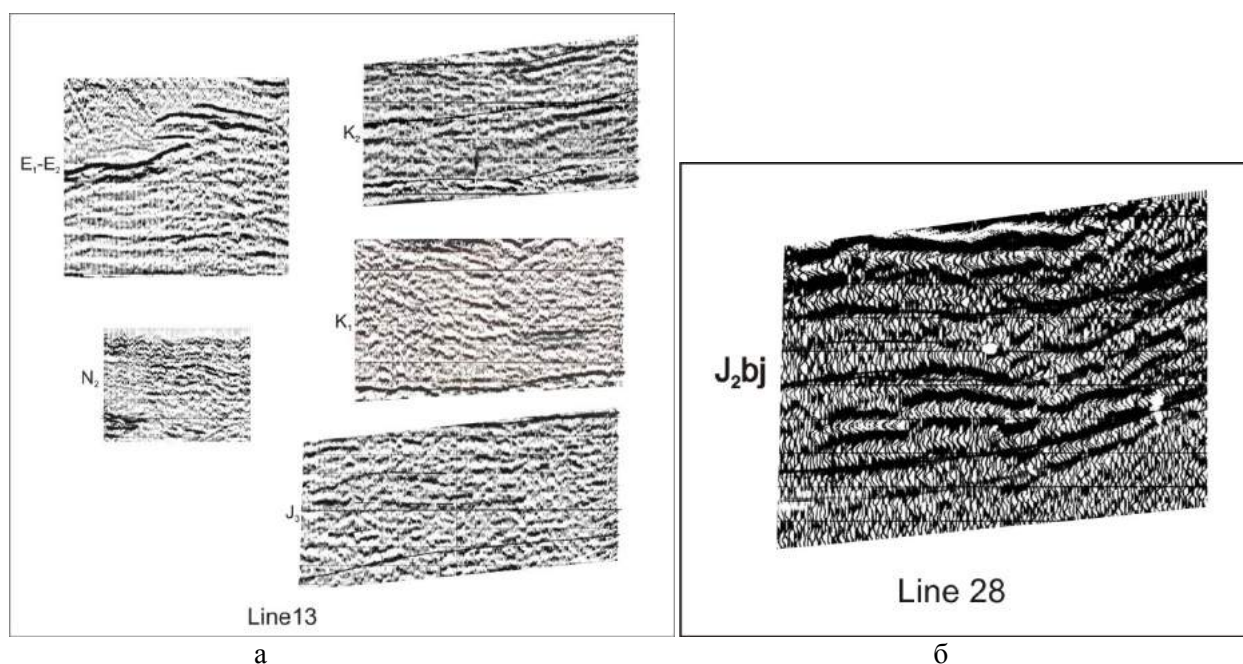


Рис.3.4.4. Фрагменты «образов» текстуры синфазных осей ОВ сейсмостратиграфических комплексов Зугдидско-Цаишского участка (а) и Хонско-Парцханаканебской площади (б).

Все рассмотренные профили (рис.3.2.1) характеризуются спокойным структурным строением. В области антиклинальных структур Тамыши, Моква, Очамчире, Окуми, выделенных геологическими данными в разрезах ОГТ, на разных горизонтах наблюдается слабое поднятие структурного замка. Только на профиле Line 4, который проходит по р.Галидзга, по всей глубине отмечается широкое поднятие на широте простирания Моквинской структуры.

В Абхазской части Колхиды по геологическим данным установлены пликативные антиклинальные структуры, которые методами ОГТ на глубине не получают достоверного подтверждения. Однако, это не должно иметь особого значения с точки зрения нашего интереса – выяснения перспективности структур этого края на нефтегазоносность – в связи с тем, что глубокие горизонты структур сложены высоко катагенезированными верхне-юрско-меловыми отложениями, которые вряд ли могут являться благоприятными резервуарами для содержания углеводородов. Зугдиди-Эргета-Урта-Цаиши-Эки-Нокалакевский брахи-структурный кряж, находящийся между Чаладиди-Квалонской и Тамыш-Очамчирской структурными группировками Колхиды, дугой окаймляет с юго-запада и юго-востока Одишскую депрессию, наблюдаемую на поверхности в меловых и палеогеновых отложениях.

На этом участке отработаны около 15-18 профилей различной длины от 5 до 12 км по простиранию. Из них в региональном плане скомпонованы 5 профилей по 18-25 км, простирающиеся с юго-запада на северо-восток и пересекающие данный участок. Все их временные разрезы представляют компиляцию различных работ. Северо-восточная половина выполнена французской компанией собственной аппаратурой и методикой, юго-западная - отработана «Грузнефтегеофизикой», также собственной техникой и методикой. Временные разрезы различаются интенсивностью записи. Северная половина характеризуется низкой частотой и повышенной амплитудой записи, трассы крупно-полосчатые, редко дальнего прослеживания.

Все временные разрезы Урта-Зугдидского участка расчленяются стратиформно на неопределенные стратиграфические уровни. Визуально эти стратиформные полосы различаются и границы раздела между ними определяются без особого труда. Но совпадают ли они со стратиграфическими границами? Это определить сложно. Данные скважин в этом плане не систематизированы. Во-первых, они расположены в нескольких километрах от профилей, во-вторых, расположены в различных структурно-тектонических условиях.

Цаиши-Уртинская полоса структур осложнена разломами разного типа и простирания, в замковой части шириной в 2-3 км, слоистость пород не наблюдается, эта часть выглядит, как массивная глыба или мелко разбитый агломерат. Она затрудняет идентификацию между северным и южным крыльями. Поперечный временной разрез создает впечатление того, что структура не

складчатая, а является надразломной блоковой надстройкой, образовавшейся не смятием, а выдвиганием разломов из более древних пород в молодые.

Сеймостратиграфические формы Цаиши-Уртинских структур характеризуются неполным стратиграфическим разрезом. В купольной части структуры мощность кайнозойских отложений не превышает 300-500 м. Видимо, пропущены горизонты, как в палеогене, так и в неогене. По временному разрезу такие пропуски установить невозможно. На разрезах признаков перерыва или региональной трансгрессии не заметно. Седиментационная обстановка в Колхиде меняется по площади дифференцированно и мелкомасштабно. Однако, в пределах этих локальных площадей можно различить стратиграфические горизонты – «образы» записи отраженных волн; в верхней части более уверенно и легко, в глубинных же горизонтах, в мезозойских отложениях этот симптом проявляется не вполне уверенно. Тем не менее, на площади Цаиши-Урта выбраны «стратиграфические» «образы» отдельных и групповых страто-этажей для подбора эталонных рисунков синфазных осей по Колхиде. Эти «образы» горизонтов с особой рисовкой осей отражений «птичьего полета» (рис.3.4.3, Line 12) прерывистого характера, возможно, связаны с фациальным изменением толщи по простиранию и мощности. Сеймостратиграфические фрагменты «образов» ОВ из этих участков обильно представлены на рисунках 3.4.8-3.4.10. Квалони-Хоби-Менджский участок, расположенный между Эргета-Урта-Цаиши и Кулеви-Чаладидской структурами, характеризуется своеобразным рисунком синфазных осей отраженных волн.

Временные разрезы Квалони-Чаладидско-Лесской площади стратифицируются и коррелируются по данным глубоких скважин, которых здесь недостаточно.

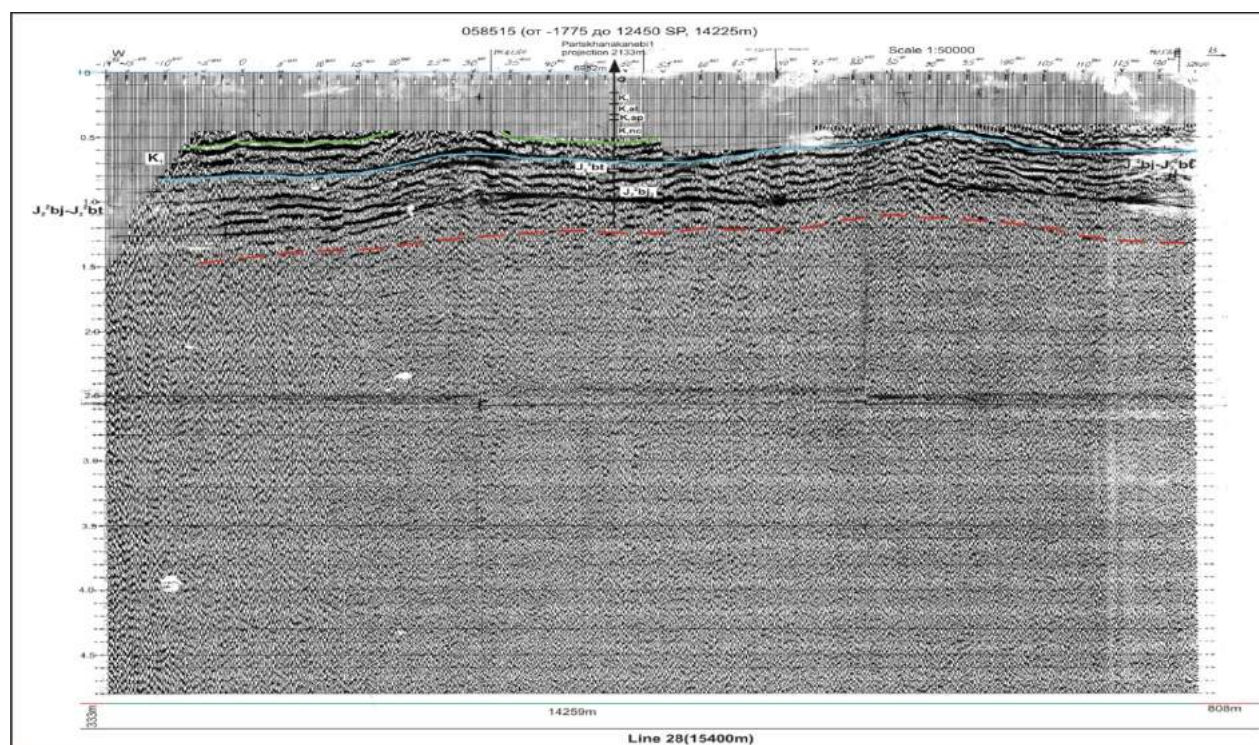


Рис.3.4.5. Временной разрез ОГТ по профилю вдоль пересечения Хонско-Парцханаканебской площади.

Особые сейсмогеологические условия и, как следствие, формы записи синфазных осей отраженных волн наблюдаются на Хонско-Парцханаканебской площади – ограниченная запись по времени 0.5-2.0 сек. Выше и ниже этого интервала до 6 сек признаки отраженных волн отсутствуют (рис.3.4.5).

Возможно, на нижнем интервале основание осадочного слоя не дислоцировано и не способствует возникновению отраженных волн. До глубины 0.5 сек. геологические и современные образования акустической жесткостью, по-видимому, слабо дифференцированы. На рис.3.4.5 приведен временной разрез одного из профилей Line 28, который проходит вдоль Хонско-Парцханаканебской равнины с характерной записью отраженных волн. В подлиннике разреза запись продолжается до 6 сек, полезная информативность вмещается в интервале 0.4-1.4 сек, но и то с неопределенной четкостью раздела сеймостратиграфических комплексов. Хотя по рисунку можно

заклЮчить, что отложения бат-байосских пород характеризуются своеобразной неоднородной текстурой рисунка. В верхней части они характеризуются высокой, а в нижней – слабой интенсивностью и прерывистостью отражений.

Такой характер текстуры синфазных осей ОВ обусловлен неоднородностью литолого-фациального состава вулканогенно-терригенных образований средней юры. В частности, шероховатым, «запутанным» структурированием терригенно-вулканогенных образований с различным преобладанием в различных частях. В нижней части – вулканогенным, в верхней – терригенным.

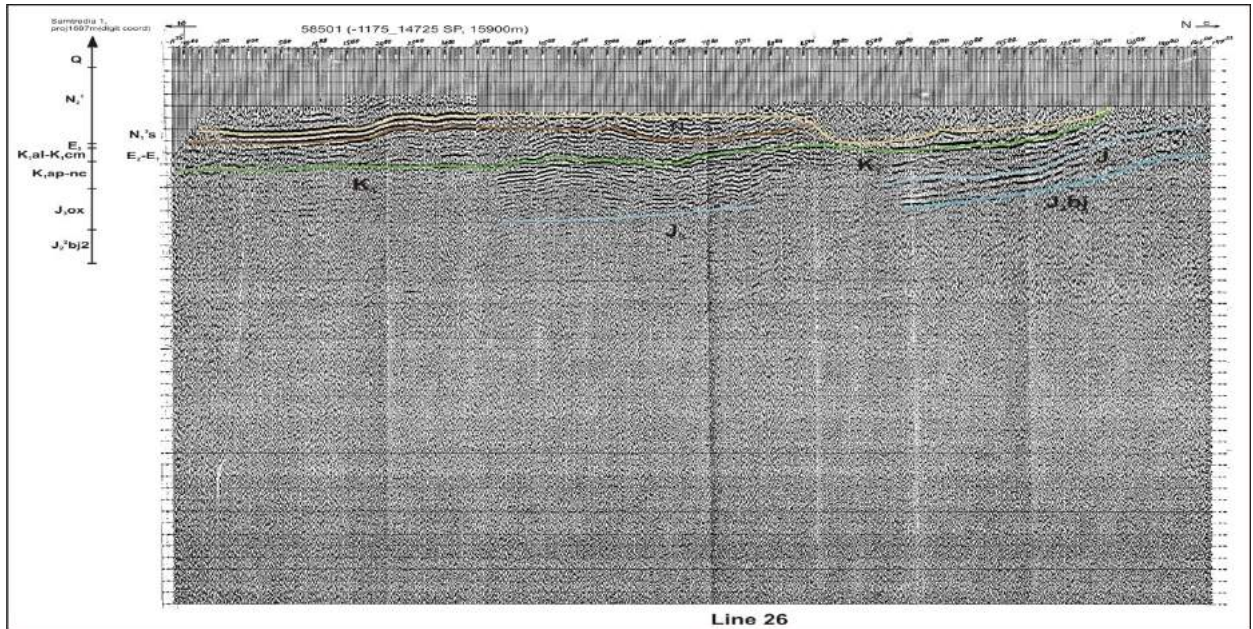


Рис.3.4.6. Временной разрез ОГТ по профилю по меридиональному пересечению Хонско-Парцханаканебской площади.

Еще более своеобразным выглядит временной разрез профиля Line 26, который пересекает Хонскую площадь с юга на север (рис.3.4.6). Разрез записан до 6 секунд, из этого промежутка информативен интервал времени от 1.0 до 3.0 секунд, а за ним следует отрезок без признаков отражений. Рисунок отображает перевернутую лестницу ступенями вниз, ограниченную сверху границей раздела маркерных отражений фрагментов сарматских и эоценовых отложений и тонкого слоя нижнего мела. Под последним с трудом прослеживаются тонкослоистые глино-песчано-эвапоритовые отложения верхней юры. Внизу запись резко ухудшается, проследить маркерные отражения трудно, что связано со сменой стратиграфического горизонта, очевидно, из байосской серии. В основании информативной записи рисунок оси синфазных отражений налегают с подошвенным прилеганием на неровную ступенеобразную поверхность фундамента, что, видимо, отражает характер седиментации пород. Внутри этого осадочного слоя сейсмостратиграфические комплексы, кроме неогеновых, мало отличаются друг от друга формой текстуры, но выделяются границами реперовых отражений.

Несмотря на недостаточную информативность глубин этих профилей, оба приведенных примера несут значительную геологическую информацию, которая будет рассмотрена в соответствующей главе.

Гурийская площадь с Аджарским приморьем выделяется в сейсмогеологическом отношении среди прочих участков Колхиды своеобразной сложностью и малоэффективностью сейсморазведки. Результаты исследований этого региона методом ОГТ во всех работах характеризуются недостатками в прослеживании целевых горизонтов, что, естественно, сказывается на качестве структурных карт.

В подтверждение к сказанному, в качестве примера, можно привести профиль Line 25, проходящий от Кобулету до Уреки по побережью моря (рис.3.4.7). Запись на этом профиле осуществлена до 5 сек и характеризуется по всей глубине одинаковой средней интенсивностью, но неравномерной выразительностью отражений. В северной части по окончании профиля в 5-6 км интервале по всей глубине зарегистрировано чередование однообразных групп отражений, которые настолько схожи друг с другом и периодически повторяются в разрезе, что напоминают кратные

отражения. Такое объяснение отвергается, поскольку трудно подобрать к пятикратным групповым отражениям такую модель, которая удовлетворяла бы условию периодичности их образования и различной ширины комплекса отражений (0.3-0.5 сек), а также различию рисунков текстуры. Исключается также столько же кратное тектоническое повторение геологического разреза. Убедившись в том, что разрез в этой части отражает нормальную седиментационную геологическую колонку, его сейсмостратифицируют по аналогии с профилем Line 24 (Рис.5.1.11).

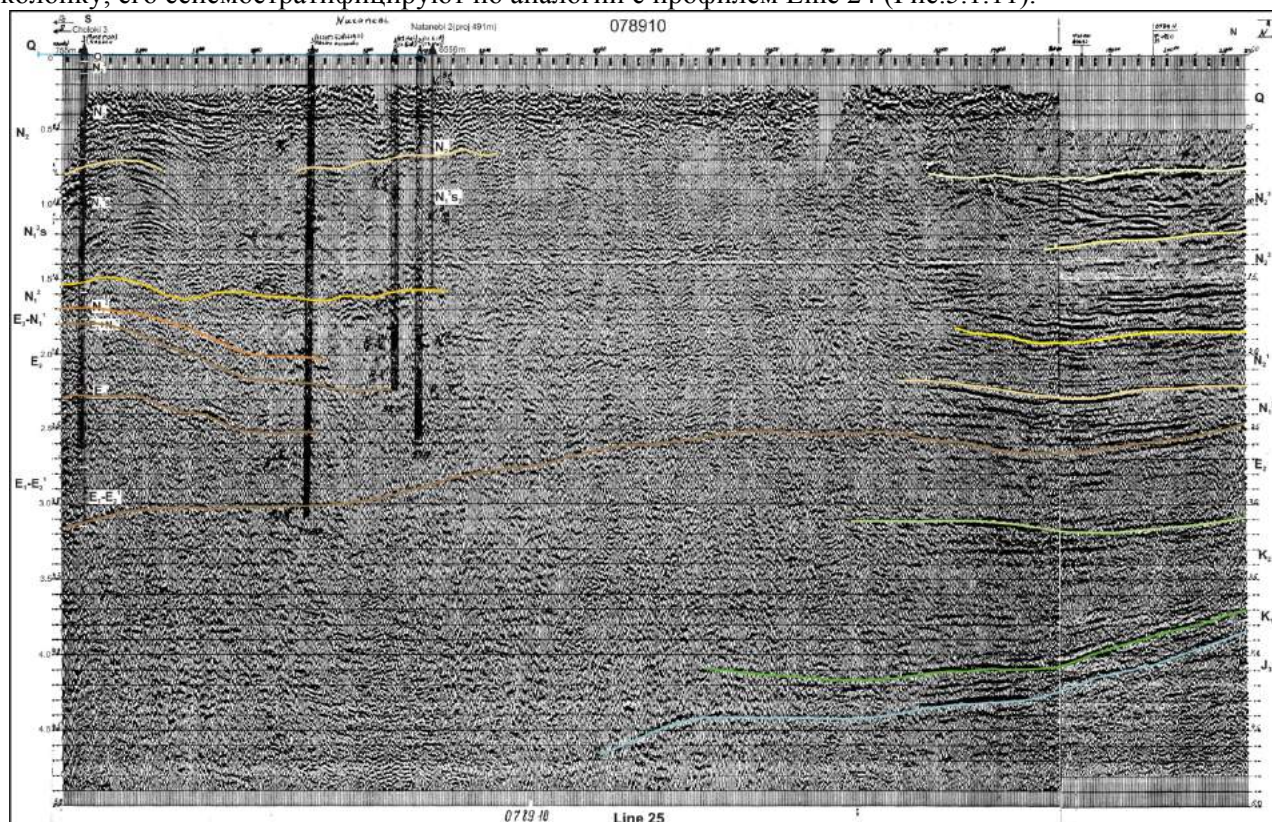


Рис.3.4.7. Временной разрез ОГТ по профилю Чолоки-Уреки (Line 25).

Средняя часть временного разреза профиля Line 25 свободна от признаков отражений. Там же в южной части, от Чолоки до Натанебских скважин, с трудом прослеживаются отдельные отражения, которые стратифицируются данными отмеченных скважин прерывисто, что можно объяснить особенностями глубинных сейсмогеологических условий данного участка. Эти две части одного и того же профиля не увязываются между собой ни сейсмическими и ни геологическими признаками, что обозначает разобщенность их тектонического строения, разделенного глубинным разломом, проходящим немного южнее Натанебских скважин.

Немного сложнее сейсмостратификация временных разрезов МОГТ восточного сегмента Чёрного моря, а именно тем, что здесь нет: во-первых, стратифицированных колонок скважин, а во-вторых, имеющиеся в нашем расположении довольно скудные, неполные материалы выполнены различными организациями на различном технико-методическом уровне. Все это не способствует идентификации их временных разрезов, о чем говорит их любое сопоставление. Тем не менее, для решения этих вопросов нами используются два способа: а) идентификации временных разрезов, «стыкующихся» морских с континентальными на продолжении друг друга (рис. 4.1-4.10) и б) выбор текстур «образов» синфазных осей ОВ для самого акваториального бассейна. О первом способе пойдет речь ниже, второй же, по содержанию, относится к данному параграфу.

Сейсмическую стратиграфию обычно начинают с молодых образований, мы тоже постараемся придерживаться этого правила.

На рис.3.4.8. представлены фрагменты морских прибрежных профилей, где седиментационные процессы определяются приливно-прибойной гидродинамикой и привнесением с континента масс разрушенных пород системой рек Ингури, Хоби, Риони и Чорохи, знаменитых на этом побережье полноводьем и авандельтой.

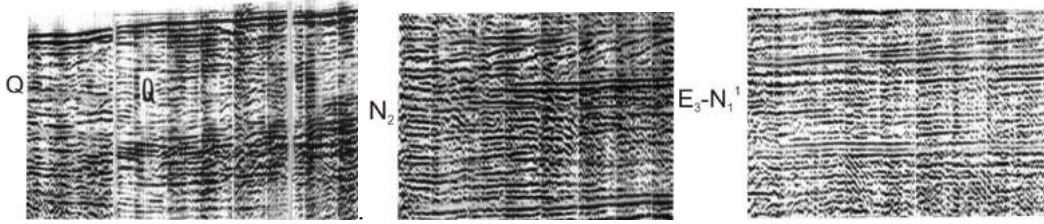


Рис.3.4.8. Фрагменты «образов» текстуры синфазных осей ОВ сеймостратиграфических комплексов морских профилей 347707 и 347816 «Южморгео».

Текстура синфазных осей ОВ «образов», обозначенных на рисунке символом Q, соответствует веерообразной дельтовой системе седиментации. Эти фрагменты характеризуются разнонаклонным, переплетенным раскладом синфазных осей, а также чередованием горизонтально и разнонаклонных синфазных осей ОВ-пластов с отличающейся своеобразной рисовкой.

На том же рисунке фрагмент майкопской свиты характеризуется субгоризонтальным раскладом синфазных осей с прослойками слабоинтенсивных синфазных осей, связанных с разным литофациальным составом, характерным для данной свиты.

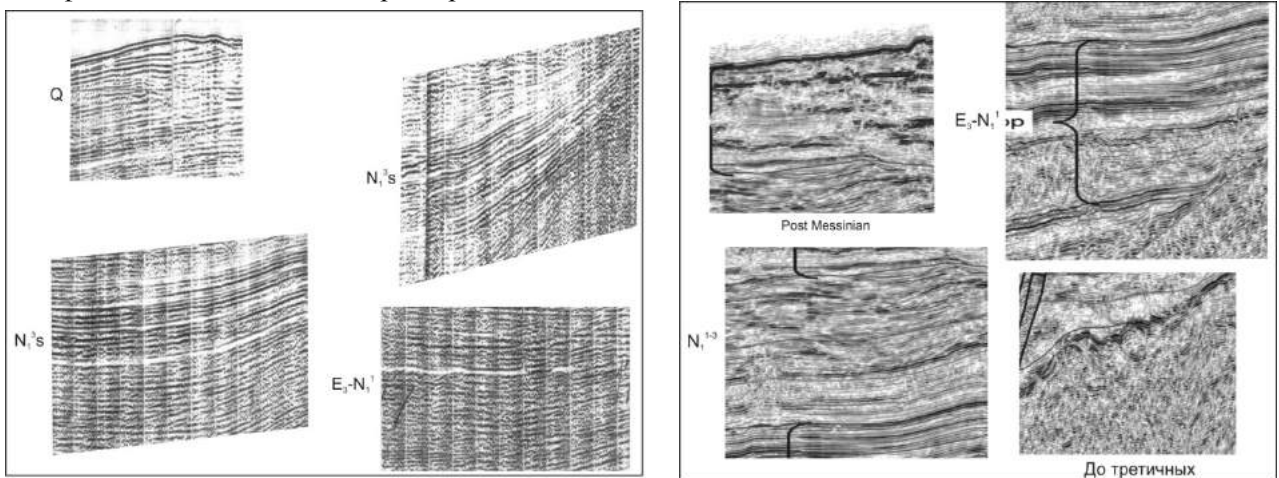


Рис.3.4.9. Фрагменты «образов» текстуры синфазных осей ОВ сеймостратиграфических комплексов морских профилей: левая половина-347817 «Южморгео» и правая-AGC-20-27a «Anadarko».

На рис.3.4.9 представлены фрагменты из различных частей бассейна. Левая половина – из прибрежной площади, правая – из глубоководной; сеймофации адекватно отражают их литофациальный состав. Фрагменты сармата характеризуются равномерной интенсивностью синфазных осей с редкими прослойками синфазных осей слабой интенсивности. Этот характер текстуры более контрастно выражен на рисунке рядом сарматских слоев с прилеганием на континентальный склон. Те же самые сеймостратиграфические комплексы в глубоководной части представлены другим фрагментом верхнего неогена, характеризующимся более упорядоченным раскладом текстуры и отличной сеймофацией (вторая половина рисунка с индексом N_1^{2-3}). На последних двух фрагментах рисунка майкоп прилегает к континентальному склону (PreTertiary) основания.

На рис.3.4.10. фрагменты «образов» текстуры синфазных осей ОВ глубоководных сеймостратиграфических комплексов представлены из разных профилей, выполненных «Anadarko». Эти фрагменты характеризуются различной текстурой, а по граничным плоскостям подошвы и кровли зачастую наблюдается наличие группы интенсивных отражений.

Здесь следует заметить, что, используя приведенные эталонные «образы» при интерпретации морских временных разрезов ОГТ, мы придерживались первоначальной интерпретации, выполненной исполнителями работ «Anadarko» и «Южморгео», имевшими больше опыта и информации в этом вопросе. Тем не менее, продолжение Аджаро-Триалетской зоны в акваторию, в этом плане, рассматривается нами детально.

Установление стратиграфической связи между морскими и континентальными терригенными образованиями правомерно определять в переходной зоне между ними, в данном случае на профилях ОГТ 347808, 347809 и 347811.

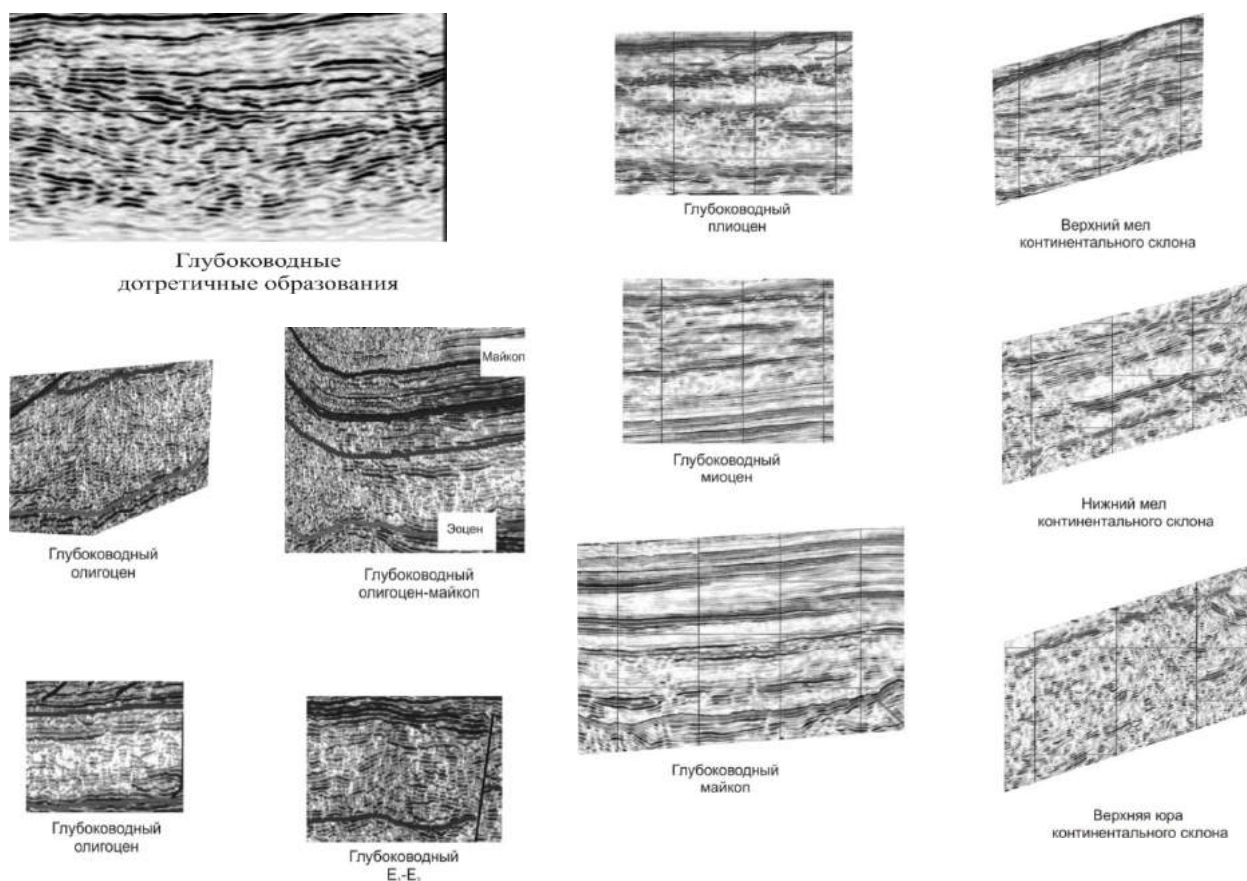


Рис.3.4.10. Фрагменты «образов» ОБ морских сейсмических профилей AGC, «Anadarko».

Они анализируются в смысле выделения пачек сейсмостратиграфических комплексов по всей глубине разреза:

а) Определяется их кровля и подошва с разметкой опорный (горизонт), и, если имеется такая возможность, в их промежутке также проводится маркирующий горизонт. Такая операция выполняется по всем профилям по всей площади. Затем проводится корреляция стратиграфических и маркирующих горизонтов. Проводится оцифровка выделенных коррелированных горизонтов.

б) По коррелированным горизонтам компьютерным способом составляются сейсмические разрезы. Для этого следует подготовить программное обеспечение.

в) Из сейсмических разрезов ОГТ региональных профилей выбираются стратиформные маркирующие, в лучшем случае, опорные горизонты и по ним составляются структурные карты.

3.5. Некоторые методические вопросы прогнозирования литофациального состава (распределения) на глубине по данным сейсмической разведки и скважин

При поиске месторождений углеводородов знание литофациального распределения на глубине наряду со структурно-стратиграфическим строением региона является весьма важным поисковым критерием, как определяющие условия их образования и накопления [Вассоевич Н.Б., 1930]. Эти соображения определили наши попытки установления, в порядке опыта, связи сейсмических фаций и реальных геологических разрезов литофаций. Естественно, для проведения такого эксперимента необходимо наличие высококачественных сейсмических материалов и, соответственно, данных целенаправленных исследований закономерностей распределения литофаций в обнажениях региона и глубоких скважинах. С этой точки зрения, как сейсмические, так и геологические материалы на суше не являются вполне кондиционными, а в морской части нет скважин. Тем не менее, результаты по данной тематике, полагаем, удовлетворят заинтересованных специалистов, даже с учетом того, что они довольно приблизительно отражают распределение литофаций на глубине региона. Наши представления о соответствии сейсмической фации МОГТ реальным литофациям изучаемой среды основываются на данных, полученных сравнением текстуры и динамики синфазных осей ОБ, а также изучением морфологии «пунктирно-крупнозернистого» характера вступлений дифрагированных

волн, образующих фоновую фактуру на временных разрезах. Таким образом, сопоставление различных сочетаний «образов» сейсмической записи с литофациями, установленными геосъемкой и по данным скважин, хотя такое возможно редко, позволяет распространить этот принцип условно на всю территорию исследований.

Прежде, чем давать определение смысла сейсмических фаций, следует отметить, что эталонный характер или «образ» последнего физического понятия не имеет четкой, стационарной структуры и границы между различными фациями на временных разрезах. Эти факторы должны приниматься во внимание при интерпретации временных разрезов МОГТ и восприятию их результатов. Смыслом определения прогнозных литофаций на глубинах является, главным образом, прослеживание их на закрытых местах между скважинами, где они априори уже известны, и составление соответствующих схем их распределения с целью использования для различных геологических гипотетических выводов.

Анализ сопоставлений сейсмических фаций с литофациями геологической среды дается ниже в табличном виде картинками, наблюдаемыми геологами в обнажениях и на кернах из скважин (Таблица 2). Мы попытались показать это на наших примерах, и начнем с терригенных образований, наиболее выразительно отображенных на временных разрезах.

Таблица 2.

Сейсмические стратиграфические комплексы, соответствующие предположениям

№	Индекс		Номер фации
1	N ₂ -Q	Плиоцен-четвертичный	1,2
2	N ₂	Плиоцен	1,2,3,5
3	N ₁ ³ s-m	Верхний миоцен (сарматский и меотисовый ярусы)	3,5,6,7,8
4	N ₁ ²	Средний миоцен	4,5,6,7
5	E ₃ -N ₁ ¹	Олигоцен-нижний миоцен. Майкопская свита.	4,5,6
6	E ₁₋₂	Палеоцен-эоцен	5,6,8
7	K ₂	Верхний мел	8,9
8	K ₁	Нижний мел	9
9	J ₃	Верхняя юра	?
10	J ₂	Средняя юра	

Таблица 2 (продолжение)
Условные обозначения к рисункам временных и
прогнозных лито-фациальных разрезов

№	Графические знаки		Литологическое описание пород	Графические (по форме), цветовые (по интенсивности) и штриховые (по толще) признаки пород на временных разрезах
	Литологические знаки (крап) пород (фаций)	Сейсмический "почерк" осей синфазности		
1			Конгломераты крупно-мелкогалечниковые разных плотностей	"Туче-образный" рисунок дифракций, отображающий гранулометрический состав в виде зерен, горошков (галечника и валунов), чередующимися светлыми полосами, соответствующими глинам.
2			Галечники, супеси, глины	"Рыхловатый" рисунок различной формы отображающий галечники, зерна, "супеси". Доминируют просветления, соответствующие глинам.
3			Песчаники: толстослоистые, плотные	Утолщенные синфазные оси 3-5 и более фаз отраженных волн, с редким просветлением строчек с короткой штриховкой.
4			Толстослоистые песчаники средней плотности	Уплотненные синфазные оси достаточно интенсивных волн с белесоватыми полосками, заметны синфазные оси слабых отражений.
5			Собственно глины	Белесоватые полоски или светло-серые полоски с редкими синфазными осями волн.
6			Глины песчанистые	Серые, тонкослоистые полоски с меняющейся тональностью цветов в разрезе с редкой штриховкой синфазных осей.
7			Чередование глин, мергелей или карбонатных глин	Чередование серых и белесоватых тонких довольно интенсивных полосок изменяющиеся по тональности цвета.
8			Мергели и мергелистые известняки разной плотности	Плотно расположенные синфазные оси, средней и слабой окраски цветов, с интенсивными прослойками синфазных осей.
9			Известняки и доломиты толстослоистые, плотные	Интенсивные отражения темной окраски цветов, с коротким прослеживанием и относительно искривленными синфазными осями.
10			Рифогенные и ургонского типа известняки	Криволинейные оси синфазных волн, утолщенные, иногда переплетенные между собой.
11			Известняки, доломитизированные в глубоководной части	Интенсивные (толстые) оси синфазностей равномерной толщины обеих фаз.
12			Соленосные-звaporитовые вулканогенные горизонты	Слабые короткие оси дифрагированно-отраженных волн. Внизу удлиненные оси отраженных волн средней интенсивности.
13			Вулканогены основного состава: порфиритового, андезитового, трахитового и др.	В кровли группа осей интенсивных отражений, под ней прерывистые оси синфазных волн.
14			Границы между стратиграфическими разделами	Отражающие, маркирующие границы раздела стратиграфических горизонтов или линии раздела несогласия между текстурами стратиграфических горизонтов.
15			Границы срыва эрозийного несогласия	Толстые синфазные оси, перекрытые кривыми и косыми синфазными короткими осями.
16			Разрывное нарушение различного генезиса и ориентации	Контрастные переходы, нарушения или срывы синфазных осей в вертикальном разрезе.

3.6. Применение метода трансформации потенциальных полей

Мы ограничиваемся качественными способами интерпретации потенциальных полей, заключающихся в их трансформации, т. е. пересчете вверх на различные высоты аналитическим способом, вычислении остаточного поля, продолжении вниз на различные глубины до 10 км, определении производных наблюдаемого и трансформатных полей на всех пересчитанных высотах. Теоретические основы трансформации потенциальных полей приведены во многих пособиях геофизики, а на уровне практического применения она достаточно полно представлена в работах [20, 27], так что повторять их в деталях нет нужды. Вместе с тем, чтобы не обращаться к справочным материалам, приведем элементы этого метода в упрощенном, для большей доступности широкому читателю, виде.

Трансформацией геофизических полей называют всякий закон, который данному геофизическому полю F ставит в соответствие некоторые его характеристики f (значения отдельных составляющих, значения в других точках пространства и т. д.) [20, 27]. В общем виде она выглядит так:

$$f = T \cdot F \quad (3.6.1), \quad \text{где } T - \text{оператор трансформации.}$$

Геофизические поля зависят как от координат наблюдений, так и от времени наблюдений $F = f(x, y, z, t)$. Оператор трансформации рассматривают, как пространственно-временное преобразование. Преобразование поля, заданного в одной фиксированной точке в различные моменты времени называют временным преобразованием, а соответствующий оператор обозначается T_t . Преобразование поля, известного в пространстве в фиксированный момент времени, называют пространственным, его оператор – T_r .

Операторы преобразования поля могут быть линейными и нелинейными. В геофизике используются линейные преобразования. Типичным нелинейным преобразованием является вычисление автокорреляционной функции геофизического поля.

Все линейные преобразования при геофизических исследованиях относятся к преобразованиям интегрального типа, в которых поле интерпретируется заданной весовой матричной функцией K (ядром преобразования) по некоторой области пространства или интервалу времени. Ниже приведены некоторые формулы аналитического продолжения потенциальных полей.

$$f(\zeta) = T_t F \quad (3.6.2)$$

$$f(\tau) = T_t F = \int_{\Delta t} K(\tau, t) F(t) dt, \quad \tau \in \Delta \tau \quad (3.6.3)$$

$$f(r) = T_r F = \int_{\Delta v} K(r', r) F(r') dv, \quad r' \in \Delta v \quad (3.6.4)$$

где F – исходное поле; f – преобразованное поле (трансформированное поле); t и r – соответственно, моменты времени и радиус вектор точки интегрирования; T и r' – соответственно, моменты времени и радиус вектор точки, в которой вычисляют преобразования поля; Δt , Δv – области определения полей.

Преобразование интегрального типа имеет обратное взаимно однозначное интегральное преобразование. Такие преобразования T_t и T_r , для которых существуют обратные операторы T_t^{-1} и T_r^{-1}

$$F(\tau') = T_t^{-1} f = \int_{\Delta t} K^{-1}(t, \tau') f(t) dt \quad (3.6.5)$$

$$F(r') = T_r^{-1} f = \int_{\Delta v} K^{-1}(r, r') f(r) dv' \quad (3.6.6)$$

Здесь ядро K^{-1} однозначно преобразует трансформированные поля (3.6.3) и (3.6.4) в исходные поля (3.6.5), (3.6.6).

Выражения (3.6.5), (3.6.6) называют формулами обращения, дающими характеристики поля f .

Особенность обращенных преобразований это то, что по спектру поля всегда можно восстановить само поле, т. е. в спектре сохраняется вся информация исходного поля. В то же время, нередко оказывается более удобным решать ряд обратных задач.

В геофизике используются различные преобразования, но, в основном, это преобразования Лапласа, Пуассона, Фурье, Коши, а также разложение в ряд по сферической функции.

Важное место среди преобразований интегрального типа занимают преобразования типа свертки, ядра которых – функции разности своих аргументов (3.6.5), (3.6.6).

$$f(r') = K_r F = \int_{\Delta t} K(r' - r) F(r) dv \quad (3.6.7)$$

$$\frac{1}{2\pi i} \int_L \frac{f(\zeta)}{\zeta - \zeta'} d\zeta = \begin{cases} f(\zeta), & \zeta \in D \\ 0, & \zeta \notin \bar{D} \end{cases} \quad (3.6.8)$$

Вводится функция $F(\zeta)$, называемая комплексной напряженностью плоского поля F . Достоинством этой функции является то, что ее можно использовать для анализа двумерных преобразований Коши, теорема которого гласит: пусть L – есть некоторая гладкая замкнутая кривая (контур). Если $f(\zeta)$ функция – аналитическая в области D , ограниченной контуром L , и непрерывная на самом контуре, то имеет место формула Коши (3.6.8), где D – область интегрирования вместе с границей L , направление обхода контура которой происходит против часовой стрелки.

Здесь интеграл вместе с подинтегральным выражением называется интегралом Коши.

Формула (3.6.9) называется интегралом типа Коши, $\phi(\xi)$ – плотностью, а $1/(\xi - \zeta)$ – ядром.

$$C(\zeta') = \frac{1}{2\pi i} \int_L \frac{\phi(\zeta)}{\zeta - \zeta'} d\zeta \quad (3.6.9)$$

Свойства этого интеграла заключаются в следующем:

1. $C(\zeta)$ – есть функция, аналитическая на всей плоскости комплексного переменного, за исключением точек кривой L .

2. Интеграл типа Коши с непрерывной на L плотностью имеет непрерывные значения при приближении к линии L с каждой из ее сторон. Однако эти предельные значения различны; при переходе через L происходит скачок на величину плотности интеграла.

Из выше отмеченных способов аналитического интегрирования фрагмент способа интеграла Коши, известен как наиболее популярный из интегральных преобразований и как требующий априорных условий исходных данных для корректного решения геофизических задач.

В завершении данного параграфа следует отметить, что эти способы интерпретации потенциальных (гравимагнитных) полей широко применяются во всех геологических сферах. Вместе с тем следует отметить, что в геофизических методах большая доля решения обратных задач геофизики приходится на качественную интерпретацию данных, по причине порой чрезвычайной сложности, отражающей влияние эффекта всех масс, лежащих в нижнем полупространстве. Количественное решение обратных задач потенциальных полей весьма сложно, порой некорректно, неустойчиво, неоднозначно и чревато недопустимыми ошибками. В этом плане качественные способы решения задач потенциальных полей свободны от подобных недостатков и могут пополнить информативность геофизических исследований настолько, насколько не способны другие методы интерпретации. С другой стороны, наряду с достоинствами трансформные преобразования имеют и недостатки, которые также (вместе с достоинствами) нельзя не отметить:

1) применение трансформации дает возможность подавить региональный фон и подчеркнуть локальную аномалию;

2) при любой трансформации поля с радиусом палетки $2R$ график трансформной функции на профиле будет короче исходного с обеих сторон на R ;

3) локальная аномалия (остаточная) порой оказывается более сложной, нежели исходная; вместо максимума может выделиться знакопеременная аномалия, причем осложняющаяся в гравитационном поле. Для некоторых частей аномалии могут не находиться объективные геологические причины.

Таким образом, путем трансформирования поля получают сокращенные площади участка, «где реально известна трансформанта и искажение формы выделенной аномалии» [Ю.И.Блох, 2009].

4. Идентификация сейсмостратиграфических комплексов МОГТ бассейна Восточного сектора Чёрного моря со стратифицированными комплексами Колхидско-Аджарской площади

Известно, что сейсмогеологические условия континентальной суши и акваториального седиментационного бассейна различны. Следовательно, отображающие их сейсмические материалы ОГТ по характеру рисунка, раскладу синфазных осей отраженных волн, формой и интенсивностью амплитуд, обладают в целом различной информативностью с точки зрения установления «образной» шкалы сейсмостратиграфических комплексов, их литолого-фациального состава и структуры. При совместной интерпретации материалов ОГТ бассейна акватории и наземной части континента и их геологического обобщения, необходимы их идентификация и установление корреляционной связи между ними.

Адекватность и достоверность взаимной идентификации морских и континентальных временных разрезов ОГТ в зонах их «стыковки» зависит от ширины «пробела» (неотработанной зоны между ними) и выразительности текстуры синфазных осей отраженных волн. Непосредственная стыковка между морскими и континентальными профилями редко возможна, в условиях же

Восточно-Черноморского побережья и Колхиды пробел между ними составляет от 2 до 15 км. В зависимости от качества стыкуемых профилей, качество (достоверность) взаимной идентификации морских и континентальных временных разрезов ОГТ можно разделить на хорошо, удовлетворительно и неудовлетворительно стыкуемые. Сейсморазведочные работы методом общей глубинной точки (МОГТ) на этих геоморфолого-геологически различающихся территориях проведены различными организациями (на море—«Южморгео», а на суше – «Грузнефтегеофизикой») в разное время и без взаимного технико-методического согласования.

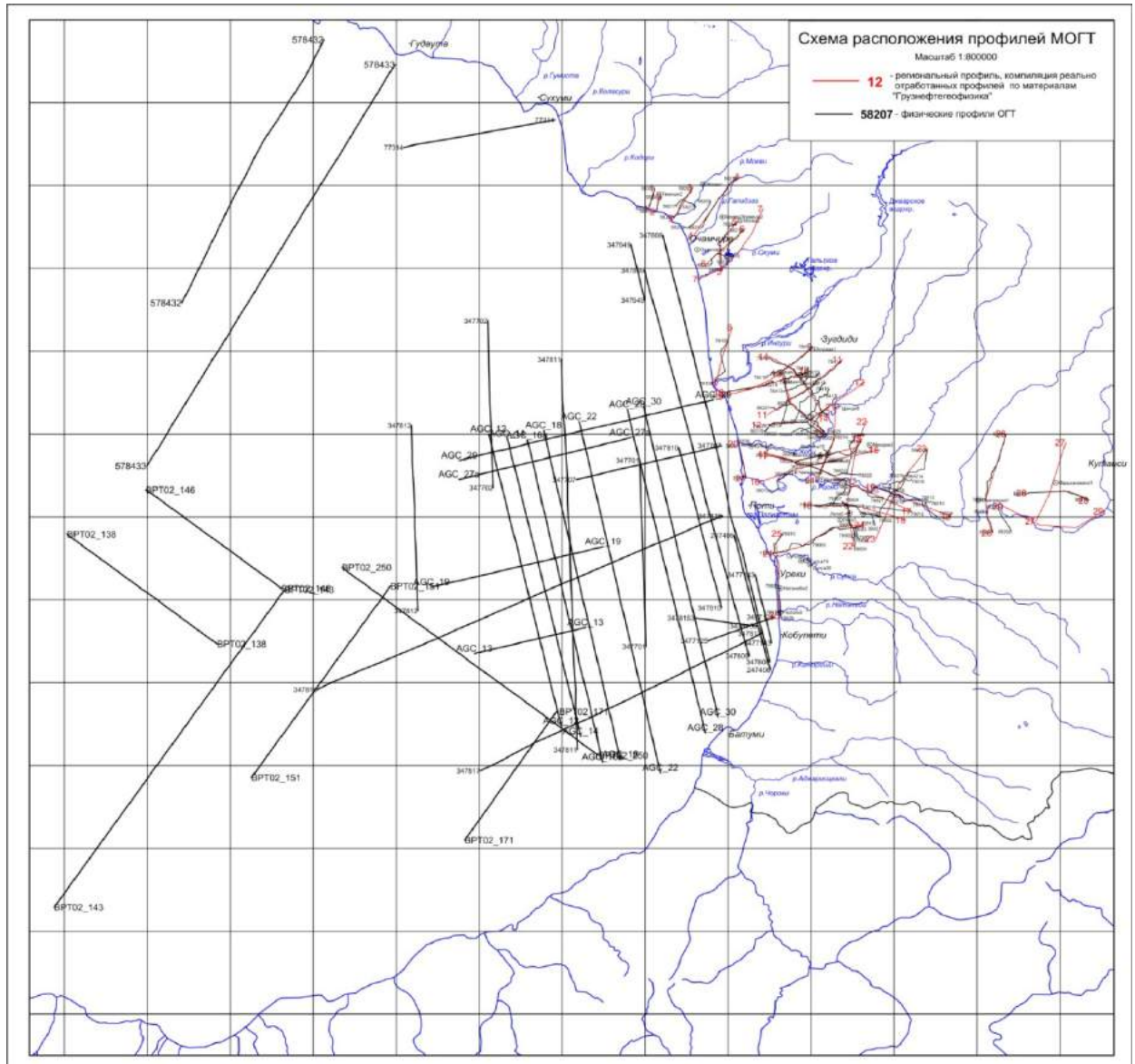


Рис.4.1. Схема расположения профилей ОГТ в восточной части акватории Чёрного моря и Колхидской депрессии.

Поэтому между профилями этих работ нет пространственной геофизической привязки. По всей линии соприкосновения этих площадей можно подобрать 3-4 пары профилей, продолжающих друг друга по прямой линии, правда с пропуском наблюдений в несколько километров на стыках, но с возможностью сопоставления их сейсмогеологических и стратиграфических разрезов.

Кроме того, имеются морские профили, которые подходят перпендикулярно к побережью, где геологические разрезы известны по данным глубоких скважин. Немаловажна стратиграфия таких профилей вместе с сеймостратифицированными геологическими разрезами. Всего имеется шесть таких связанных профилей (рис.4.1). Морские профили выполнены «Южморгео» (Россия) и компанией «Anadarko» (США), а профили Колхиды «Грузнефтегеофизикой». При этом следует отметить, что сейсмические материалы морских исследований, в общем, по многим причинам и критериям лучшего качества. Временные разрезы этих профилей различаются интенсивностью

записи, морфоструктурой рисунка, текстурой синфазных осей отражений и, пожалуй, информативностью. Все это не благоприятствует четкой идентификации стратиграфических комплексов. Тем не менее, в области стыковки этих профилей, несмотря на сложную геологическую обстановку, можно наблюдать взаимное продолжение маркирующих отражений стратиграфических комплексов и сходство их внутренних текстур. Структурно-тектоническая взаимосвязь и геодинамика континентальных и морских профилей – вопросы другого порядка и будут рассмотрены отдельно.

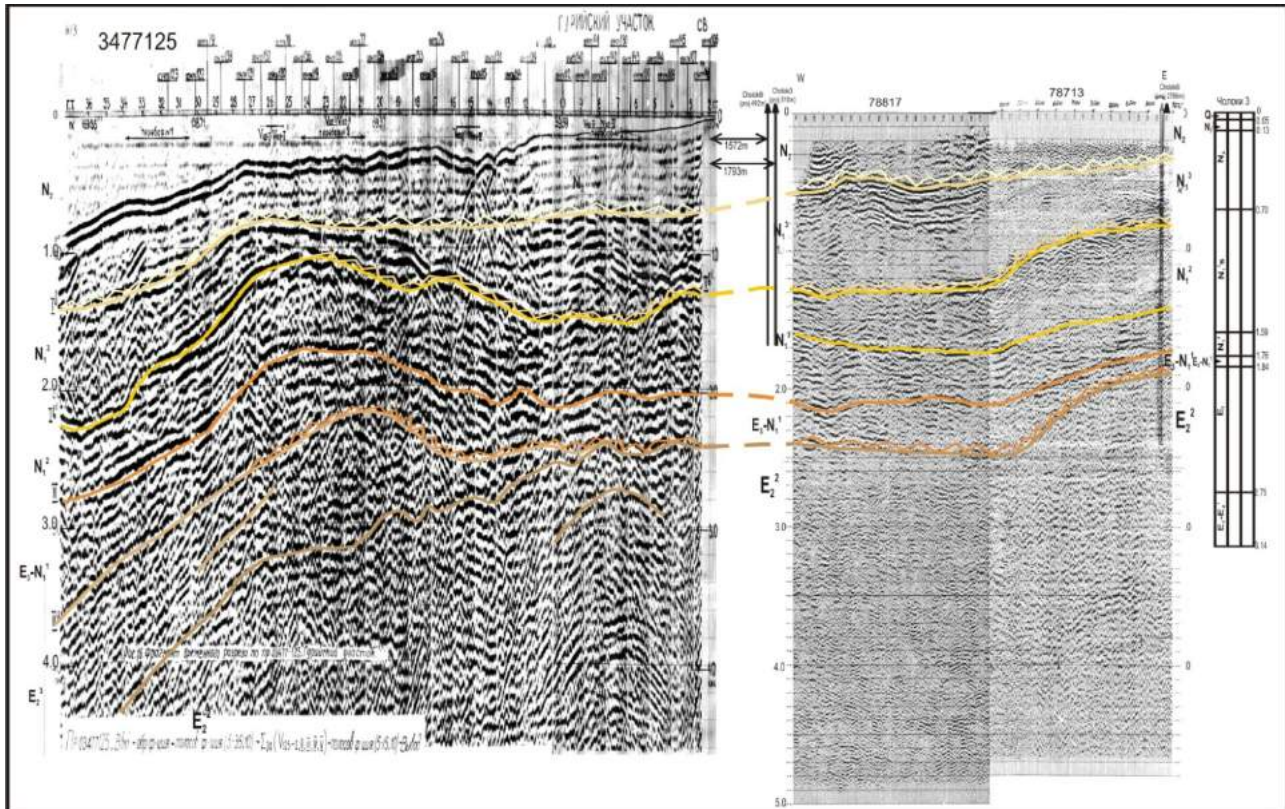


Рис.4.2.Идентификация морских 3477125 и континентальных 78817, 78713 профилей участка Кобулет.

Одну из пар профилей составляют со стороны моря профиль 3477125 длиной 17 км, а на суше – 78817 и 78713, с общим простиранием в 10 км. С точки зрения разрешающей способности глубинных горизонтов и, отчасти, прослеживания маркирующих отражающих горизонтов, временные разрезы этих профилей невысокого качества. Тем не менее, фактические материалы в плане увязки морских и наземных работ МОГТ региона могут быть использованы посредством Чолокских скважин. Стратификация временных разрезов профилей 3477125 и 78817, вероятно, одинаково правомерна, поскольку эти профили находятся на одной линии в двух километрах друг от друга и между ними расположены указанные скважины.

Осадочный слой дифференцирован методом аналогии литолого-формационного состава по данным глубокой скважины «Чолоки-3», находящейся у берега моря между связываемыми профилями. Границы этой дифференциации, в некоторой степени, не совпадают с временными разрезами по обе стороны разделенными маркирующими отражениями, которыми анализируемые разрезы независимо от данных скважин неплохо коррелируют между собой. Поэтому, данные скважин требуют коррекции в отношении глубин и мощностей стратиграфических единиц с учетом данных временных разрезов, что и было выполнено.

Характер рисовки временных разрезов морского и наземного профилей по интенсивности и конфигурации маркирующих отражений совершенно разный. Кроме того, на временном разрезе наземного профиля стратиграфические комплексы среднего и верхнего миоцена по мощности разделяются на две части, а на их морском продолжении такого разделения не заметно. Все это затрудняет их корреляционное прослеживание. Тем не менее, в 10 км-ой зоне стыковки характер рисовки более или менее одинаковый и стратиграфические комплексы морского и наземного профилей, от верхнего неогена до майкопской свиты включительно, увязываются достаточно хорошо.

(рис.4.2.). Все эти отделы в континентальной части налегают друг на друга несогласно, предположительно трансгрессивно, что мало заметно в морской части разреза.

Майкопская свита на Гурийско-Аджарской площади почти везде налегает на вулканогенные образования палеогена и, очевидно, несогласно. На разрезе профиля 78817 под свитой майкопа характер рисовки отражений изменен и становится не читаемым четко, что означает, что произошла смена стратиграфического комплекса. В скважине «Чолоки-3» ниже майкопа вскрыты вулканогенные породы, стратифицируемые средним эоценом, мощностью 1856 м, в скважине «Чолоки-1» этот же горизонт занимает 6 километровый ствол скважины. Такие мощности не должны быть обычными для одного стратиграфического комплекса, что наводит на мысль о том, что некоторый объем вулканогенов в этих скважинах относится к верхнему эоцену. Эта мысль подкрепляется тем, что верхний эоцен здесь не выделяется ни в каких фациях, а, как известно, вулканизм в Аджара-Триалетии имеет продолжение и в верхнем эоцене.

На профиле морской части другая обстановка. Нижний маркирующий отражающий горизонт, отнесенный к среднему эоцену, на расстоянии после 5 км от берега раздваивается, и нижняя ветвь интенсивно погружается. Верхняя ветвь раздвоенного горизонта к западу расширяется и принимает мощность, сопоставимую с другими, расположенными здесь горизонтами. Этот горизонт вместе с лежащими над ним горизонтами образует приподнятую асимметричную куполообразную структуру. Затем все горизонты круто опускаются на запад. Профиль 3477125 дальше 17 км от берега не имеет продолжения.

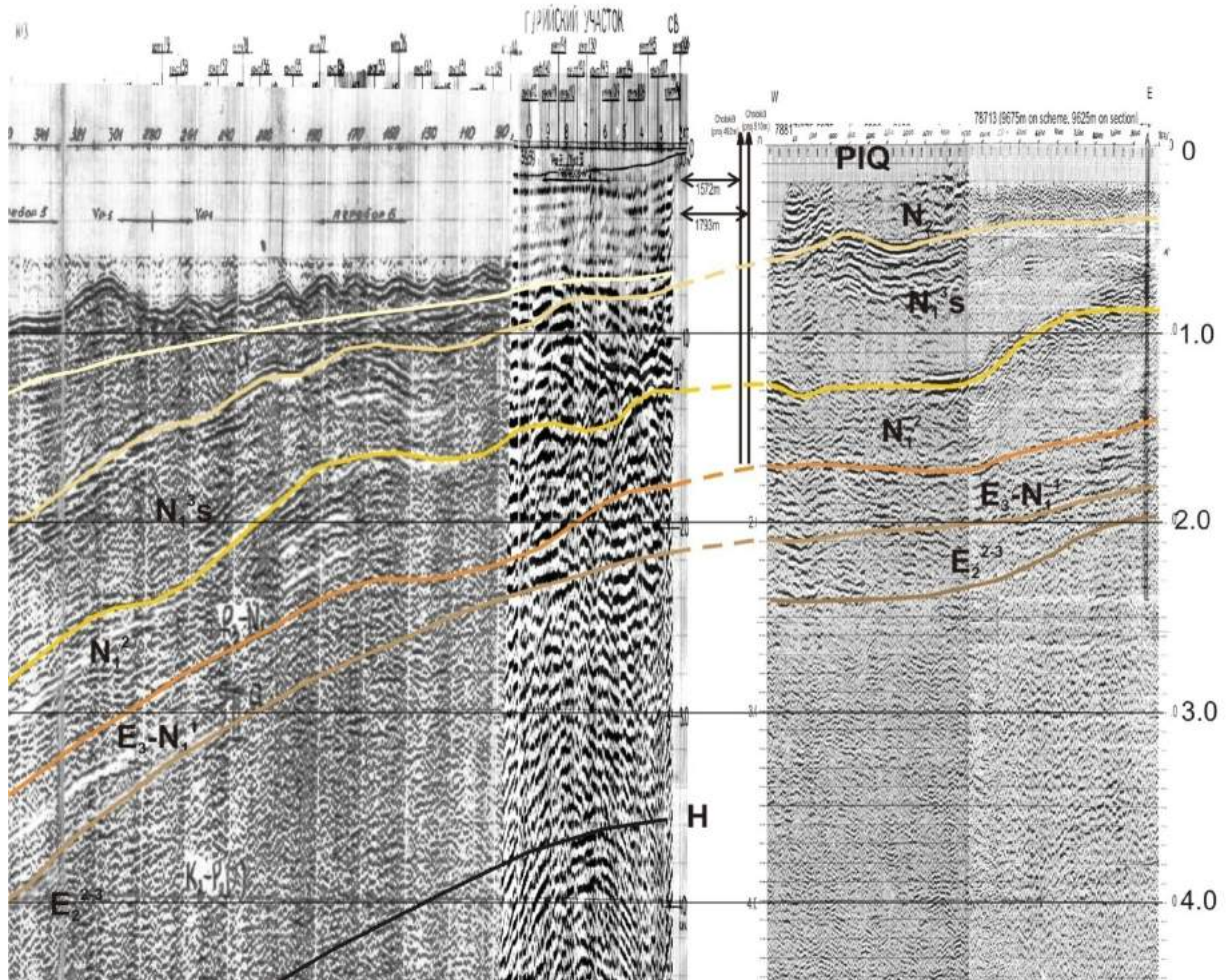


Рис.4.3. Идентификация морских 347817 и континентальных 78817, 78713 профилей участка Кобулет.

Южнее, на расстоянии двух километров, параллельно этому профилю проходит профиль 347817 (рис.4.3) длиной 80 км, который заканчивается в начальной восточной глубоководной части бассейна Чёрного моря и благодаря этим качествам представляет интерес для взаимной привязки данных ОГТ акватории и континентальной части региона. Поскольку они находятся близко,

параллельно и имеют аналогичную конфигурацию рисовки временных разрезов, их возможно скомпоновать, спроецировав первый на второй.

Таким образом, наземная и прибрежная части укомплектованы из трех кусков разных профилей с разнохарактерной записью, а морская часть одним региональным профилем с однотипной, хотя и весьма сложной, записью. Здесь континентальная часть стратифицирована нами также с использованием данных глубоких скважин, морская же часть – специалистами «Южморгео». Стратиграфические комплексы с обеих сторон прослеживаются по маркирующим отражениям, фиксирующим границы стратифицирующих комплексов с приемлемой точностью. В первоначальное представление об основании верхнего осадочного слоя нами вносится поправка, вместо стратиграфического горизонта K_2 - E_2 выделяется горизонт E_2^{2-3} , имеющий принципиальное значение.

Во-первых, на восточном продолжении Аджара-Триалетии меловые отложения в скважинах до 6 км-ой глубины нигде не вскрыты. Во-вторых, вместе со средним здесь предполагается наличие отложений верхнего эоцена, которые продолжают вглубь моря и фиксируют там завершение системы. В-третьих, вулканогенный эоцен является индикатором рифтинга, и установление его связи с глубоководной частью бассейна позволит решить этот проблематичный вопрос. В данном случае на разрезе профиля вулканогены эоцена прослеживаются от берега до 44 км вглубь моря. Далее горизонт погружается и выходит за рамки «видимости». Однако, перед погружением после 44 км «клинообразная» текстурная рисовка (рис. 4.3 и 4.4) и расклад синфазных осей отраженных волн временного разреза коренным образом меняется – превращается во что-то вроде тонко-слоисто-терригенных седиментационных образований. В правой части временного разреза в основании под горизонтом E_1 - E_2^{2-3} прослеживается умеренно четко отражающая граница несогласия, подобно прослеживаемым на других профилях, интерпретируемая в качестве размытой поверхности древнего подводного континентального склона – до третичных мезозойских образований. На рис.4.3 отмечено буквой Н (несогласия).

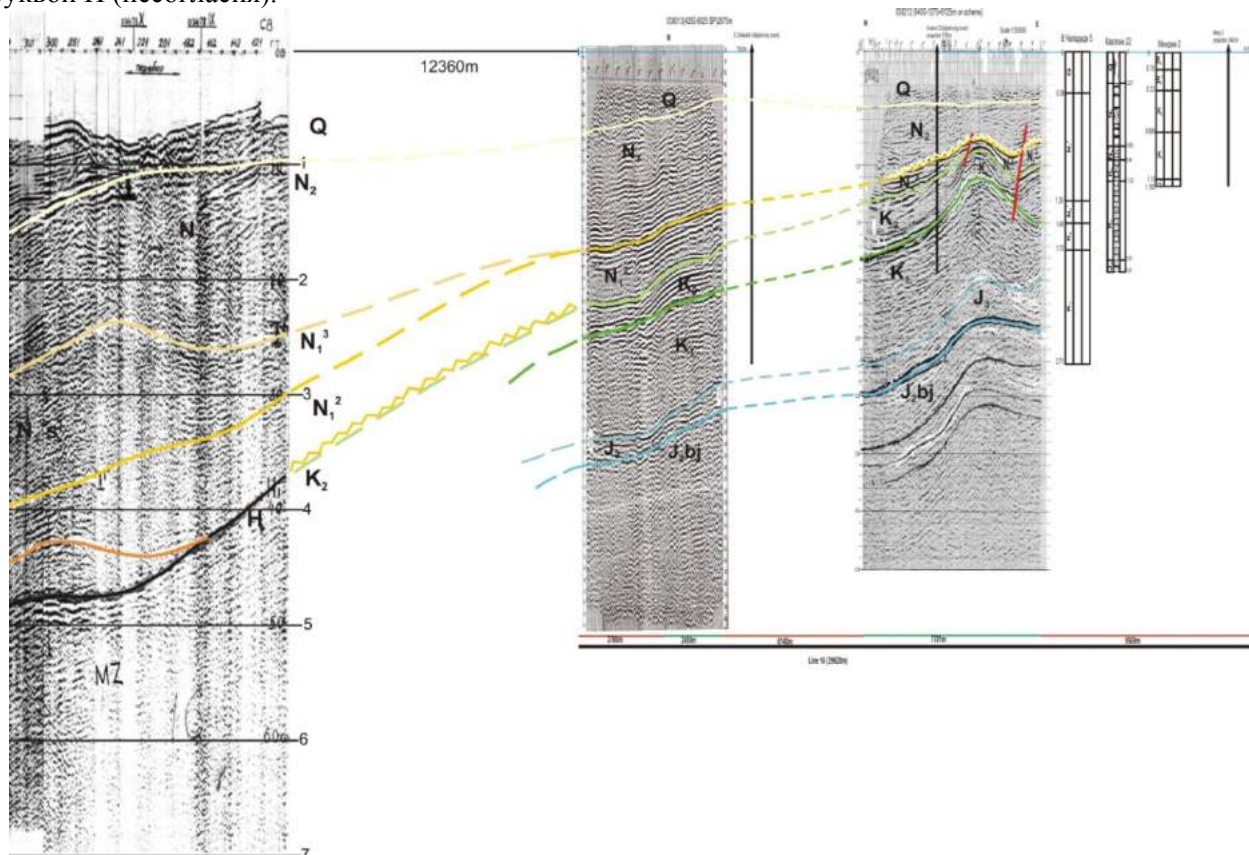


Рис.4.4.Идентификация морского 347816, и континентальных Line16 профилей

Морской профиль ОГТ 347816, выполненный Геленджикским отделением «Южморгео», расположен в 10 км от г.Поти, направлен на юго-запад и на 101 км от берега заканчивается у глубоководной части моря. В противоположном направлении, в 12 км от профиля 347816, укомплектован профиль Line16 из двух кусков профилей ОГТ. Здесь нами проведена его сейсмостратиграфия с использованием скважин, представленных на рис.4.4. Морская часть

стратифицирована специалистами «Южморгео», за исключением эоцена. По качеству обработки эти части профилей одинаковы, только запись морской части на две секунды глубже. На наземных временных разрезах запись стратифицируется до четырех секунд и выделены стратиграфические горизонты до верхней юры включительно, а на морском – в береговой части выделены стратиграфические комплексы от среднего миоцена без пропусков до N^1_1 -Q, включительно, который здесь, возможно, сокращен.

В глубокой морской части разреза 347816 своеобразной записью добавляются тонкие, изменчивой мощности, слои, предположительно, E_1 - E_2 возраста. К берегу этот горизонт утончается, где-то в 20 км от берега прилегает к основанию и выклинивается. Здесь ниже верхнего мела (по стратиграфии, принятой условно [Басенцян Ш.А., 1983], «до третичного» возраста символом H) стратиграфические горизонты не выделяются. На других морских профилях мезозойские горизонты нередко прослеживаются до верхней юры включительно. На тех же профилях по характеру формы записи временных разрезов глубже, по крайней мере, до триасовых отложений вполне можно предполагать наличие осадочных образований в полном составе. Однако, по технико-методическим причинам запись целевых маркирующих волн произведена не была.

Двенадцати километровый интервал пропуска (отсутствия) сейсмической записи между морским профилем и наземными профилями не позволяет совершить однозначную интерпретацию и идентификацию сейсмотраграфических комплексов. Тем не менее, по морфологии отражающих горизонтов и текстуре синфазных осей ОВ, некоторые факторы взаимосвязи можно назвать без особого риска совершения ошибки. Во-первых, согласно морфологии маркирующих отражений, на временных разрезах морского и наземных профилей между ними имеется слабое структурное нарушение флексурного типа в южной половине профиля 038013 на уровне верхнего мела. Этот перегиб направлен к юго-западу и должен соединяться с континентальным склоном, выделенным на профиле 347816 с крутым наклоном вглубь моря. Во-вторых, до верхнего мела включительно, со стороны суши разрез, по-видимому, опускался с некоторым опережением и полной компенсацией. После верхнего мела, полностью пропустив палеоген, морская часть опускается быстрее с избыточным осадконакоплением, что на суше отразилось регрессией (или трансгрессией) с пропуском в осадконакоплении и меньшей мощностью миоплиоцена.

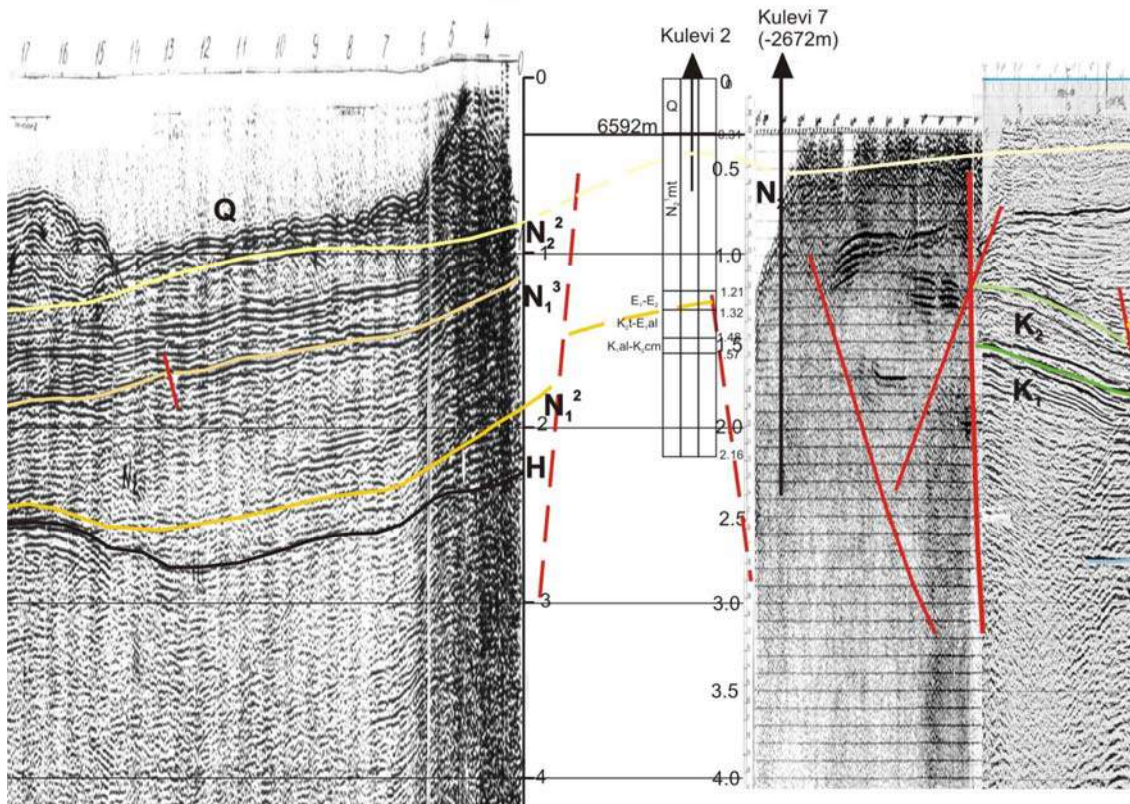


Рис.4.5. Идентификация морского 347707 и континентальных 38208, 38211 профилей участка Кулеви.

Третий «связующий» профиль – море-Кулеви-Хоби составлен из частей профилей ОГТ: морского профиля 347707 и наземных 38208 и 38211 (рис.4.5).

Первый профиль прямолинейный, прослеживается с ЮЗ на СВ, второй спроецирован с профиля, который проходит на СЗ параллельно первому в 1.3 км от выбранного направления, третий проходит по слабо криволинейной дороге, следующей вдоль р.Хоби и упирается в скважину «Хоби-1». Кроме которой на профиле расположены скважины «Кулеви-2 и7», «Чаладиди-5», «Квалони-19, 22», удаленные на расстояние в 11 и 12 км, соответственно.

Характеризуя их, прежде всего надо отметить, что морской временной разрез 347707 в проекции не стыкуется с наземными профилями в интервале 8 км. Текстура записи этих трех частей профилей различна, затрудняет чтение и прослеживание отражающих горизонтов. Однако запись структурирована по форме залегания пластов. Морской профиль и в этом плане также отличается от наземных профилей. На морском разрезе, складчатое структурирование не наблюдается, зато в наземной части немало нарушений обоих типов, как складчатого так и разрывных.

Хобская антиклиналь на временном разрезе отображена неполностью, после замкового перегиба СВ крыла, профиль не имеет продолжения, и морфоструктура ее не определена. Расклад отражений по всей глубине разреза описывает монотонно опускающуюся плоскость с 30-35 градусным наклоном, сохраняющую форму на расстоянии 6 км от Хобской скважины до встречного противоположного падения тех же плоскостей, где на стыках наблюдается разлом с ЮЗ поднятым крылом регионального заложения с вертикальной амплитудой по верхнему мелу в 1.2 сек. т.е. 1.5-2.0 км. В 2 км от этого разлома вырисовывается симметричная высоко приподнятая «Квалонская» структура, сложенная целиком карбонатными породами верхнего мела мощностью 0.4-0.5 км и нижнего мела – мощностью 0.8-0.9 сек (1.5-1.7 км). Кровля и подошва меловых горизонтов, зафиксированных скважинами «Квалони-22 и 19», совпадают с сейсмическими данными.

Сохраняя текстуру-«образ» рисунка, меловые горизонты южнее «Квалонской» структуры продолжают опускаться сначала под крутым углом и затем выполаживаются; не доходя до скважины Чаладиди 5 км, слои на глубине 2.5-3.0 км принимают обратный наклон и напротив скважины №5 образуют слабую антиклинальную структуру. Далее в 15-20 км от скважины проходит разлом с наклоном на СВ. После разлома слои поднимаются круче, моноклинально и упираются в разлом. Дальше в сторону «Кулевских» скважин информативность временного разреза ухудшается, но увязки между крыльями разломов нет или она весьма сомнительна.

В пределах профиля 38208, назовем его Кулевым блоком, стратиграфическую привязку между скважинами «Чаладиди-5» с одной стороны и «Кулеви-7» с другой, а также со скважиной «Кулеви-2» невозможно установить без допущения здесь наличия систем разломов (рис.4.5). Эта система должна объяснить неувязку между Кулевыми скважинами 7 и 2, временными разрезами профилей 38208 и 38211, и между морским профилем 347707 с теми же скважинами.

На северо-западе самый крайний профиль характеризуется лучшей информативностью. Его временной разрез четко читается до трех секунд. В самой верхней части до 0.8 сек прослеживается мощная пачка отражений меотис-понта, который ограничен снизу двухфазным интенсивным отражением. Вся пачка слегка наклонена на юго-запад. Ниже подстилается горизонт с текстурой сарматских отложений, противоположно наклоненных к верхнему горизонту. Еще ниже временной разрез сменяется текстурой другой формы отражений, мощностью, примерно, 0.3-0.4 сек. Они принимаются в качестве остатков редуцированного палеогена. Под последними прослеживаются две группы разобщенных интенсивных отражений, интерпретируемых как верхний и нижний горизонты мела, где нижний намного толще и интенсивнее, компактнее уложен. Глубже, в интервале времени 2.5-3.0 сек, текстура записи изменена и вместе с тем не совсем читаема. Тем не менее, этот интервал отнесен к эвапорито-вулканитовой толще верхней юры.

На временном разрезе профиля 38208, приведенная выше характеристика временного разреза совершенно неузнаваема, за исключением той части, в которой расположены меотис-понт и сарматские горизонты, наклоненные на юго-западе и образующие на этом интервале структуры слегка складчатой формы. Нижняя, большая часть данного временного разреза плохо читается, но конусно разнонаправленные разрывные нарушения все же прослеживаются.

Большая, но разная до 0.3-0.7 сек, неувязка имеется между седьмой и второй скважинами по глубине залегания стратиграфических горизонтов. Они также не увязываются со стороны моря с временным разрезом профиля 347707.

Таким образом, анализируя представленную здесь картину (рис.4.5), нельзя не допустить наличие сложной системы разного типа и разнонаправленных разрывных нарушений, вызвавших на

участке разностороннее интенсивное блоковое перемещение, причем с наложенным слабо крутильно-пликативным строением.

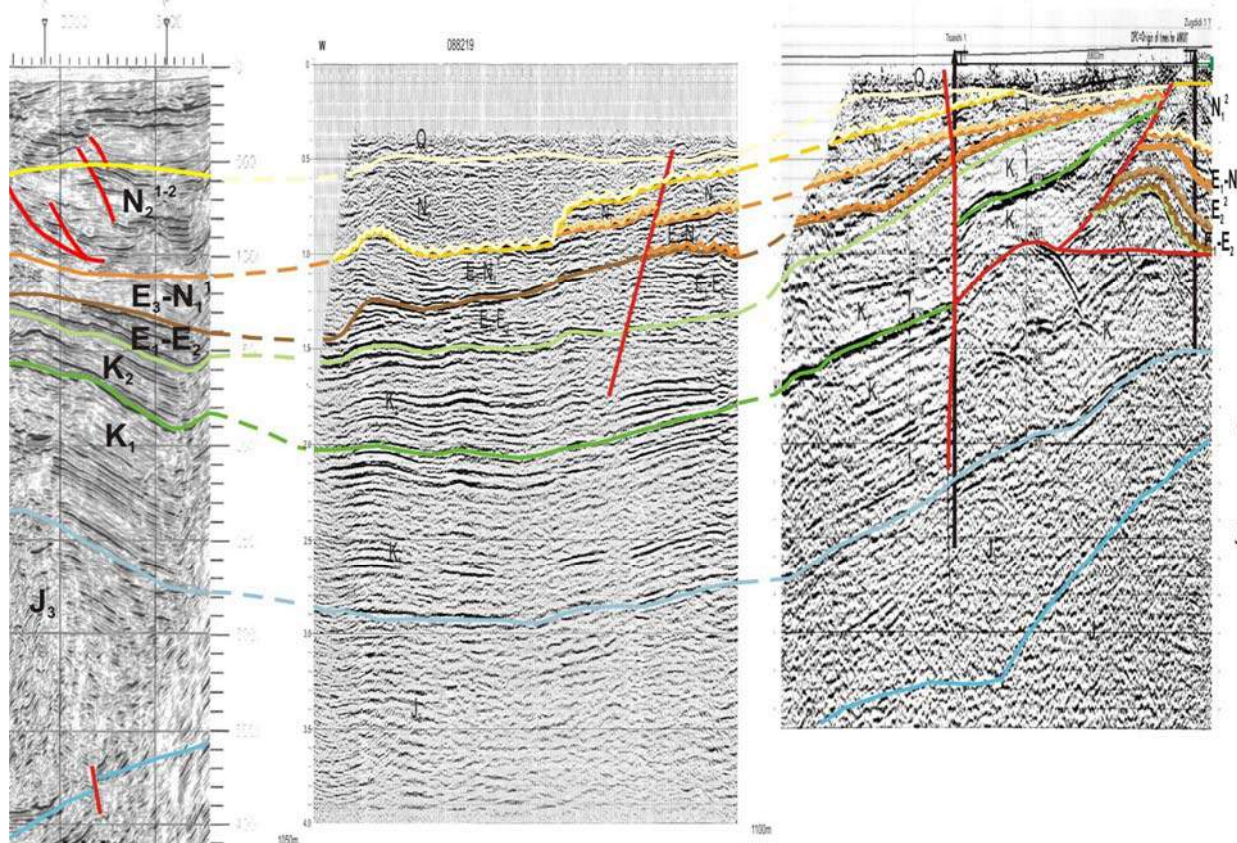


Рис.4.6.Идентификация морского профиля AGC20-29 и континентальных профилей 88219, 78410 участка Анаклиа.

Профиль AGC-20-29 начинается в глубине моря, проходит по направлению пос.Анаклиа и не доходя 3 км до этого населенного пункта прерывается, затем продолжается профиль Line9 до Зугдиди и заканчивается у скважины «Зугдиди-3».

На компиляционном профиле AGC-20-29–Line 9 сейсмостратификация левой части произведена специалистами «Anadarko», правой части – нами. На стыковке этих профилей с правой стороны до верхнего мела выделены четыре сейсмостратиграфических комплекса, с левой стороны – три. Привязка временного разреза к глубоким скважинам позволила выделить палеоцен-эоцен (E_1-E_2) между горизонтами верхнего мела и майкопа, чего не было с левой стороны. Однако, этот горизонт не имеет далекого продолжения в левую сторону – у крупного вертикального разлома он выклинивается. Другие горизонты стыкуются с допустимой точностью (рис.4.6).

Ниже верхнего мела на правой стороне выделяются нижний мел и верхняя юра, с левой стороны их выделено не было, однако все эти горизонты на временном разрезе демонстрируют прямое «образное» продолжение друг друга (рис.4.6). Комплекс этих мезозойских сейсмостратиграфических образований вместе с кайнозойскими простирается с соблюдением представленных структурных соотношений в морскую акваторию на 8-10 км до западной кромки прибрежного шельфа. Здесь дно акватории круто опускается и происходит структурное преобразование комплексов; осадочные слои разной формы по всей мощности и в длину на 3-4 км. Очевидно, все это обусловлено блоковой структурой, ограниченной с обеих сторон разломами (рис.4.6). За этим блоком континентальный склон опускается полого с образованием несогласно прилегающих друг к другу мощных неогеновых образований. Мезозойские горизонты, опускаясь вместе с бассейном моря, стратифицируются в том порядке, что и в правой части профиля.

Если рассматривать временной разрез снизу, первыми стыкуются стратиграфические комплексы верхней юры. Они стыкуются прямо по мощности горизонтов, более или менее уверенно выделенными маркирующими отражениями. У берега морской части этот горизонт тектонически сильно осложнен (складчато-разрывными нарушениями) и раздут, что, видимо, нарушает корреляционную связь с западной частью разреза. За структурой и разрывными нарушениями вглубь

моря горизонт верхней юры становится равномерным по мощности и легко прослеживается магнитным аномальным полем, поскольку горизонт вулканогенный и (по данным скважин Колхиды) характеризуется высокой магнитной активностью.

Там же, на верхнеюрском сейсмическом стратиграфическом комплексе, горизонт согласно налегает особой текстурой синфазных осей отражений, ограниченный сверху и снизу кромкой маркирующих отражений. Комплекс широкой полосой (до одной секунды) прослеживается по всему профилю от Зугдиди до Анаклиа и стыкуется с морским профилем AGC-20-29, обладающим идентичной структурой и текстурой. Здесь имеет место полное «образное» совпадение рисовки обоих профилей до структурного осложнения, где разрывно-складчатая тектоника принимает форму смятия и весьма запутанного характера. Далее вглубь акватории профиль продолжается с характерной для него текстурой и рисовкой. Верхний мел в континентальной части образует ковшеобразное огромное углубление.

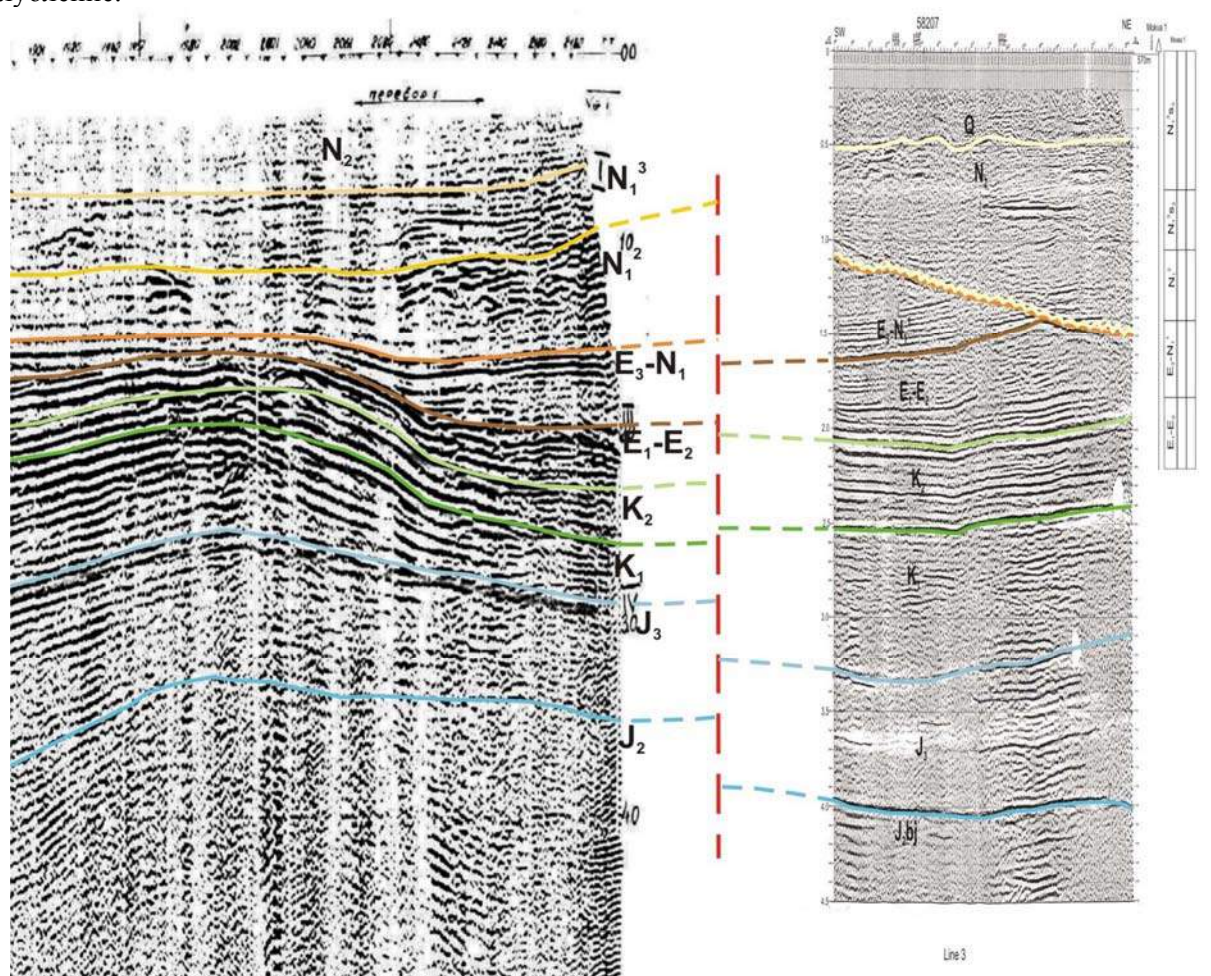


Рис.4.7. Фрагмент сеймостратиграфической взаимной увязки между временными разрезами морского профиля 347808 и наземного Line 3.

Профиль 347808 (рис.4.7) начинается у г.Очамчире в 5 км от берега и направлен к югу. Он прослеживается параллельно берегу и с небольшим пропуском (12 км) южнее г. Поти достигает курортной зоны г.Кобулет. Профиль отработан единой методической системой и получена удовлетворительная запись временного разреза, читаемая до семи секунд. Однако, временной разрез с точки зрения деления осадочного покрова по глубине разделен неодинаково четко, а по простиранию – прерывисто. Отражения выделяются, в лучшем случае, до 2.5 сек, а по простиранию наблюдаются провалы прослеживания.

Очевидно, эти факторы имеют сейсмогеологические причины. Однако в данном случае первоочередной задачей является привязка морского и континентального временных разрезов к стратифицированным данным скважин. На северном продолжении профиля, на Тамыш-Бабушерской площади из поисковых профилей ОГТ компиляцией составлены «региональные» профили и один из них Line 3 – стратифицирован по скв.«Тамыш-2». На рис.4.7 текстуры морского и наземного стратиграфических комплексов зачастую отличаются между собой и до некоторой степени смещены

во времени по вертикали. Тем не менее, стратиграфические продолжения и взаимные структурные отношения через разломное нарушение – хорошо согласуются. При этом надо отметить, что на профиле Line 3 в мезозойской части должны быть отражены литофации Южного склона, что может быть критерием для утверждения о единстве во время седиментации бассейнов Чёрного моря и Большого Кавказа.

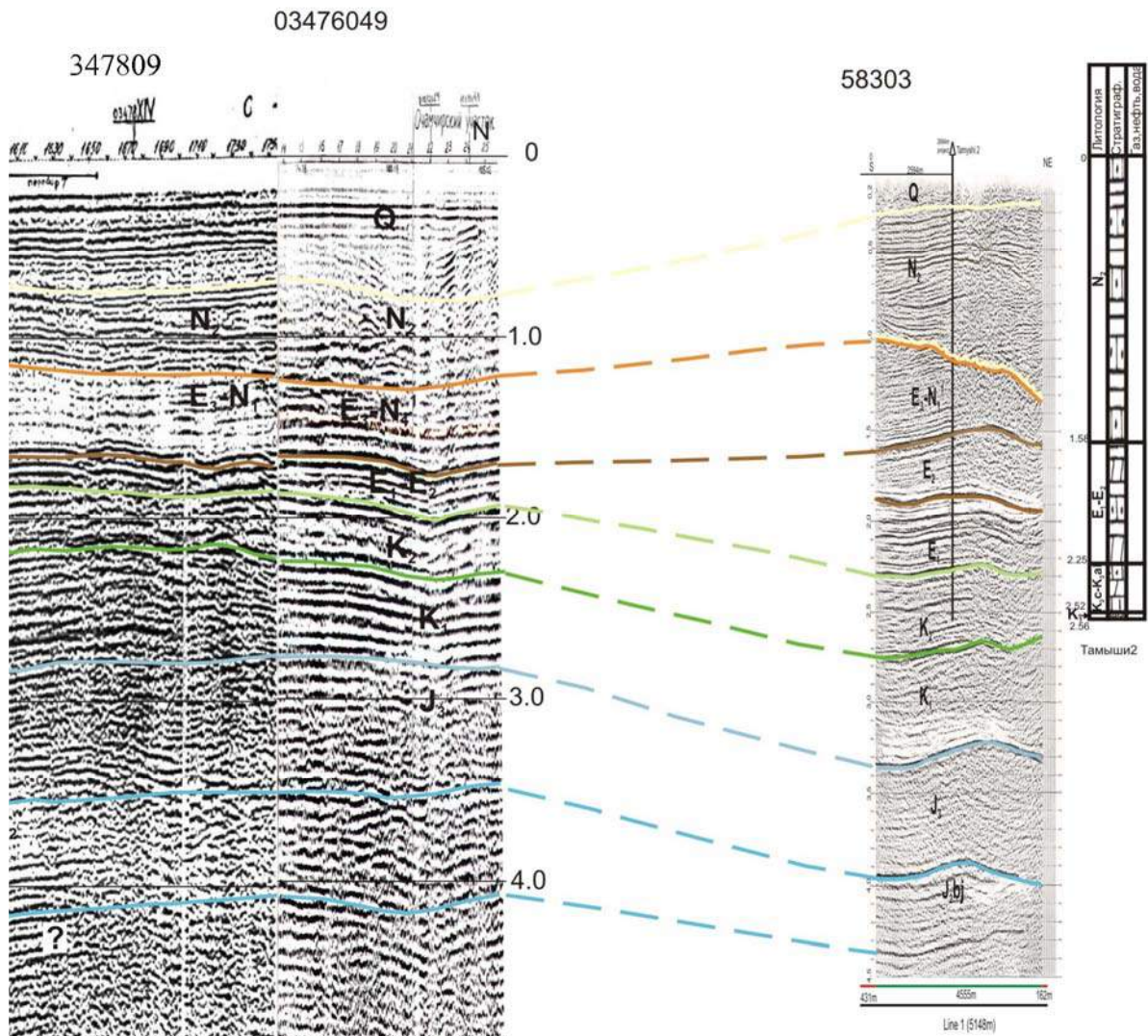


Рис.4.8. Фрагмент стыковки временных разрезов морских профилей 347809, 03476049 и наземного Line 1.

Морские профили 347809 и 3476049 проходят параллельно профилю 347808 и западнее от него в 7 км. Они характеризуются теми же особенностями, что и предыдущие. Проведена сейсмостратиграфическая идентификация с профилем Line 1, пересекающим поперек Тамыш-Бабушерскую депрессию (рис.4.8).

На рисунке формы текстур и маркирующих отражений сейсмостратиграфических комплексов морских и наземных фрагментов временных разрезов почти идентичны. Кажется, что осталось только провести между ними линии идентификации, если бы не дальность расстояний между ними и гипсометрического опущения континентального разреза. В обоих случаях требуется проведение между ними линий разлома.

На северо-западе по побережью от Моква-Поквеша на суше профили МОГТ не проведены, однако поисковые буровые скважины подтверждают глубокую ундуляцию субширотных складчатых или эрозионных структур, интересных с точки зрения изучения геолого-геоморфологических условий прибрежной полосы Чёрного моря. В этом плане интерес представляют Келасурский, Эшерский и Ново-Афонский отроги, погружающиеся в акваторию моря и образующие вместе с тектоникой подводный прибрежный расчлененный рельеф. В этой части и далее в Грузинском секторе Чёрного моря мало профилей ОГТ.

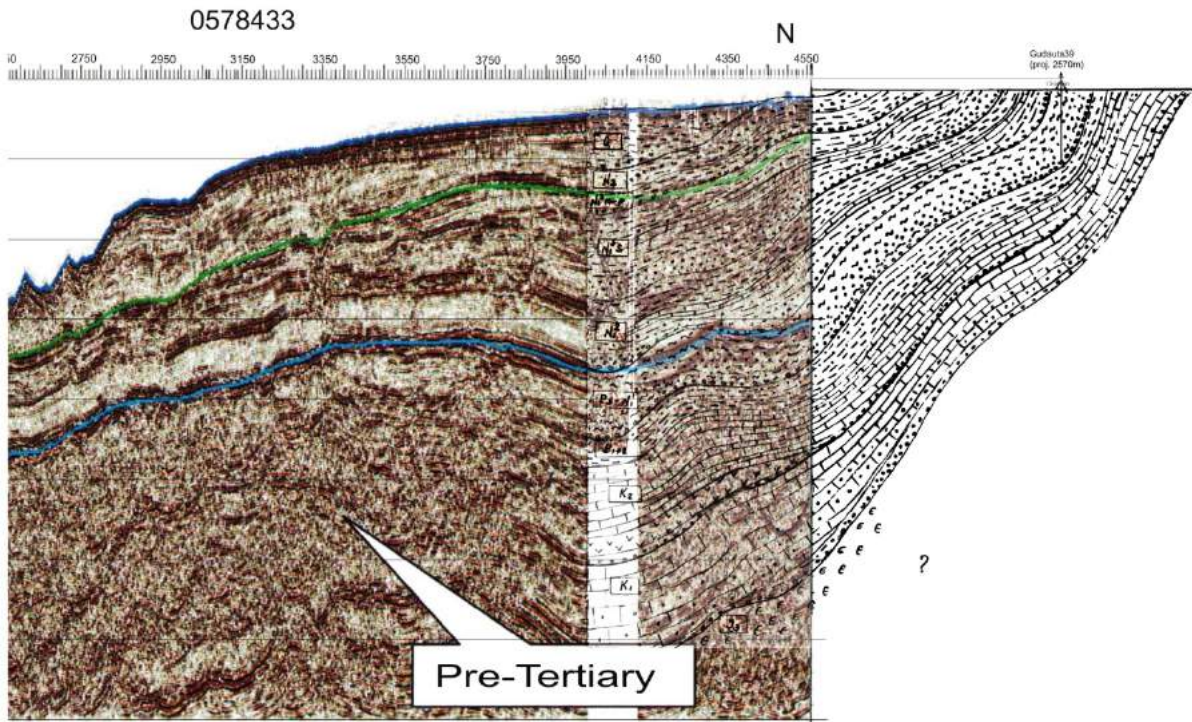


Рис. 4.9. Фрагмент увязки временного разреза профиля 0578433 с геологией континентальной суши.

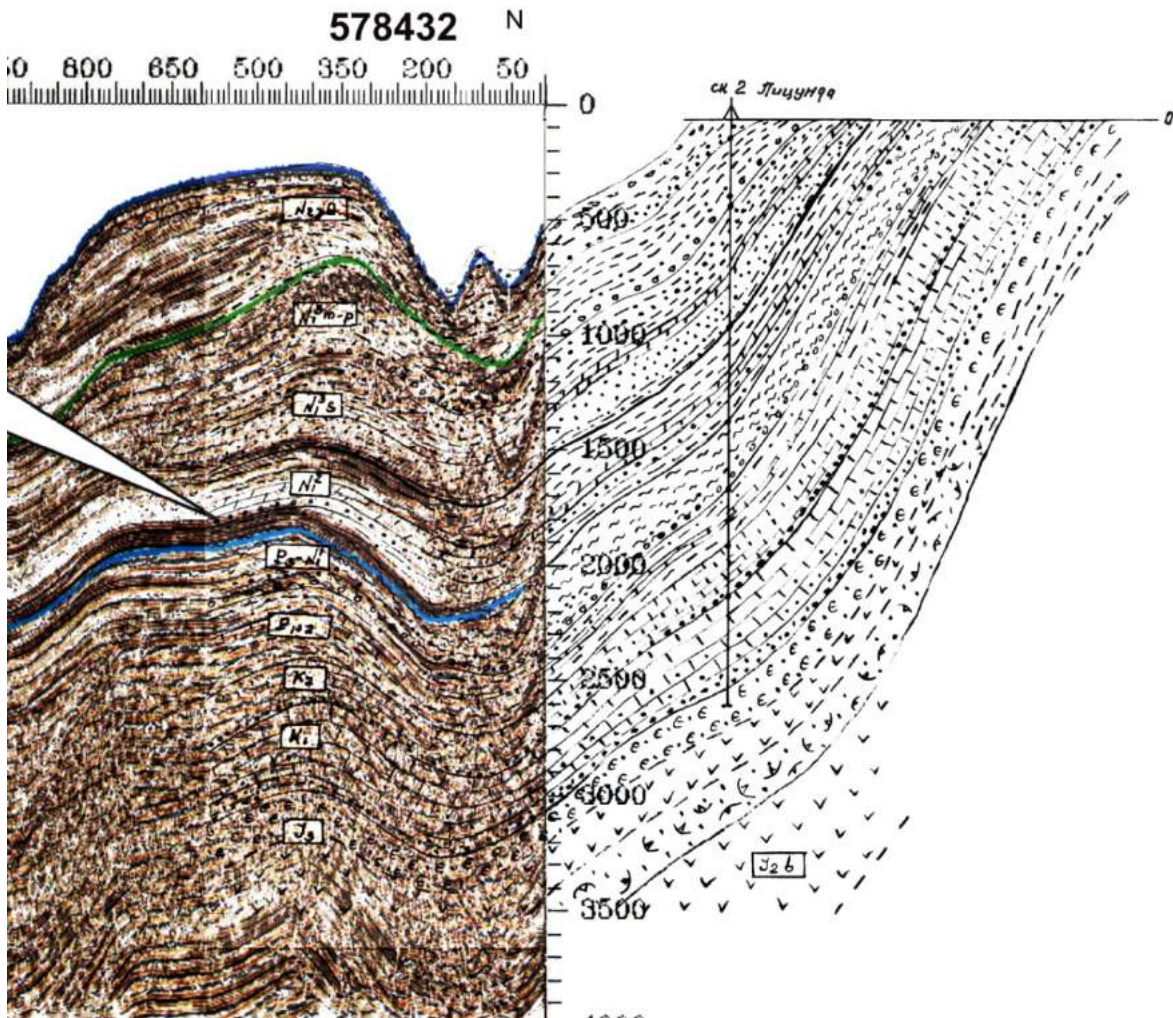


Рис. 4.10. Фрагмент увязки временного разреза профиля 0578432 с геологией континентальной суши.

Из имеющихся профилей примечательными в региональном плане являются профили 0578432 и 0578433. Первый начинается на Пицундской площади, а второй на Гудаутской, и направлены они параллельно к юго-западу в глубоководную часть акватории.

Профиль 0578433 длиной 113 км начинается в трех километрах от Гудаутской береговой площади, продолжается далеко на юго-запад, захватывает глубоководную часть и в интервале 110-114 км завершается. Временной разрез этого профиля записан до семи секунд, информативная часть освещается промежутком до пяти секунд. Увязка сейсмического временного разреза с континентальным геологическим разрезом осуществлена переводом последнего во временном измерении литофациально стратиграфических горизонтов Пицундской скважины по днным сейсмокаратажа. На разрезе 0578433 обращают на себя внимание три фактора: а) полное стратиграфическое прослеживание между морскими и континентальными геоморфологическими единицами; б) интенсивное погружение и избыточное накопление осадков в акваториальной части и в) фациальная изменчивость сейсмического и геологического разрезов по простиранию. На профилях 0578433 и 0578432 (рис. 4.9 и 4.10) четко прослеживаются последствия структурно-седиментационных условий генезиса прибрежной береговой части.

Визуальная совместимость этих сеймостратиграфических комплексов-«фациальных текстур» с фациальным составом и распределением фаций в геологическом разрезе по глубинам (временному разрезу) предоставляет возможность составления прогнозной схемы, аналогичной литофациальной, по магистральным пересечениям акватории восточного сегмента Чёрного моря.

Длина профиля 0578432 – 72 км, начинается он в 10 км от Пицундского побережья и в 10 км западнее предыдущего профиля. Он характеризуется записью по глубине до 7 сек, но читается до 5.5 сек. Этот профиль дает картину, адекватную предыдущей, тем самым подтверждая достоверность форм и составов глубинных горизонтов т.н. Гудаутского шельфа. На рис.4.10 представлен фрагмент взаимной увязки временного и геологического разрезов акваториальной и континентальной части профилей.

На рис.4.10 на части морского профиля и на продолжении его на суше, с пицундской скважиной включительно, выделена вся стратиграфическая последовательность выше верхней юры. По гипсометрическому уровню разрез выше на 0.5-0.6 сек временного разреза морского профиля. Здесь в геологическом прошлом опускание в акваториальной части значительно опережало опускание суши и пространство заполнялось привнесенным материалом. Отсюда следует заключить, что континентальную часть между современной береговой линии и предгорьем занимало мелководье и шельфовое положение.

Что касается общеструктурного плана данного профиля, здесь также можно повторить все, что было сказано выше.

Анализируя приведенные выше примеры идентификации геологии сопредельных, но геоморфологически контрастных, площадей акваториального сегмента Чёрного моря и Колхиды, приходим к заключению, что сеймостратиграфические признаки и критерии, отображенные на фактических материалах, обусловлены факторами: а) технико-методическими особенностями их выполнения; б) глубинными сейсмогеологическими условиями и в) литолого-фациальным составом и условиями седиментации осадочного покрова. Первые два фактора нельзя проследить постфактум, третий возможно выявить при наличии качественных материалов ОГТ и данных скважин.

По характеру условий седиментации, сопредельную полосу Колхиды с морем можно разделить на три части: Аджара-Триалетскую, Колхидскую и Гудаута–Пицундскую.

В Аджара-Триалетской части процессы седиментации, состав привносимого материала и гидродинамика с обеих сторон прибрежной полосы в течение всего времени вплоть до четвертичного периода были, по-видимому, одинаковы, поскольку «образы» текстур сеймостратиграфических комплексов весьма схожи, а в структурном плане они являются прямым продолжением друг друга.

В Колхидской части приведенные выше условия седиментации в мезозое, видимо, были нарушены частично барьерной системой, находящейся между морем и сушей. При этом сторона суши опускалась интенсивнее и компенсировалась соответственным привносом материала.

Гудаута-Пицундский участок характеризуется резким сокращением мощности сейсмических фаций и довольно глубоким прогибом маркерных отражений в сторону суши.

Барьероподобное возвышение полосы вдоль границы Колхиды и моря связывается через «Гудаутский шельф» с Шатским поднятием, а Гудаута-Пицундский прибрежный прогиб коррелирует с Туапсинским прогибом.

5.Литофациальное прогнозирование и стратиграфия временных разрезов региональных профилей МОГТ

5.1.Опыт прогнозирования литофациального состава отражающих горизонтов по данным МОГТ и томографии МПВ

Прогнозирование литофациального состава на глубине, наряду со стратиграфическим подразделением геологической среды, важно, прежде всего, для морских участков, недоступных непосредственному геологическому наблюдению. В этом плане геофизика, в частности МОГТ и томография МПВ, согласно зарубежным литературным данным, имеет большое значение для решения кардинальных проблем геологии. Безусловно, на временных разрезах и на томографии преломленных волн в различной форме отражено физическое состояние и свойства, связанные с литофациальными распределениями в недрах геологической среды, именуемых «сейсмическими фациями». Проблема состоит в том, как эту сейсмическую фацию увязать с геологической, разумеется в упрощенном виде, по примеру «моделирования». Если в геологии под термином «фация» понимаются признаки вещества – петрографические, биостратиграфические, геохимические, определяющие условия образования отложений и диагенеза осадков» [Косыгин Ю.А., 1969], то при определении сейсмическим способом, такие детали не могут быть отражены. Поэтому акцент делается на литологии и на их гранулометрическом составе, т.е. на том, что мы называем «литофацией».

При этом, естественно, сейсмofации должны быть сопоставлены со скважинными и геолого-съёмочными данными. Однако, морские профили МОГТ далеки от наземных глубоких скважин, возможности которых в интересующем нас плане исчерпаны. Что касается установления этих закономерностей на наземных примерах, то и такой подход мало перспективен. Это объясняется тем, что временные разрезы наземных исследований МОГТ мало эффективны с точки зрения фиксации сейсмолитофациальных особенностей, в связи с низкой разрешающей способностью в этом плане технико-методической системы прошлого, материалами которой мы пользуемся, с одной стороны, и потому, что эти вопросы, как правило, решаются при выполнении полевых работ в опытный порядке – с другой. Тем не менее, работа в этом направлении позволяет сделать прогнозную оценку распределения литофаций на наиболее пригодных для этого магистральных (региональных) профилях, выполненных в прошлом со средними технико-методическими возможностями, что позволит взаимно увязать морские и наземные литофациальные распределения по сейсмическим данным.

Процесс образования залежей углеводородов состоит из трех главных этапов – генезиса, миграции и накопления [Вассоевич Н.Б., 1930]. Литофациальные условия в первом из них имеют приоритетное значение, а в последующих – занимают немаловажное место. Нефтематеринские системы, без которых, согласно классической концепции, образование углеводородов немислимо, сложены из глино-песчаных фаций. Предполагают, что глино-песчаные условия являются оптимальными для развития популяции и захоронения макро- и микроорганизмов. С одной стороны, необходимы некоторые оптимальные биологические и литофациальные (глинисто-песчаные) условия, но для миграции впоследствии «самогонкой» диффузно-распыленной нефти необходимы иные условия, а для образования залежи совсем другие. Все эти «условия» представлены литофациями.

Таким образом, решение вопроса литофациального состава пород и распределения его на площади даже на уровне вероятностного прогнозирования при оценке перспектив на нефтегазоносность территории, недоступной непосредственному геологическому наблюдению, чрезвычайно важно. Однако для этого необходимо иметь соответствующую базу геолого-геофизических данных. Имеются в виду системные исследования закономерностей литофациального распределения на данной площади в связи с образованием нефтегазовых залежей, с одной стороны, и установление соответствующих сейсмических фаций – с другой. К сожалению, таких системных исследований ни по отраслевым геологическим съемкам, ни по анализу данных глубокого бурения мы не нашли. Отрывочные записи в этом плане, встречающиеся почти во всех работах, лишены полноты и целенаправленности. Эта одна из негативных сторон проблемы! Другая проблема касается качества сейсмических материалов МОГТ и МПВ. По ним должны быть установлены признаки и критерии, отражающие литофациальные изменения среды, но на сейсмических материалах двухтысячного года упомянутые признаки недостаточно информативны. Что касается морской части

временных разрезов, выполненных за последнее время на уровне мировых стандартов, здесь решение данной задачи вполне посилено. Однако, из-за того, что акватория нашего исследования не опробована глубоким бурением, результаты литофациального прогнозирования по материалам МОГТ здесь не могут отличаться высокой достоверностью, с континентальными скважинами та же проблема, но уже из-за больших расстояний между ними. Тем не менее, оно нами выполнено из соображений его необходимости. Идентификация сейсмических фаций и литофациальных знаков представлена на условных обозначениях к рисункам временных и литофациальных разрезов (таблица 2). Каждая фация на временных разрезах представлена довольно сходными различными формами, что затрудняет однозначное решение данного вопроса.

При поисково-разведочных исследованиях территории на нефть и газ знание распределения литофациального состава разреза осадочного чехла давно является приоритетной задачей, как знание одного из критериев, определяющего условия происхождения и накопления нефти и газа. Однако, в историческом плане, несмотря на такое безусловное требование, в нефтегазовых геологических исследованиях этой проблеме не уделялось достаточного внимания. Ни в специальной литературе, ни в фондовых хранилищах такого рода информации, удовлетворяющей современным требованиям, мы не нашли. Кроме того, то, что имеется, порой трудно сопоставимо с сейсмическими данными из-за удаленности друг от друга и снижения информативности скважинных (геологических) данных на расстоянии. Для подтверждения сказанного – ограниченности информации данных скважин в радиальном направлении, здесь нами приведены геологические колонки скважин «Чолоки-3» и «Чолоки-9», находящиеся на расстоянии одного неполного километра (рис.5.1.9).

Литофациальная характеристика западного погружения Аджаро-Триалетской зоны с морским продолжением дается тремя сейсмическими профилями МОГТ, выполненными в конце 70-ых годов «Южморгео»; два из них, длиной 30 и 92 км, направлены по простиранию, третий пересекает все восточное побережье Чёрного моря от Очамчира до Батуми. Все они являются компиляцией сухопутных и морских профилей (рис. 5.1.1-5.1.3). Для геологического обоснования соответствия сейсмофаций, данных на временных разрезах, реальному литофациальному строению использованы данные скважин «Чолоки-3, 9» и «Очамчира-2».

Детально восстановить литофациальное распределение по временным разрезам невозможно и такая работа, пожалуй, не имеет смысла; его надо воспринять зрительно по рисункам и сопоставить «копию» с «подлинником» – временным разрезом. Что касается обобщенной характеристики, то она не может дать достаточно ясного представления о характере литофациального изменения в пространстве и всех существующих взаимосвязях по многим причинам и, прежде всего, потому, что определение литофациального распределения выполнено редкой сетью и на неодинаково достоверных и адекватных материалах. В этом отношении показательным примером являются сейсмические материалы западного погружения Аджаро-Триалетской зоны (Гурия и частично Аджаро-Имеретинский хребет) и его продолжения в море. Получение здесь доброкачественного сейсмического материала МОВ, МОГТ и КМПВ всегда было проблематичным. Короче говоря, участок суши характеризуется низкой коррелируемостью сейсмических отраженных и преломленных волн, ограниченной прослеживаемостью на расстоянии, изменчивостью кинематических и динамических параметров, необычным снижением информативности с глубиной. Здесь наблюдается сложная картина волнового поля с переплетением синфазных осей интерференционных волн.

На рисунках (5.1.1 и 5.1.2) профили 347817 и 3477125 в морской части проложены параллельно и находятся в нескольких километрах друг от друга; первый – южнее, а второй – на широте «Чолокских» скважин, которые контрастно различаются сейсмической записью, динамикой волнового поля, формой выделения отраженных горизонтов, прослеживанием и, в некоторой степени, распределением литофаций. В целом, на обоих разрезах преобладает терригенный грубозернистый седиментный материал псефитового состава. Каждый сеймостратиграфический горизонт характеризуется одной или двумя, редко тремя разновидностями литофациального состава, сменяющимися в вертикальном разрезе, что в латеральном направлении почти незаметно. Тем самым рисунок каждого сеймостратиграфического комплекса (горизонта) имеет свой «почерк» и свою контрастность, в отличие от временного разреза, служащего в качестве основы рассматриваемого разреза. Границы между горизонтами гладкие, чередование их в вертикальном разрезе происходит четко. По своему структурному строению разрезы, как временной, так и литофациальный, делятся однозначно (хотя второй более четко) на две части. Первая справа отличается не только структурным строением, но, по-видимому, также и седиментационными условиями. Здесь, вначале, осадконакопление, очевидно, происходило на слабо наклоненном континентальном склоне,

представленном дотретичными образованиями, несогласной эрозионной поверхностью и последующими процессами осадконакопления.

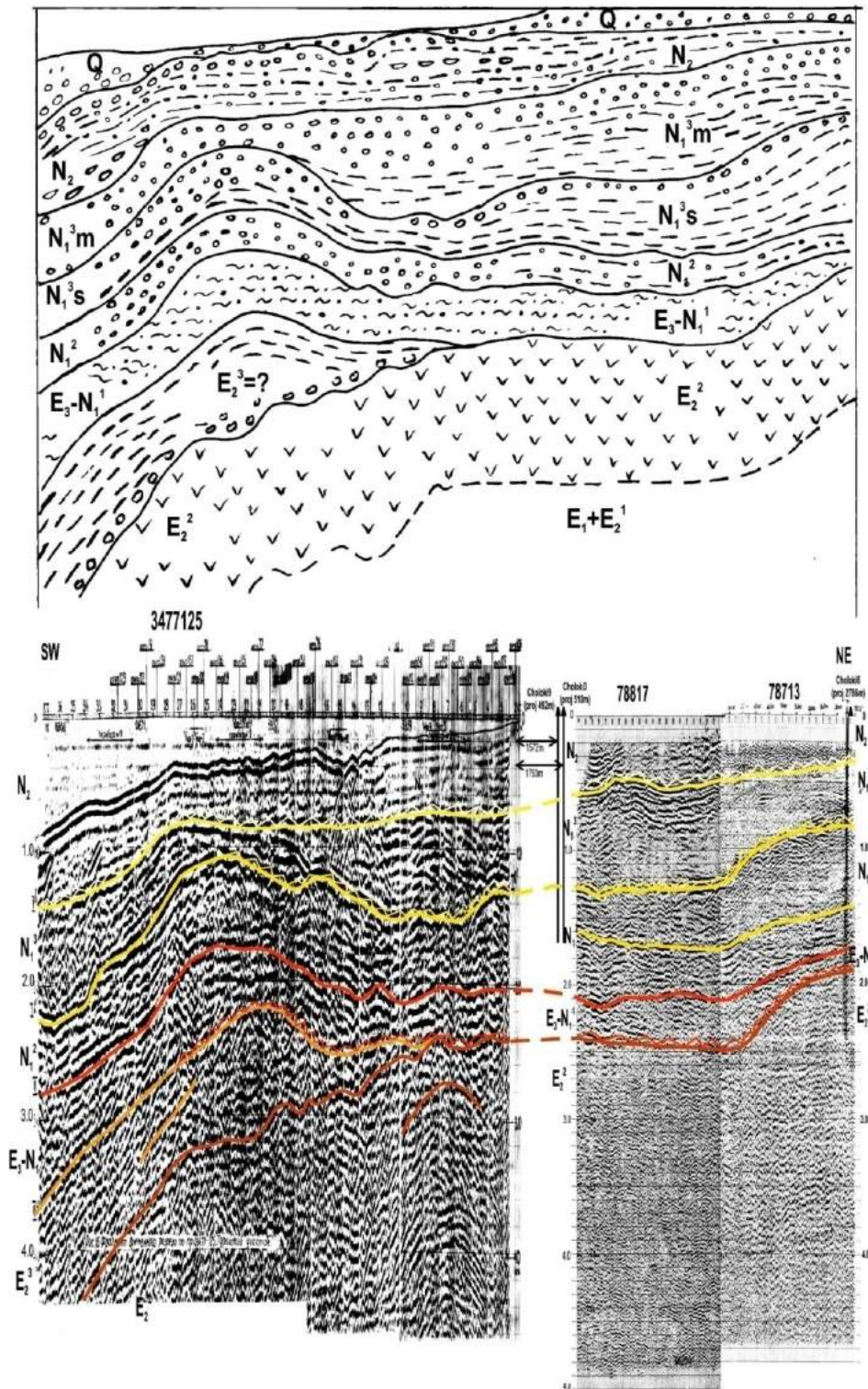


Рис.5.1.1 Литофациальный разрез по профилю 3477125 (морского) и профилям 78817, 78713 (наземным).

В этом интервале сейсмические стратиграфические комплексы относительно маломощны, за исключением среднего эоцена и сармата. Первый – представляется в литофациях вулканогенами, характерными для среднего эоцена, с отсутствием четкого напластования. Второй – представлен с преобладанием глинистой фации над песчаниковой фацией. Вторая половина первой части характеризуется необычными для шельфовых образований структурными нарушениями, где все сеймостратиграфические комплексы снизу до верхнего неогена разбиты четырьмя

субвертикальными разломами, перемещены и слабоскладчато дислоцированы с образованием при этом межстратиграфических местных несогласий между средним миоценом и сарматом. В разломной структурной части все горизонты перемяты и брекчийно структурированы.

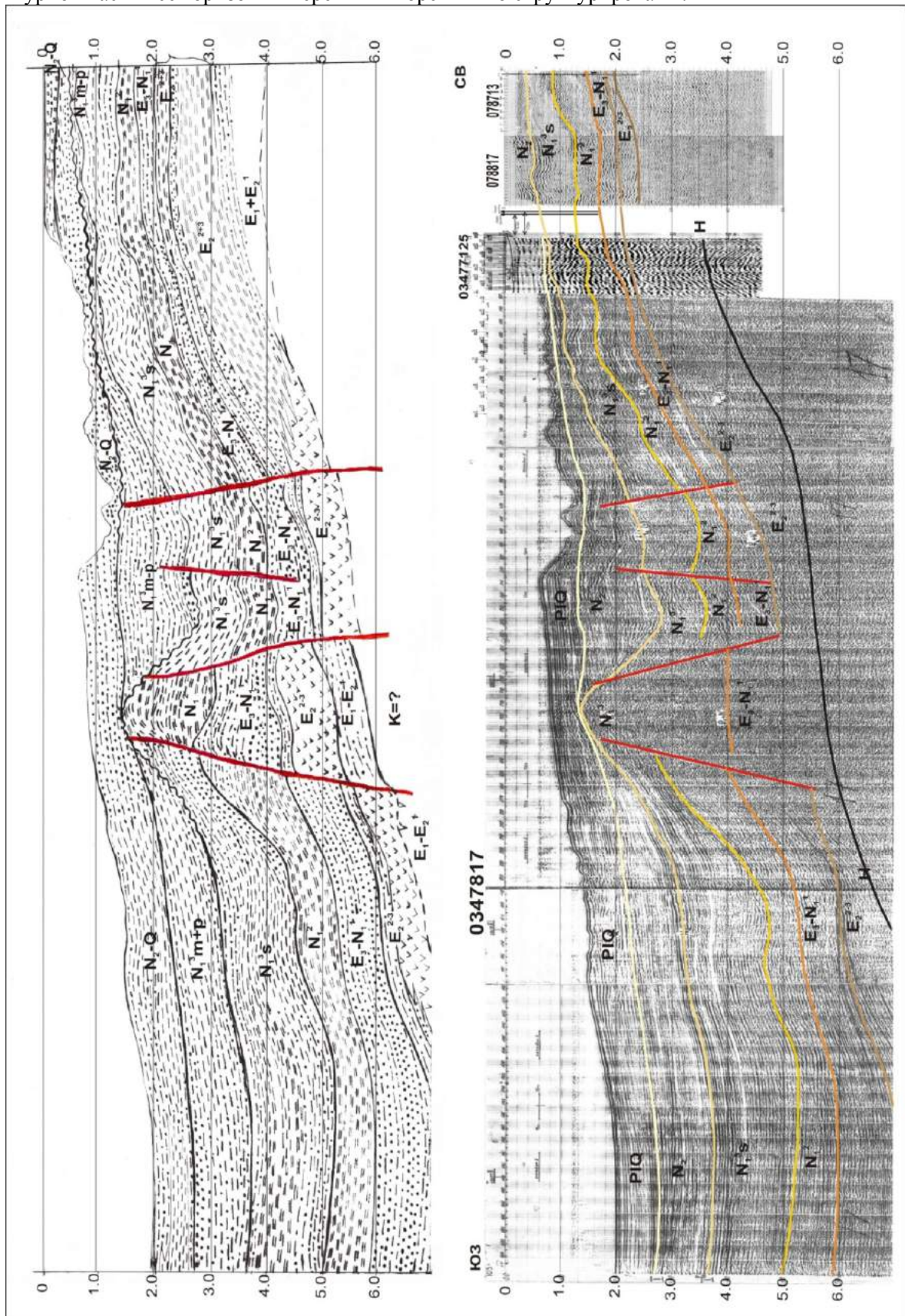


Рис.5.1.2 Литофациальный разрез по профилям 347817, 3477125 (морских) и профилям 78817, 078713 (наземным).

На разрезе (рис.5.1.2) справа за последним разломом во второй его части структура сейсмостратиграфических комплексов резко меняется. Морское дно начинает опускаться круче. Западное крыло в верхней части куполообразной структуры становится круто наклоненным, а к основанию выполаживается; выполаживается оно также по простиранию до горизонтального залегания. Все стратиграфические комплексы, кроме среднего эоцена, становятся тоньше, чем в начальной части разреза. Разрез здесь уменьшается и изменяется литофациально на глубоководную песчаноглинистую фацию. Это происходит на расстоянии 50-52 км от восточной береговой линии моря. По всем горизонтам в этой части заметно увеличение псаммитового состава литофации.

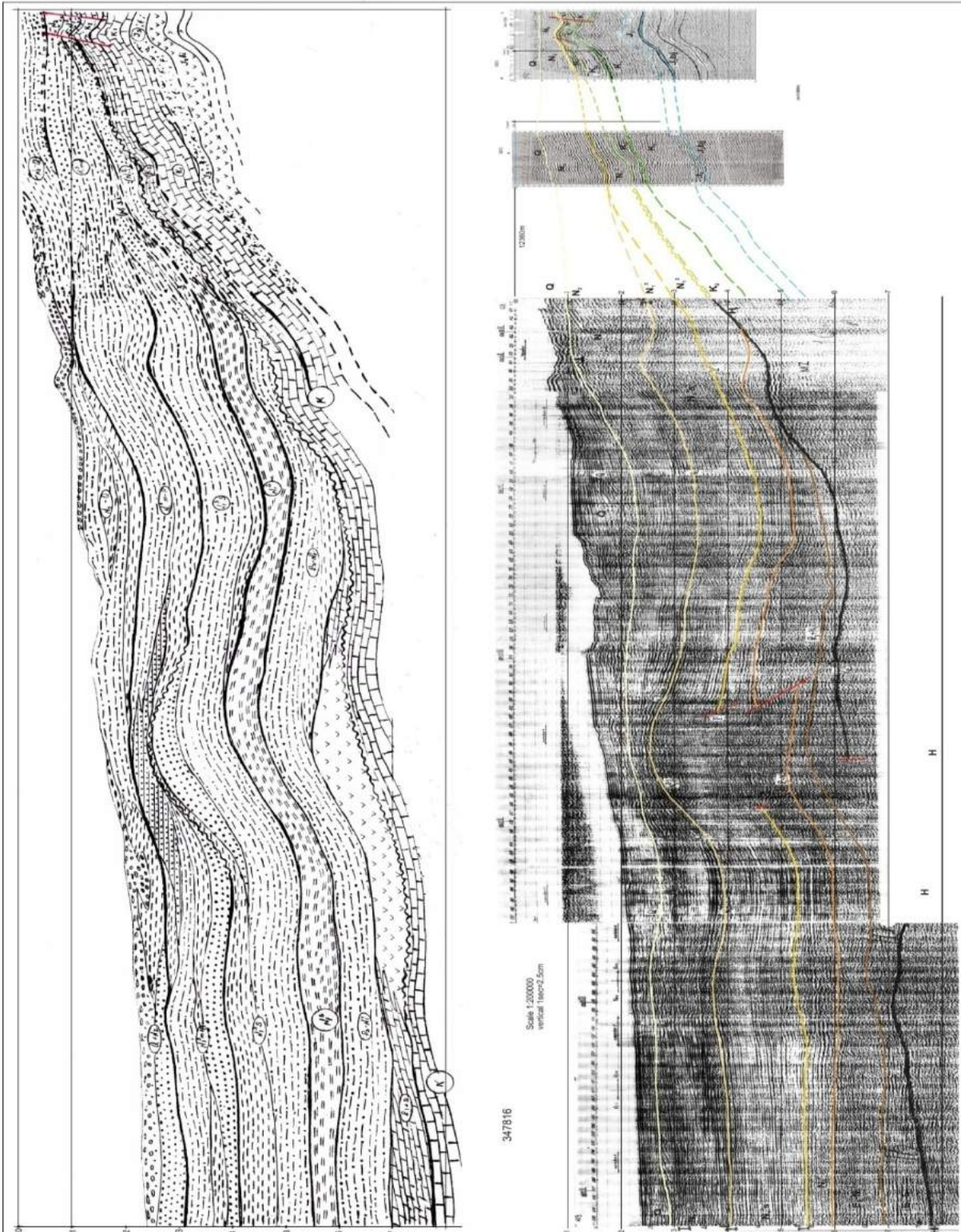


Рис.5.1.3. Литофациальный разрез по профилю 347816 (а), на фоне временного разреза ОГТ(б).

Второй сейсмический профиль, скомпонованный по данным скважины и временным разрезам наземных профилей и морского 347816 (рис.5.1.3), проходит несколько косо к площади исследования от Квалони-Чаладиди севернее Поти и далее в этом направлении – в морскую акваторию. В качестве литофаций, как априорных элементов для интерпретации, использованы данные «Квалонских» скважин и «Чаладиди-5». Профиль простирается на 140 км (рис. 5.1.3).

Что примечательно в данном рисунке в отличие от предыдущего, это наличие большего состава литофациальных разновидностей, четкое разграничение сейсмостратиграфических комплексов между собой различным составом литофаций, изменение литофации в региональном масштабе, преимущественно в вертикальном разрезе, без переходной зональности, что обуславливает гладкость отражающих горизонтов в зоне стратиграфического раздела. Аналогичная ситуация имеется в тех горизонтах, где происходит внутрифациальное изменение в вертикальном плане. В ряде случаев продольные включения в том же направлении пылеобразно переходят в молодые стратиграфические горизонты. Эти линзообразные горизонтальные включения длиной от десяти до несколько десятков километров и мощностью от ста до несколько сот метров имеют разную форму выклинивания. В тектоническом отношении разрез данного профиля напоминает длиннопериодное волнообразное колебание моря, наступающее с юго-западной глубоководной части, где колебание стратиграфических границ минимальное, затем наступает волна (структура) куполообразной формы, гаснущая к востоку на подступах к подводному континентальному склону. Аналогичным образом изменяются мощности стратиграфических горизонтов от своих максимальных величин к минимальному у континентального склона. Затем горизонты прилегают к тому же эродированному склону или налегают прямо на него и выклиниваются. Интересно то, что по профилю можно прочесть, в значительной мере, историю развития Восточного Черноморья³ постмелового периода. Этот вопрос – задача дальнейшего обсуждения.

Третий профиль длиной всего 72 км, укомплектованный отдельными отрезками временных разрезов вместе с данными Хобских и Кулевских скважин использован для составления литофациального разреза (рис.5.1.4). Профиль, составленный по профилям 347707, 038208, 038211, проходит с севера-востока на юго-запад от Хоби до Кулеви и на продолжении в акватории моря. В континентальной части он пересекает нефтеразведочные участки: Хобский, Квалонский, Восточно-Чаладидский и Кулевский. На этом разрезе литофациальные типы и их разновидности отображены аналогично и в том же порядке, что и на предыдущих разрезах. Здесь в структурном отношении и с точки зрения литофациального состава интерес представляет континентальная часть. В северо-восточной части идеально отображены две локальные структуры – Хобская и Квалонская. Первая – по всему стратиграфическому разрезу от верхней юры до верхнего неогена представлена сокращенной мощностью, погруженной вглубь региональным разломом, проходящим между Квалони и Хоби. Квалонская структура здесь естественно приподнята и выражена в меловых и верхнеюрских отложениях, представленных мощным карбонатным литофациальным составом и маломощными эвапоритами, соответственно. Эти карбонатные породы, по-видимому, должны характеризоваться пониженными коллекторскими свойствами.

Квалонское нефтепроявление является примером залежи трещиноватой формы. Восточно-Чаладидская структура отмечена слабым перегибом и залежью нефти, связанной с трещиноватостью, аналогичной Квалонской.

Кулевская структура с морской частью отмечена в юрских и меловых образованиях огромной куполообразной структурой длиной до 24 км, разбитой на блоки мощными разломами дальнего простиранья, как в глубину, так и в ширину. В структурном отношении она выглядит очень перспективной, но глубокая по масштабу дислоцированность снижает вероятность ее нефтегазоносности. Примечательно то, что эти структуры развиты до среднеюрских континентальных оснований, возможно, шельфовых. Такое представление исходит из того, что настоящий континентальный склон, опускающийся в море с крутым наклоном, начинается за Кулевской структурой в 10-12 км. Под сарматскими отложениями он эродирован трансгрессивно эоцен-среднемиоценовыми процессами осадконакопления. Таким образом, на этом участке развито асимметричное куполообразное поднятие, в которое с левой стороны упираются палеогеновые (а возможно и более древние) стратиграфические горизонты.

³ Черноморье-подразумевается Черноморская впадина.

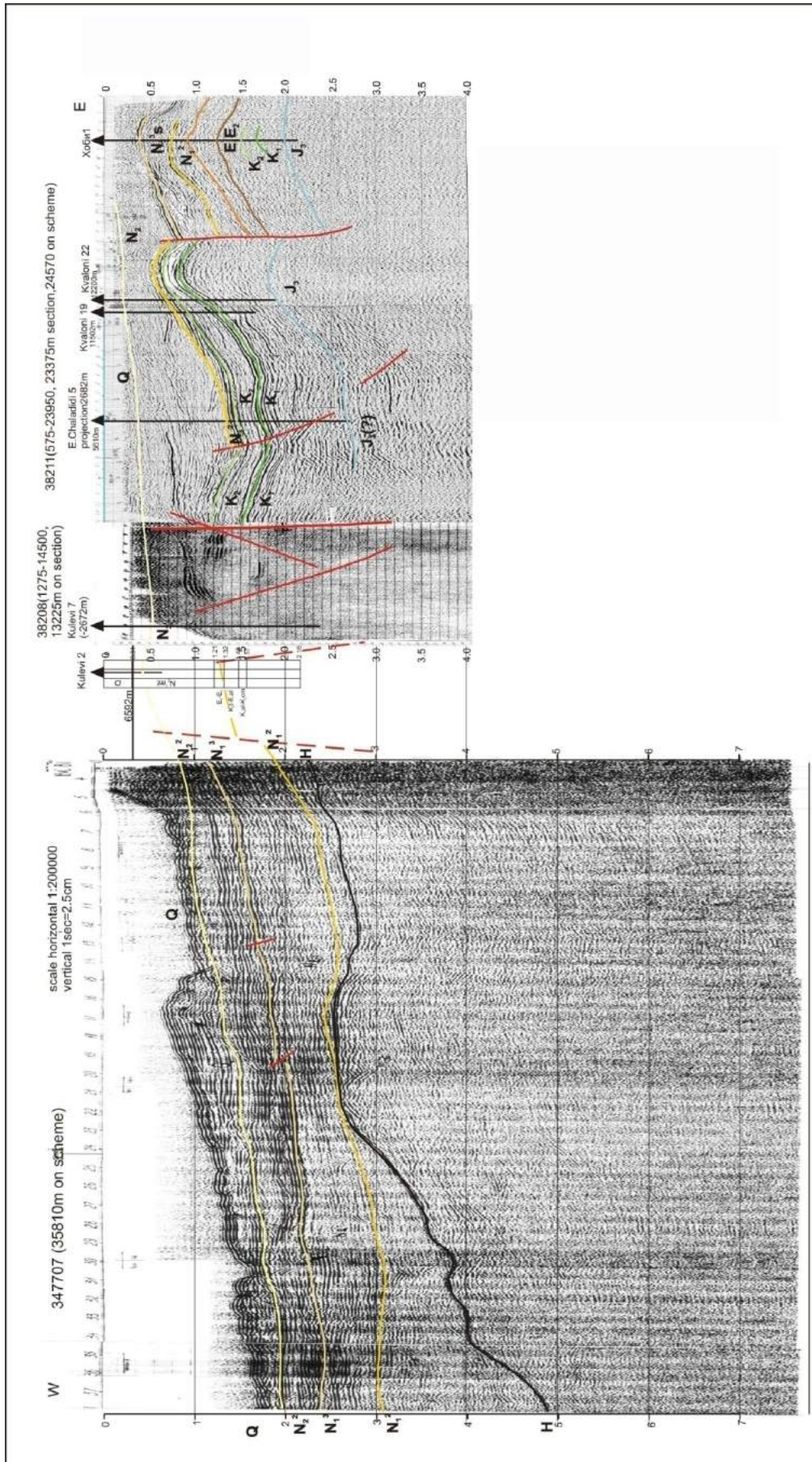


Рис.5.1.4. Разрез по профилям 347707, 038208, 038211.

А справа от него те же самые горизонты фактически не прослеживаются. С правой стороны, назовем его среднеюрским поднятием, под острым углом упираются меловые карбонатные породы и верхнеюрские эвапориты. Однако не исключено, что эти породы частично принимают участие в построении верхов самого поднятия.

Следующий разрез расположен на западном погружении Одишской депрессии от Зугдиди до Анаклии, затем углубляется в морскую акваторию в ЮЗ направлении. Длина его 90 км, и он составлен по временным разрезам 078410, 088219 (Line 9, часть суши) и AGC-20-29 (морская часть); запись получена в СЗ части до 4 сек, а в морской части до 8 сек. В целом, временной разрез с накладкой литофациального рисунка, назовем его «Зугдиди-море» (рис.5.2.16), представляет собой пример корреляционной зависимости литофации с блоковым строением, заключающейся в разделении обоих разрезов на три одинаковые части по вертикали и горизонтали. Оба разреза (временной и литофациальный) по простиранию делятся на три блока: а) правая часть – суша и частично морская часть; б) подводный континентальный склон и в) глубоководная часть. Все они отделены друг от друга групповыми разломами и флексурными растяжениями. Горизонтальное разделение выражается в различном складчатом характере стратиграфических периодов и совпадающими с ними контрастными изменениями литофаций. Например, в нижней части разреза, в средней и верхней юре, преобладают вулканогены; мел представлен карбонатным составом, верхний мел – мергелистым составом, нижний – преимущественно толстослоистыми, плотными известняками. Третья, верхняя часть – кайнозойского периода – является областью терригенных образований, притом в первой правой части доминирует довольно крупный гранулометрический состав, во второй части (средний блок) – мелкозернистый, а в третьем блоке (глубоководном) – глинистый.

По восточному побережью Чёрного моря со стороны акватории проходят профили МОГТ 347808 и 347809 от Очамчира до Кобулети параллельно друг к другу на расстоянии в 4-5 км. По временным разрезам этих профилей составлены прогнозные разрезы литофациального распределения (рис.5.1.5, 5.1.6). Разрезы этих профилей, как по временным, так и по литофациальным рисункам, словно один к одному схожи между собой. Что касается содержания, здесь примечательно то, что эти разрезы делятся разрывными нарушениями на три схожих, почти копирующих друг друга, блока. Северный блок от Очамчира до Анаклии представлен отложениями от средней юры до четвертичных образований включительно. Самые нижние горизонты, прослеживаемые на разрезах, содержат вулканогены среднего и основного состава, завершаются соленосными горизонтами и стратифицируются средней и верхней юрой. Эти отложения контрастно сменяются вверх карбонатами плотных и мощных известняков нижнего мела и тонкослоистыми мергелистыми известняками верхнего мела. Выше этих горизонтов залегают терригенные образования кайнозойского периода с сокращенной мощностью и пропуском некоторых стратиграфических этажей или, возможно, трансгрессивно смытых последующими процессами. Весь комплекс сейсмо-стратиграфических горизонтов залегают субгоризонтально, слабо волнисто, с большим периодом колебаний. Морфоструктурой осадочного комплекса и своим литофациальным составом и зональностью осадочного комплекса этот блок соответствует поднятию шельфового типа.

Между северным и средним блоками проходит система групповых разрывных нарушений, по мощности 8-12 км, которая пересекает весь осадочный комплекс и, вероятно, опускается глубоко в фундамент. Она коррелирует далеко по латерали с аналогичными групповыми или региональными разломами в море и на суше.

Кроме того эта область (зона или полоса) групповых разломов характеризуется глубоким куполообразным, по-видимому, коровым поднятием шириной до пары десятков километров и бровковым поднятием со стороны континента, являющимся границей шельфового пояса. Эту зону считаем «опорой» при перестройке морфоструктуры континентальной коры. Южнее этого разрывного нарушения всюду располагается опорный сейсмический горизонт, представленный частично эродированной поверхностью верхнего мела. Поверхность этого горизонта в Восточном Чёрном море начинает опускаться к юго-западу и образует региональную поверхность континентального склона. Кроме отличной морфоструктуры этот горизонт характеризуется своеобразным седиментным составом и структурным строением осадочного слоя, возможно, и фундамента, хотя он не «просвечивается» на сейсмических разрезах.

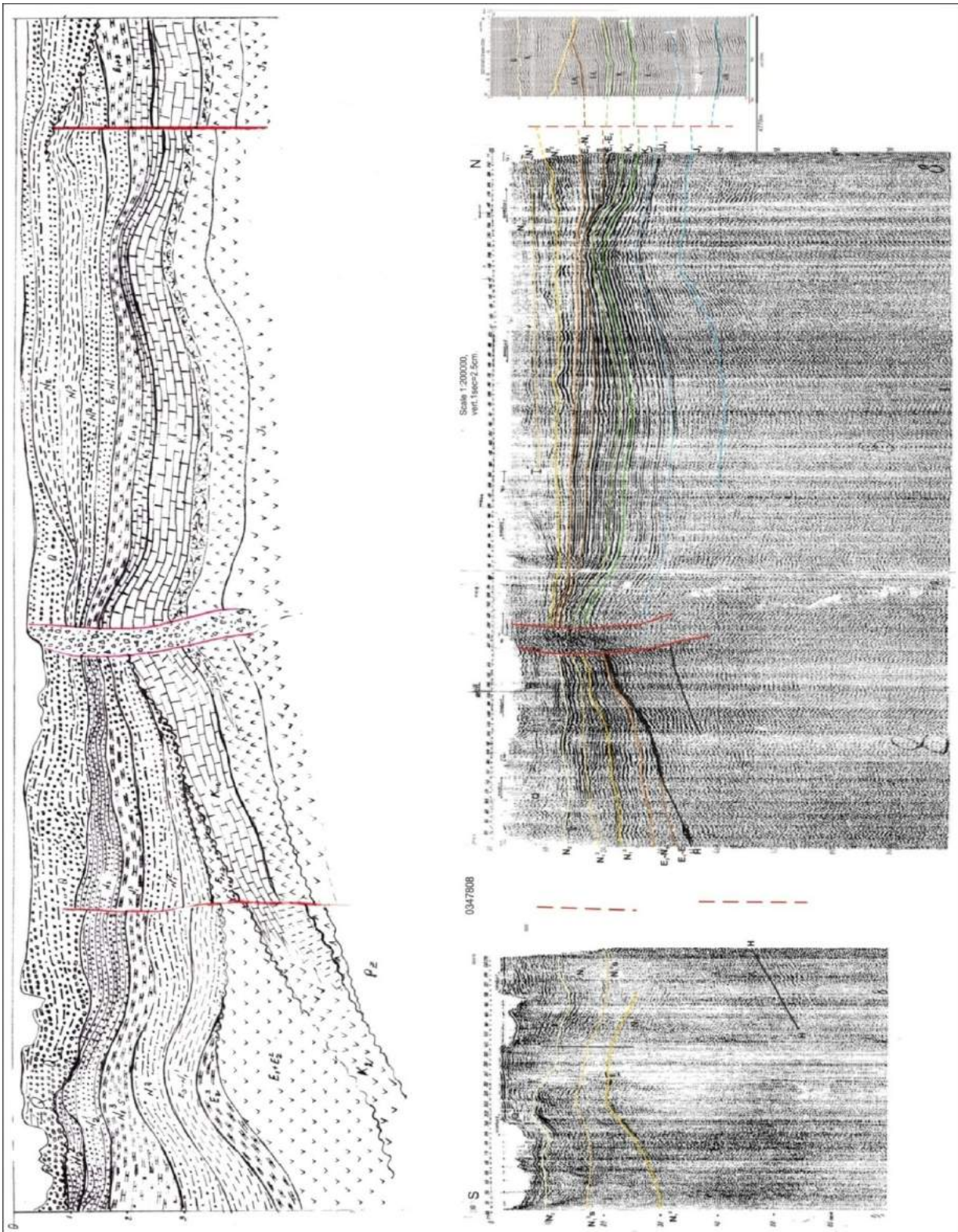


Рис.5.1.5 Литофациальный разрез по профилю 347808 (а) на фоне временного разреза ОГТ (б)

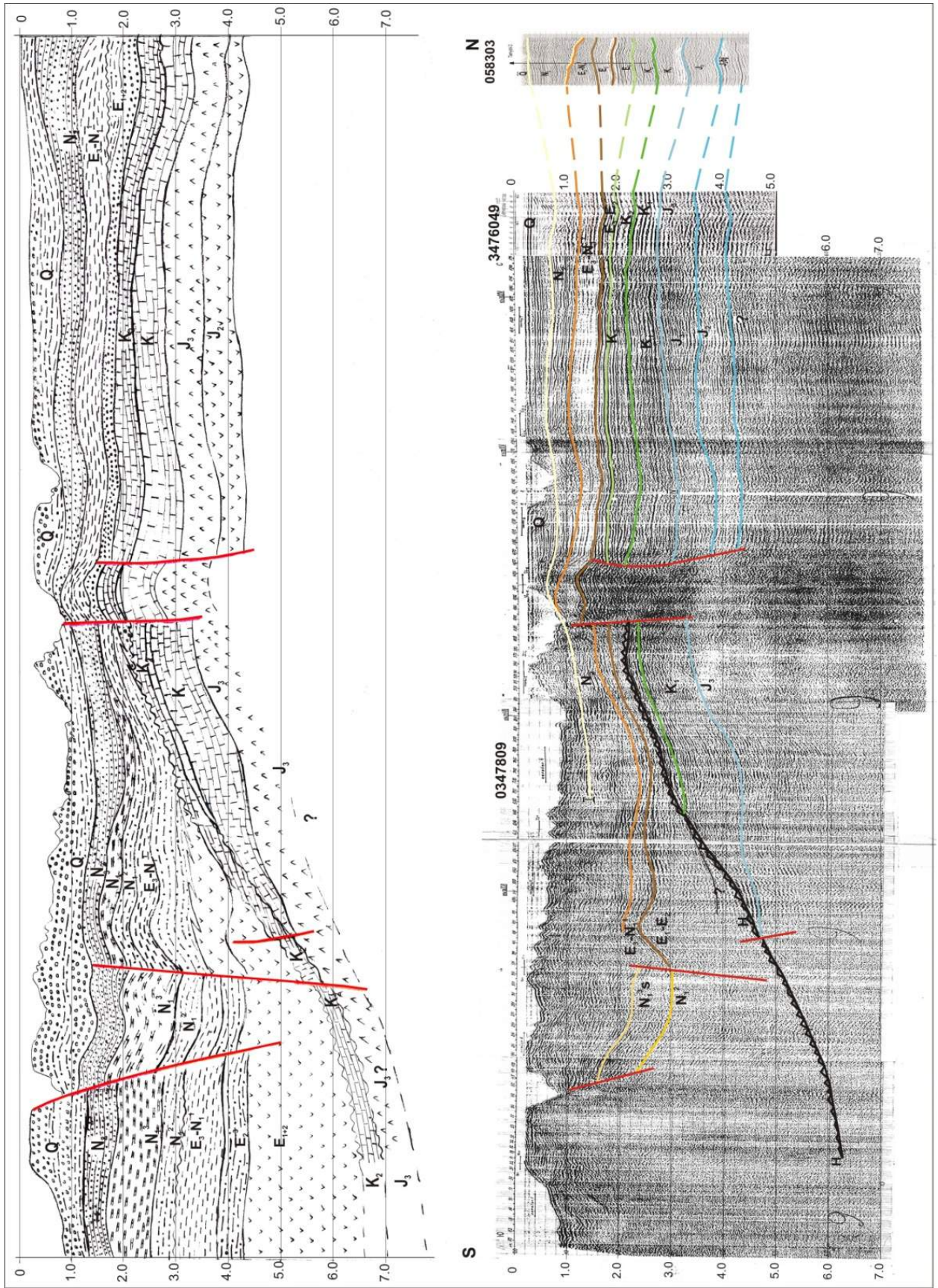


Рис.5.1.6 Литофациальный разрез по профилю 347809 (а), на фоне временного разреза МОГТ(б).

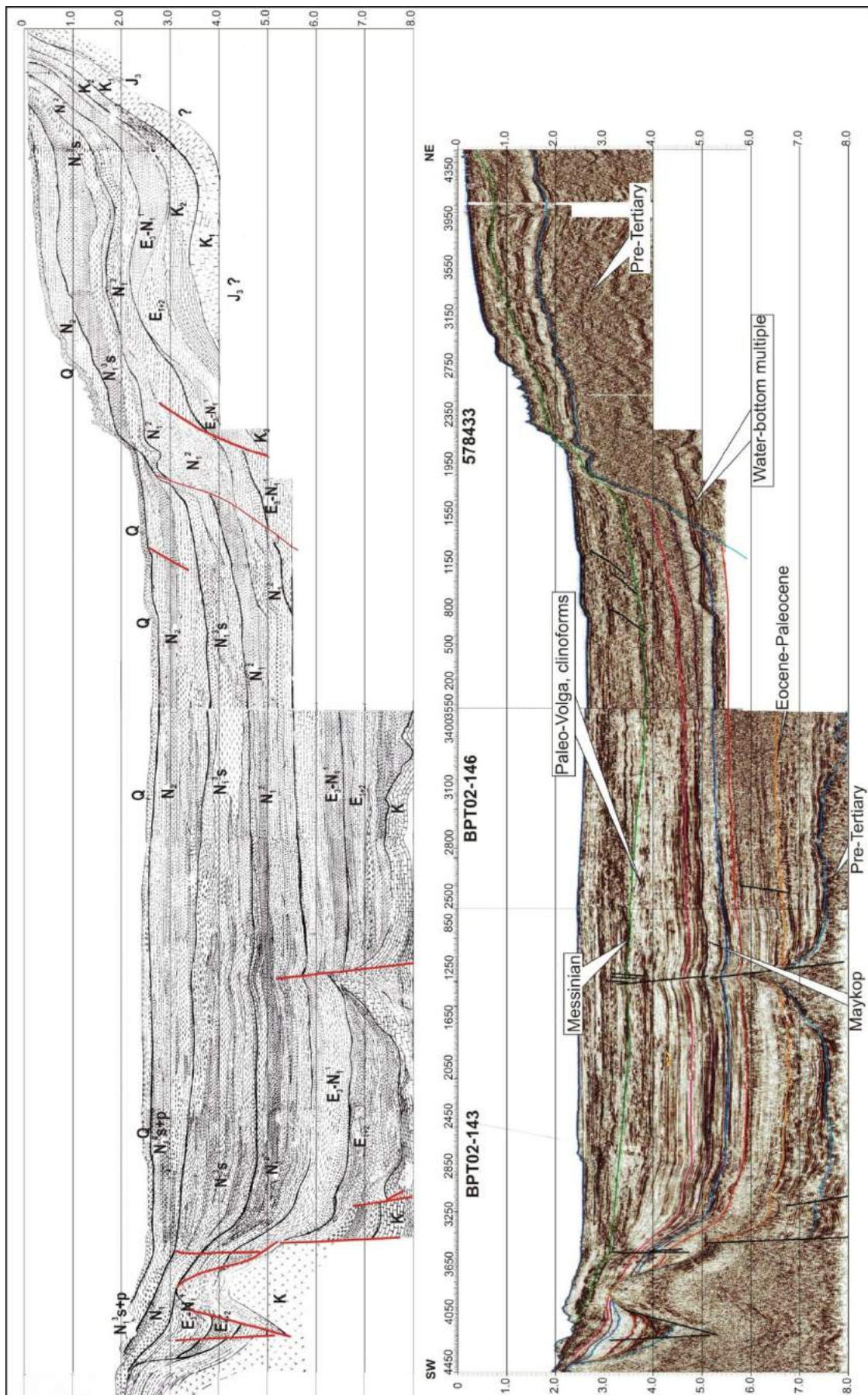


Рис.5.1.7. Литофациальный разрез по профилям 578433, ВРТ-02-146, ВРТ02-143 (а) на фоне временного разреза ОГТ (б).

Таким образом, на широте с. Анаклиа происходит структурное изменение по всей глубине разреза, с чем связаны некоторые изменения литофации. В нижних горизонтах к западу не прослеживаются некоторые литофации, другие сокращены по мощности, а в верхних кайнозойских горизонтах заметно добавление глинистых материалов.

Третий южный блок со своеобразным литофациальным распределением – это западное погружение в море Аджаро-Триалетской зоны. Здесь не должны продолжаться вулканогены юры, сокращен нижний мел, частично фациально-вулканогенной фацией изменен верхний мел. Палеоцен-эоцен, преимущественно средний эоцен, представлен весьма мощным вулканогенным горизонтом. Олигоцен (майкоп) преимущественно глинистый, средний миоцен – глино-песчанистый. Верхний миоцен (сармат) характеризуется чередованием глин и песчаников, неоген с четвертичными образованиями целиком построен обкатанным гранулометрическим составом.

В этих литофациальных разрезах (рис.5.1.5 и 5.1.6) примечательным является наиболее четкое выявление блоково-структурного строения всего осадочного комплекса и влияние этой тектоники на состав и условия формирования литофаций. Такое «троичное» блоковое разделение осадочного покрова восточной акватории Чёрного моря на «шельфовую», «континентального склона» и «глубоководную» части, вероятно, определило перестройку и формирование геологической обстановки Колхидско-Черноморского региона.

Литофациальный разрез следующего компиляционного профиля (рис.5.1.7) проходит от Абхазии через акваторию раз Турции. Начинается он у побережья Гудауты и заканчивается между Трабзоном и Ризе в Турции. В начале он проходит субширотно с СВ на ЮЗ в сторону глубинных вод, затем заворачивает на юг к отмеченному конечному пункту.

Каждый из представленных графических материалов носит определенную информационную нагрузку. Они показывают, каким может быть литофациальное распределение в перспективной на нефть и газ толще глубоководной земной коры на пересечении Восточно-Черноморского сектора. В этом плане разрез информативен по глубине в пределах третичных образований ввиду глубокого залегания мезозойских. Информация из последних получена только в начале северной части профиля, да и то лишь до верхней юры включительно и то нечетко из-за их малых мощностей, а в южной части – от поверхности верхнего мела на глубине 14-16 км. Так что на разрезе легко можно различить эти два стратиграфических комплекса, верхний – с полным терригенным (за исключением мергелистых среднего миоцена) составом. Литофациальное распределение на данном профиле оставляет впечатление сложного продольно-мозаичного строения с разными формами перехода между собой и напластования. В целом, их можно разделить на две части – псефитового и псаммитового состава. На этом профиле весьма оригинальную и интересную картину представляет переходная зона морских подводных отложений со складчатой системой Восточных Понтидов.

Смыкание этих систем происходит согласно временному разрезу ВРТ 02-143 (рис.5.1.7) в море в 55-60 км от Турецкого побережья на глубине 15-17 км. Переход – весьма резкий в тектоническом и литофациальном отношении. В первом случае континентальная часть каскадом разломов и складчато-флексуриобразной растяжкой поднимается вверх из глубины на 3-5 км. Здесь меловые карбонатные отложения контактируют с терригенными образованиями эоцена и миоцена, а на глубине карбонатный верхний мел со стороны моря непосредственно примыкает к нижнему мелу вулканогенно-осадочного состава.

Профиль AGC-20-28 (рис.5.1.8), длиной 100 км, вместе с другими профилями «Anadarko» и «Южморгео», проходит меридионально с севера на юг по побережью восточной акватории Чёрного моря в 30 км от берега. Временной разрез этого профиля в структурном отношении можно разделить в вертикальном направлении на две части – верхнюю, до некоторой степени более дислоцированную, и нижнюю, дислоцированную менее интенсивно и другим «шаблоном». В продольном направлении разрез также можно разделить, примерно, на три равные части-блоки. Первый, северный блок, берет начало от континентального шельфа, с бровки этого шельфа: от места, с которого начинается уклон континентального склона в глубоководную сторону, до того места, где молодые отложения залегают почти горизонтально. Средний блок, можно сказать, интенсивно дислоцирован широким синклиниорием, где узкий антиклиниорий осложнен разломами. Третий блок отличается повышенной частотой складчатости и меньшей вертикальной амплитудой. На временном разрезе заметно дифференцированное распределение «сейсмических фаций» синфазных осей ОВ с рисовкой и интенсивностью, приведенными в таблице условных обозначений. Литофациальное распределение по профилю в какой-то степени аналогично стратиграфическому разделению. Северный блок разделен сверху по вертикали на терригенную, карбонатную и соленосно-вулканогенную части. Здесь стратиграфический разрез представлен без палеоцен-эоцена, в целом, песчано-глинистой

литофацией, но различным гранулометрическим составом: майкоп незначительный по мощности и глинистый по-составу; средний миоцен также небольшой по мощности и крупногалечный в подошве, а в кровле – песчано-глинистый.

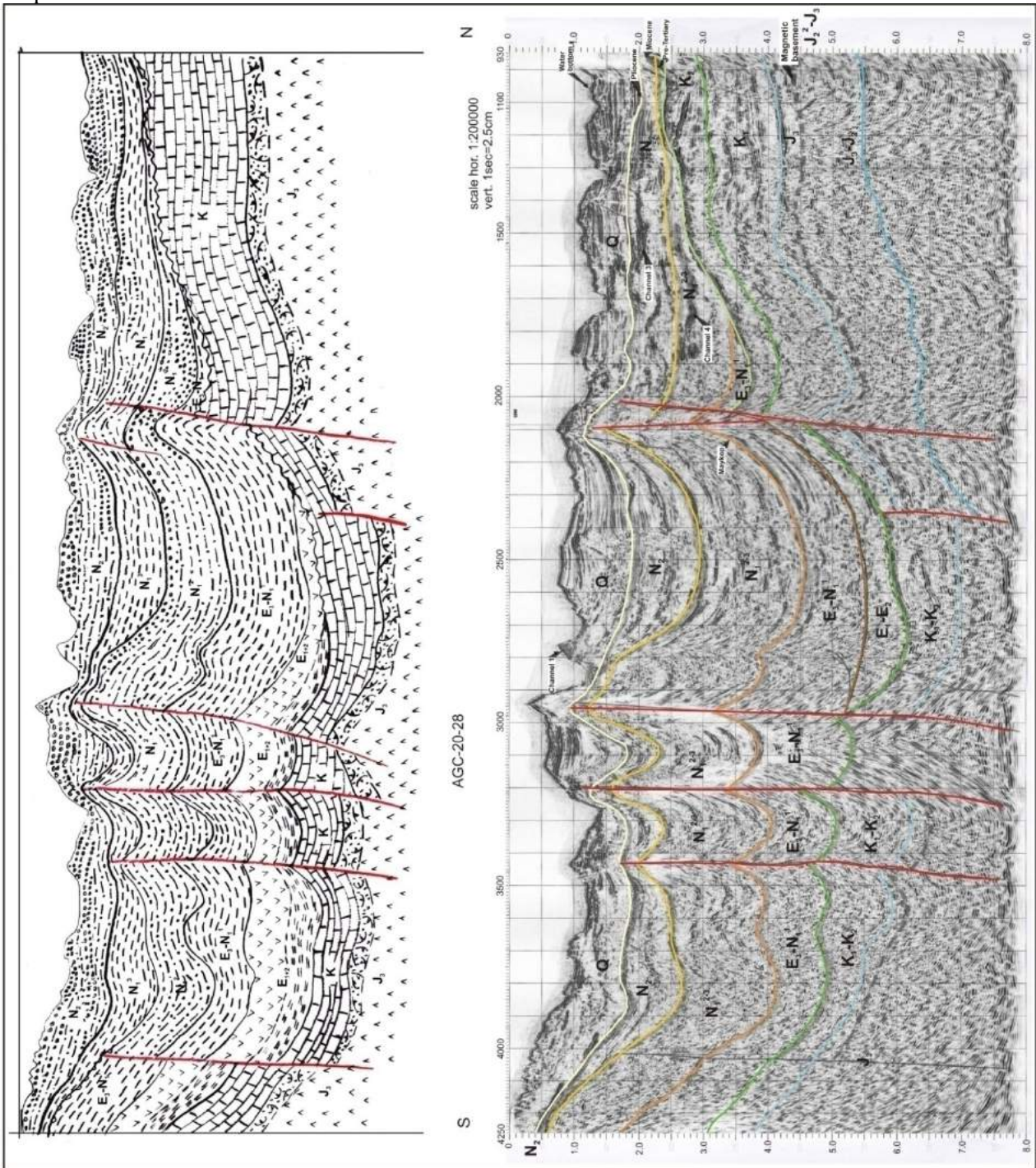


Рис.5.1.8 Литофациальный разрез по профилю AGC-20-28 (а) на фоне временного разреза ОГТ(б).

Верхний миоцено-сарматский ярус характеризуется неравномерным распределением песчаников и глин. Разрез заканчивается верхним неогеном и современными образованиями с «запутанным» напластованием песчаников, конгломератов и глин. Средний горизонт – это неразделенный мел, представленный известняками, также неразделенными на толстослоистые и тонкослоистые. В подошве они должны сменяться соленосным-эвапоритовым прослоем, а затем вулканогенами трахи-базальтового состава с эффективной магнитной мощностью, поскольку они обуславливают аномальное магнитное поле и по этим признакам выделяются в качестве маркирующего горизонта.

Средний блок размещен между двумя разломами, проходящими по всей мощности разреза и обуславливающими по крайней мере частичное перераспределение мощностей стратогоризонтов и их литофаций. Например, верхний миоцен-сармат здесь преимущественно глинистый, средний миоцен – равномерно глино-песчанистый, майкоп – преимущественно глинистый по всей мощности, но здесь он имеет колоссальную мощность равную 1.5 секунды. Майкоп, направленный на север клинообразным слоем, подстилают вулканогены эоцена.

Литофации мела и верхней юры в среднем блоке продолжают в том же составе, что и в северном, но значительно меньшей мощности.

Самый южный блок синклинарной структуры. Он разбит на четыре блока меньших размеров, где каждый сохраняет структурную форму и литофациальный состав целого, а также характеризуется повышенной мощностью за счет интенсификации основного вулканизма среднего эоцена.

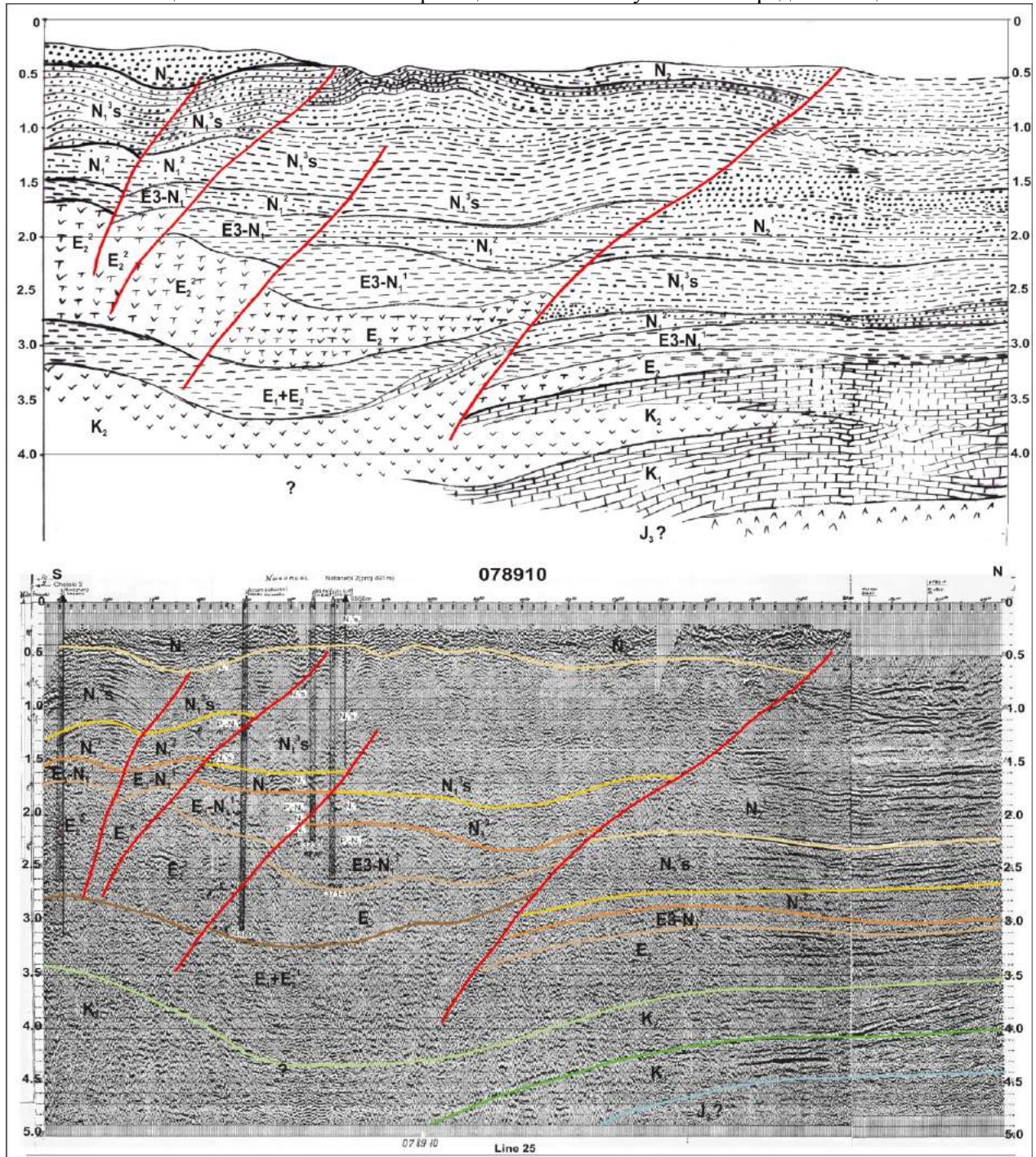


Рис.5.1.9. Литофациальный разрез по профилю Line 25 (а), на фоне временного разреза ОГТ(б).

Литофациальный разрез профиля Line 25 (рис.5.1.9) построен на базе временного разреза 078910, проходящего на суше по побережью моря от Чолоки до Уреки. Эта часть Аджаро-

Триалетской зоны по данным скважин «Чолоки 3 и 9», а также «Земо Натанеби 1,2,3» характеризуется весьма сложным геологическим строением, зеркально отраженным на разрезе литофациального распределения. Оно выражается в мозаичной картине строения условными знаками фаций. Этот профиль почти полностью уместается по пересечению в пределах южного блока, которому в акватории на западе на разрезах (рис.5.1.5 и 5.1.6) соответствует блоковая система интенсивного погружения. Впоследствии это, вероятно, обусловило сходство между их литофациями и структурой залегания сейсмостратиграфических комплексов.

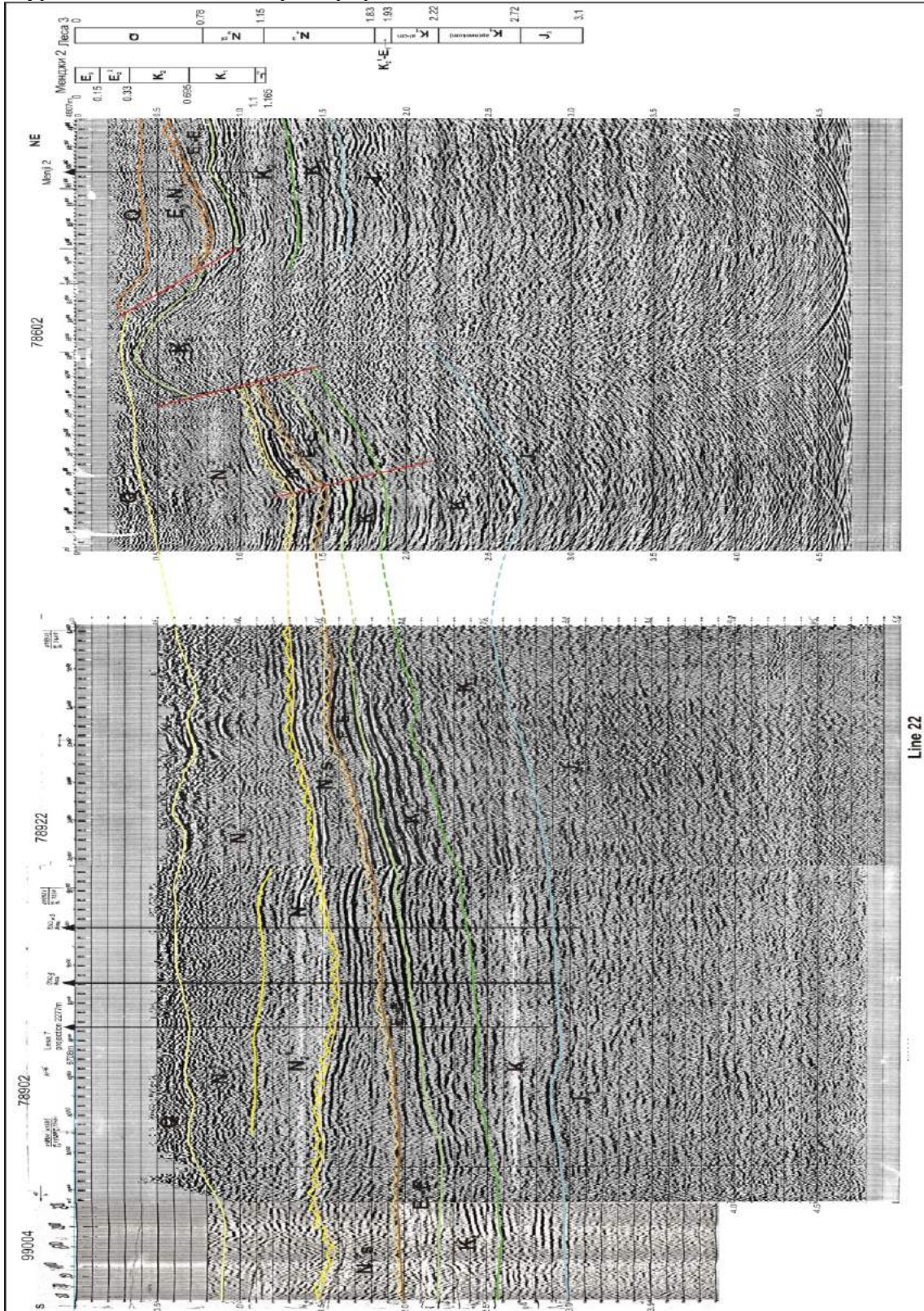


Рис.5.1.10. Профиль Line-22 Западной Грузии на фоне временных разрезов ОГТ

Профиль Line 22 (рис.5.1.10) на базе временных разрезов МОГТ (99004, 78902, 78922, 78602) начинается на севере у среднего течения р. Хоби, где она выходит из каньонного ущелья Экско-Абадатского кряжа на Колхидскую равнину. Профиль немного искривлен дугообразно, направлен на юг, пересекает Рионскую депрессию и упирается в хребет Саирао (Нигоити) около Ланчхути.

В начале профиля на временном разрезе четко вырисовывается антиклинальная моноструктура, приподнятая вверх с обеих сторон разломами, опирающаяся на эти разломы и благодаря им опрокинута на юг. Весь осадочный чехол начиная с верхней юры до современных отложений охвачен одной синформной структурой. Этой структуре с севера предшествует небольшой прогиб, с юга она также ограничена небольшим разломным прогибом. Далее к югу вся толща осадочного покрова длинно волнообразно-гофрирована, опускается вглубь до 3.5 сек. Профиль пересекает различные мелкие геологические зоны и обстановку с соответствующим изменением литофациального состава профиля в первую очередь в вертикальном разрезе, где он представлен специфическим составом – эвапоритовым прослоем с вулканогенным слоем верхней юры и мощной толщей средней юры. В мелу преобладает карбонатный состав: внизу – известняки, вверху – мергели, глино-песчанистый палеоген небольшой мощности, а неоген – крупно обломочный, рыхловатый. Моноантиклинальная складка, охарактеризованная выше по всей мощности, построена литофацией рыхлых эвапоритовых пород верхней юры и карбонатов мела. Палеоцен по разрезу мергелистый, средний эоцен - глинопесчанистый, плиоцен и плейстоцен содержат крупнозернистые песчаники и грубообломочные материалы.

Литофациальный разрез по профилю Line 24 (рис.5.1.11) построен на базе временных разрезов профилями: 078815, 079003, 79002, 79015, 79010, 79014, 88209 и 88210. Хорошо читаемая сейсмическая запись получена в начале профиля до пяти секунд глубины, а в конце профиля до четырех секунд. В начале профиля последней по глубине прослеживается подошва верхней юры, а в конце – подошва средней юры, что объясняется монотонным увеличением в Колхидской депрессии мощности осадочного покрова с востока на запад.

Интерес представляет то, что расположенные вдоль разреза различные крупные стратиграфические единицы (системы, отделы) занимают различную мощность во времени. Например, в начале профиля средняя и верхняя юра вместе занимают 1.1 сек., мел – 1.2 сек, палеоген с майкопом – 0.35 сек, миоцен – 0.6 сек, неоген с современными осадками – 1.8 сек. Те же самые горизонты посередине профиля имеют другие мощностные параметры: средняя и верхняя юра – 1 сек, весь мел – 0.7 сек, палеогена и майкопа здесь нет, миоцен – 0.25 сек, а неоген с современными образованиями – 0.9 сек. В конце профиля наблюдается следующая последовательность горизонтов: средняя и верхняя юра – 0.8 сек, весь мел – 0.4 сек, палеоген с майкопом – 0.35 сек, средний миоцен – 0.2 сек и неоген с современными отложениями – 0.4 сек.

На восточном продолжении профиля, в 25 км от средней части, где пробурены скважины «Обча» и «Свири» мощность средней и верхней юры не превышает 0.2 сек, полного мела – 0.3 сек, палеогена с майкопом – 0.25 сек, а неогена с современными отложениями – 0.3 сек.

По форме ширины записи временной разрез данного профиля можно представить состоящим из двух частей: северной – от р. Риони до предгорья Лечхумско-Окрибского плоскогорья, как приподнятое плато мощностью записи до 2 сек, и южной – южнее Самтредиа, где наблюдается впадина, опущенная разломом, наподобие большого «ковша», временной разрез опущен до 4 сек и захватывает подошву вулканогенов, в то время, как этот же горизонт в верхнем приподнятом блоке прослеживается на временах 1.5 сек.

Профиль Line 24 проходит по предгорью кряжевого хребта Саирао, по самой погруженной части Колхидского прогиба. Следовательно, здесь можно предполагать полный и мощный стратиграфический состав осадочного покрова. На самом деле, в начале профиля около Уреки временной разрез опускается до 4.5 сек (верхняя юра), а в конце профиля в окрестностях пос. Вани до 3.0 сек (средняя юра), и в этом промежутке до Самтредиа почти полностью пропущены палеоген с олигоценом. Что происходит ниже читаемого временного разреза Line 24 должны подсказать данные МПВ профилями 27003 и 27004, где для ориентации можно предполагать, что в начале профиля Line 24 осадочное основание должно находиться на глубине 7.0÷8.0 км, а в конце профиля на глубине 6.0÷6.5 км. Следовательно, не зафиксированный на этом разрезе ниже временного разреза профиля Line 24 осадочный слой выдержан по мощности – 1.0-1.5 км. Если перейти к рассмотрению внутреннего строения временного разреза данного профиля, можно заметить не только пропуски в осадконакоплении или трансгрессивное смывание, но также и литофациальные изменения в обоих направлениях разреза.

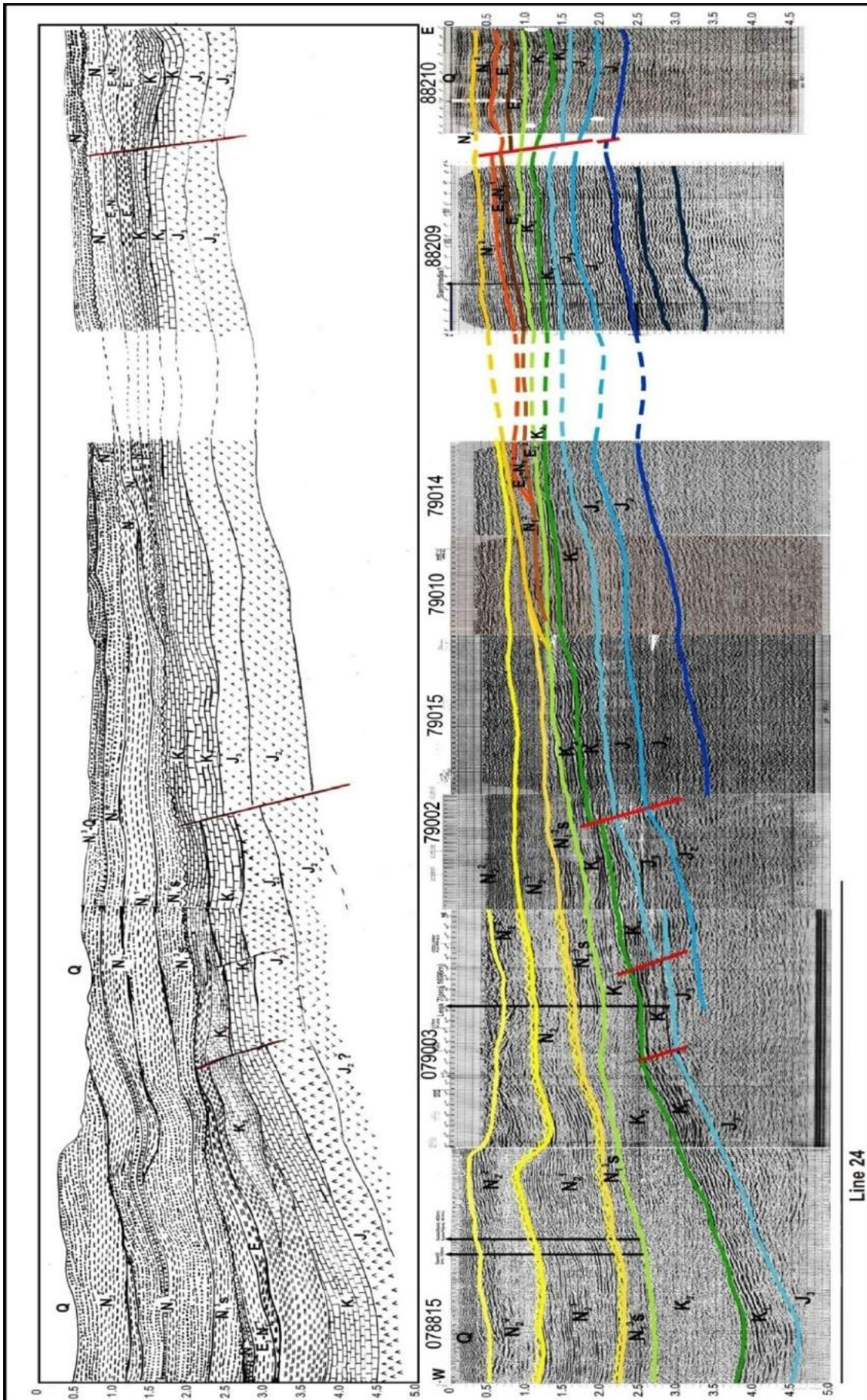


Рис.5.1.11 Литофациальный разрез по профилю Line-24 Западной Грузии (а), на фоне временного разреза ОГТ(б)

Первый пропуск в осадконакоплении, по-видимому, должен был образоваться после герцинского тектогенеза, если не полностью в Западной Грузии, то, по крайней мере, частично, что объясняется характером скоростной неоднородности поверхности эродированного слоя основания осадочного мезозойского покрова.

Второй существенный пропуск в осадконакоплении Западная Грузия с Дзирульским массивом испытали после меловых образований. Третий этап интенсивного осадконакопления приурочен к наступлению неогеновой системы. Примерно такому порядку подчиняется литофациальное распределение по разрезам осадочного покрова Восточной части Черного моря и Колхидской депрессии.

Литофациальный разрез по составу и распределению выдержан в характерной для Колхидской депрессии форме. Здесь нет ничего нового, только резко изменены мощности, в связи с блоковым строением и выпадением некоторых стратиграфических горизонтов. По приведенному разрезу можно увидеть динамику осадконакопления за период от средней юры до современного этапа седиментации. Эта, самая погруженная часть Колхидской впадины, в мелу и палеогене, очевидно, часто испытывала обмеление, литофациальное изменение и прекращение осадконакопления. Такой колебательный характер осадконакопления отмечается также и в других частях Колхиды, что, по-видимому, не особенно благоприятствовало происхождению и накоплению залежей нефти и газа.

Временной разрез Line 24 – «Уреки-Вани» характеризуется сложной, но достаточно дифференцированной картиной распределения сейсмических фаций в разрезе и по простиранию. В вертикальном разрезе дифференциация и смена по образу сейсмических фаций происходит четко по стратиграфическим горизонтам. Среди них горизонт нижнего мела по простиранию выделяется однообразным рисунком, соответствующим средней толщине слоистых известняков. Западная часть, в пределах площади скважин «Леса», соответствует глинисто-мергелистому литофациесу. Далее на восток в этом горизонте преобладают известняки и аналогичные нижнему мелу фации.

Вулканогены средней и верхней юры характеризуются короткими осями прослеживаемости, но на стыковке границ они пересекаются под острым углом, который и является признаком установления границ раздела между этими стратиграфическими горизонтами.

Сарматский горизонт, небольшой мощности песчано-глинистой литофации и с различным их преобладанием по простиранию, налегает трансгрессивно на нижних горизонтах, вплоть до конца профиля.

Меотис на рисунке представлен чередованием глин и песчаников вдоль и в вертикальном разрезе с преобладанием последнего, почему-то, в восточном направлении.

Понтийский ярус в западной части профиля глинисто-песчаный. Как и везде для данного горизонта здесь преобладает грубообломочный материал, а в верхней части он переходит в рыхлую, несостоявшуюся литологическую породу.

Коротко можно заключить: если литофациальное строение геологической среды имеет значение и является фактором генезиса и накопления углеводородов, то, судя по данному профилю, Восточно-Черноморский сектор является довольно перспективным. С другой стороны, разрез в «крапах» четко и наглядно показывает структурно-стратиграфическое строение, которое выглядит не столь благоприятным, что, однако, не исключает какой-то нетрадиционной формы нефтегазонакопления.

Переходя в Куринскую депрессию от Рионской по сейсмическим материалам МОГТ и КМПВ нетрудно заметить изменения сейсмогеологических условий, которые не лишены интереса рассмотрения их в отношении действительности литофаций.

Профиль, который следует рассмотрению (Line 2 и Line 36), проходит по Гори-Мухранской депрессии от с. Шиндиси до р. Арагви (рис.3.3.1) в сложных платформенного типа палеогеографических и тектонических условиях, в близости своим началом от Дзирульского массива и, по-видимому, в изменчивых седиментационных условиях, отразившихся на сейсмофациях временного разреза профиля (рис.5.1.12).

Разрез представлен неполным стратиграфическим составом от байоса до меотис-понта включительно, переменными мощностями и литофациальным составом, которые читаются по условным знакам и индексациям, приведенным в таблице 2. Вместе с тем следует отметить, что в распределении литофаций вдоль и вверх разреза наблюдаются некоторые закономерности: в юрских отложениях преобладают вулканогены, в меловых – карбонаты, а в третичных – терригены, притом с весьма изменчивым гранулометрическим составом вдоль и в вертикальном направлении.

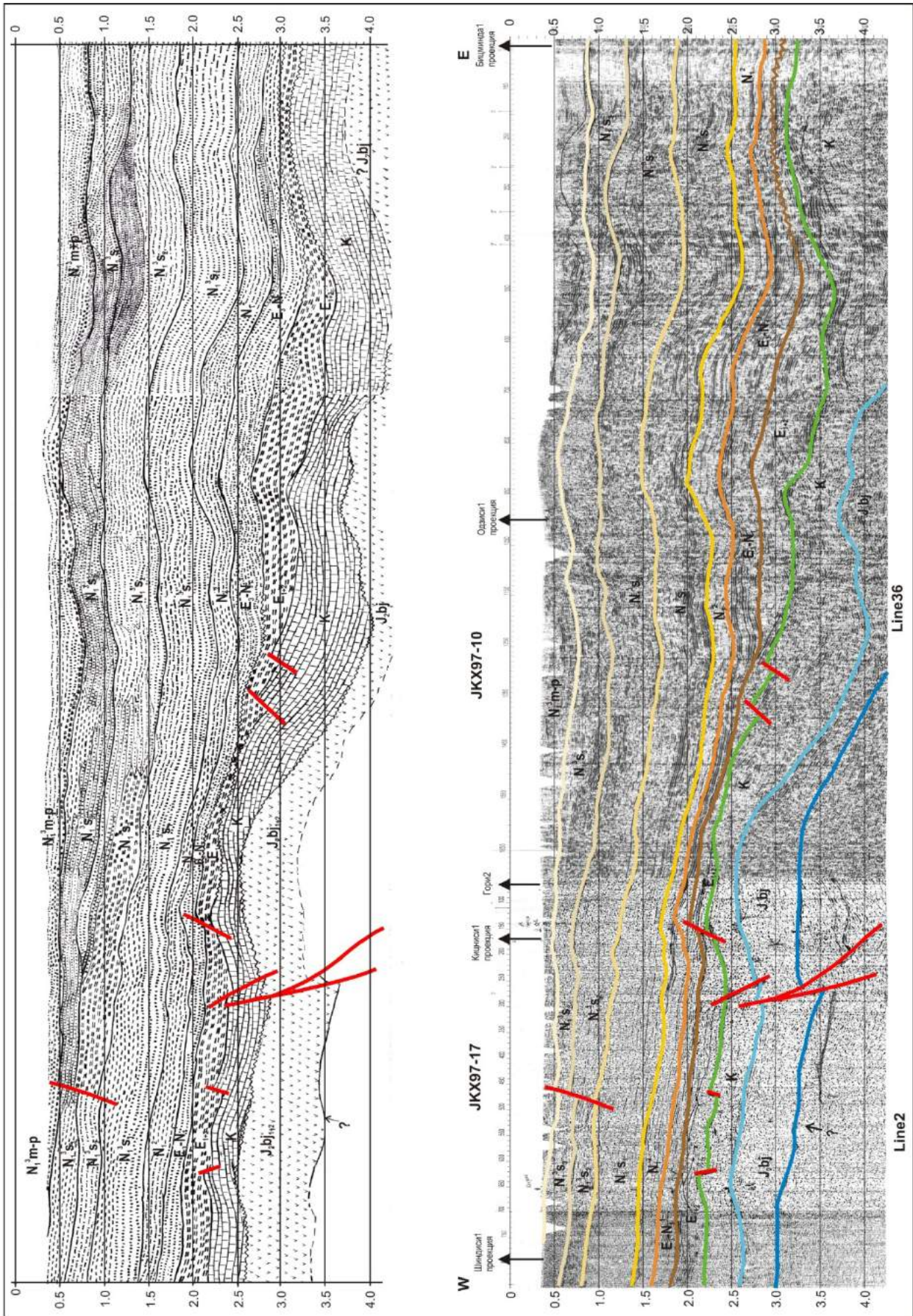


Рис.5.1.12. Литофациальный разрез Line 2 и Line 36 Восточной Грузии по профилям ОГТ.

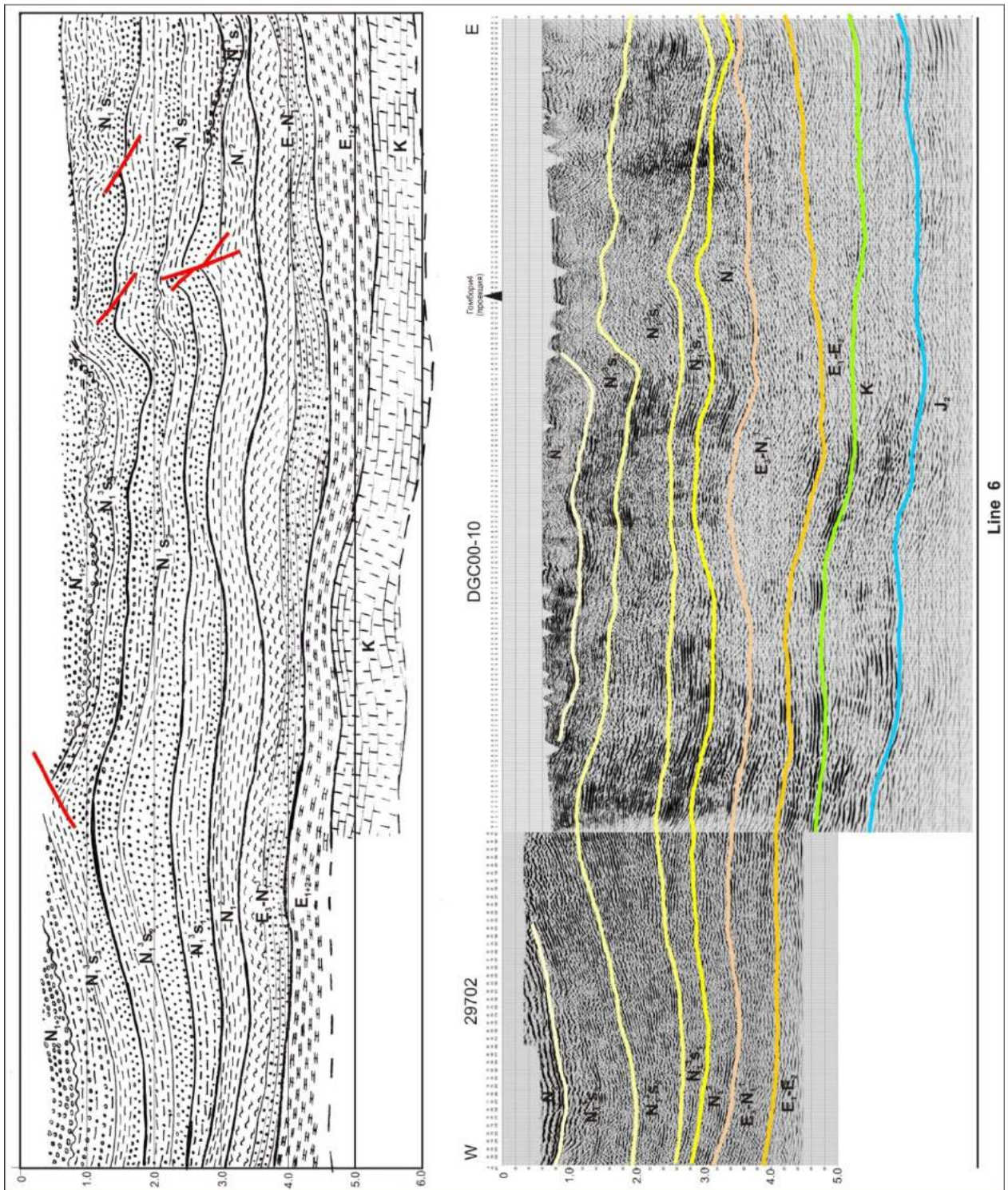


Рис.5.1.13. Литофациальный разрез Line 6 Восточной Грузии по профилям 29702 и DGC00-10

Профиль Line 6 (рис.5.1.13) является как бы продолжением на восток и частичным перекрытием профиля Line 36, хотя начинается южнее его на 1.5-2.0 км и проходит у северного подножия Сагурамского хребта, захватывая западное погружение Цив-Гомборского хребта (рис.3.3.1). В подошве разреза этого профиля должны были залегать отложения средней юры, однако мощность и литофации четко не определяются и не обозначены на литофациальном разрезе. Выше этого горизонта прослеживаются все горизонты, что и на профиле Line 36, в том числе средний миоцен своеобразной сейсмической фацией синфазных осей отраженных волн. Кроме того, между этими разрезами в литофациальном отношении имеется определенное различие – толстослоистость с повышенной сейсмической жесткостью меловых отложений, некоторое увеличение мощности палеогена, заметна майкопская свита с преобладанием глин. Средний миоцен представлен свитой

уплотненных глин, а верхний миоцен глинопесчаниками с преобладанием последних и крупногалечных материалах, особенно в верхней части. Верхний неоген весь крупногалечный.

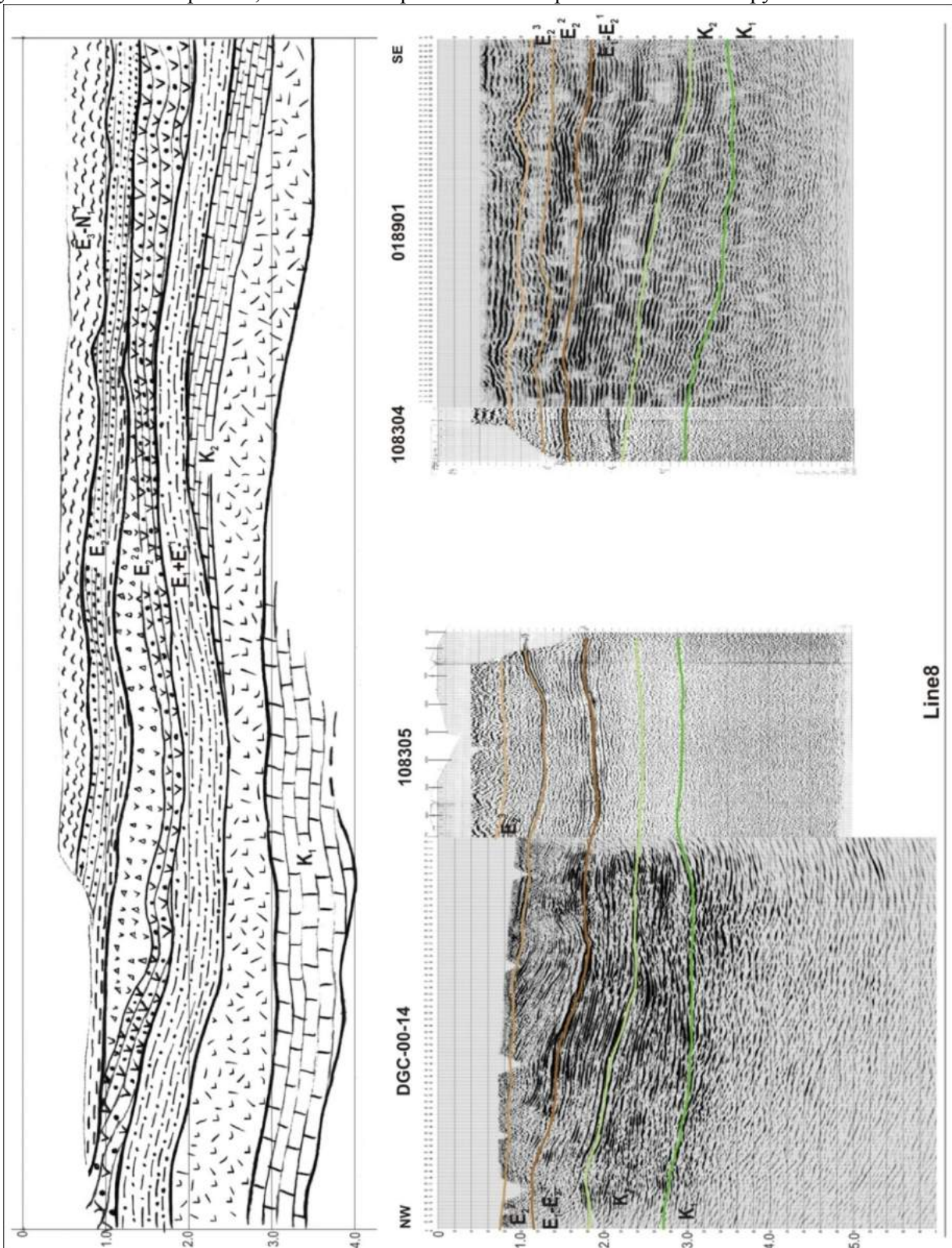


Рис.5.1.14. Литофациальный разрез Line 8 Восточной Грузии по профилям DGC-98-14 и 108305, 108304, 018901.

Профиль Line 8 (рис.5.1.14) начинается у подхода с юга к глубокой скважине «Табахмела-19», т.е. в южной подзоне восточного погружения Аджаро-Триалетской зоны, продолжается на восток и дугообразно заканчивается у р. Куры между Грузинской и Артвино-Болнисской глыбами. Описывая так подробно местонахождение профиля в геологическом плане, хотим тем самым подчеркнуть

различные палеоседиментационные условия, отразившиеся на формировании литофациального разреза профиля. Таким образом, нижний мел представлен толстослоистым, плотным комплексом известняков. Верхний мел в основном представлен свитой вулканогенов, только восточная верхняя часть завершается тонкими плитчатыми известняками. Палеоцен-нижний эоцен явно Аджаро-Триалетской литофации – равномерно песчано-глинистый. Средний эоцен целиком вулканогенный, брекчированный, а верхний эоцен в подошве глинистый, выше, в целом, зернисто песчаный. Между ними проявляются глины, сходные с майкопскими. Разрез завершается майкопской свитой.

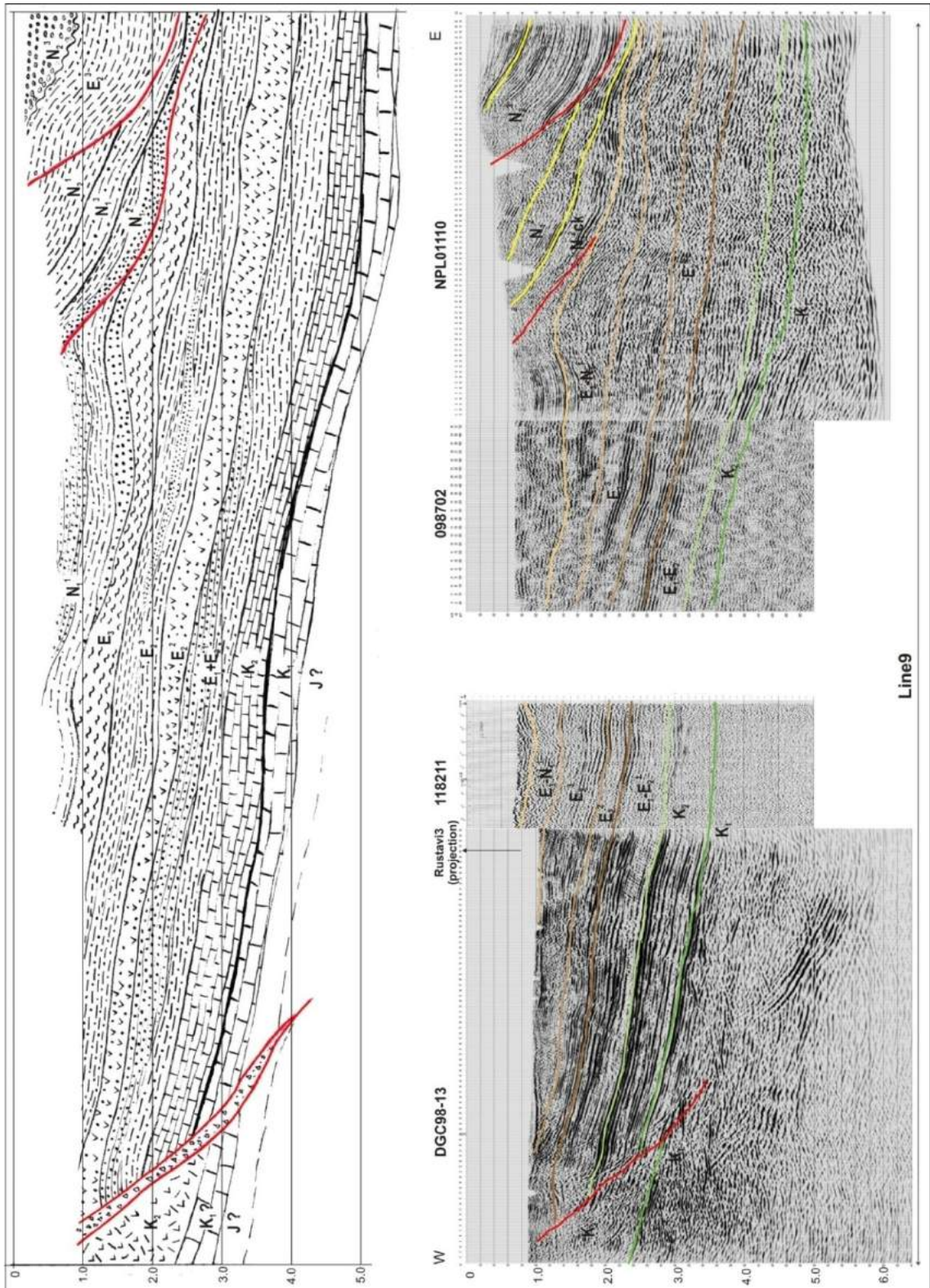


Рис.5.1.15. Литофациальный разрез Line 9 Восточной Грузии по профилям DGC-98-13 и 118211, 098702, NPL01110.

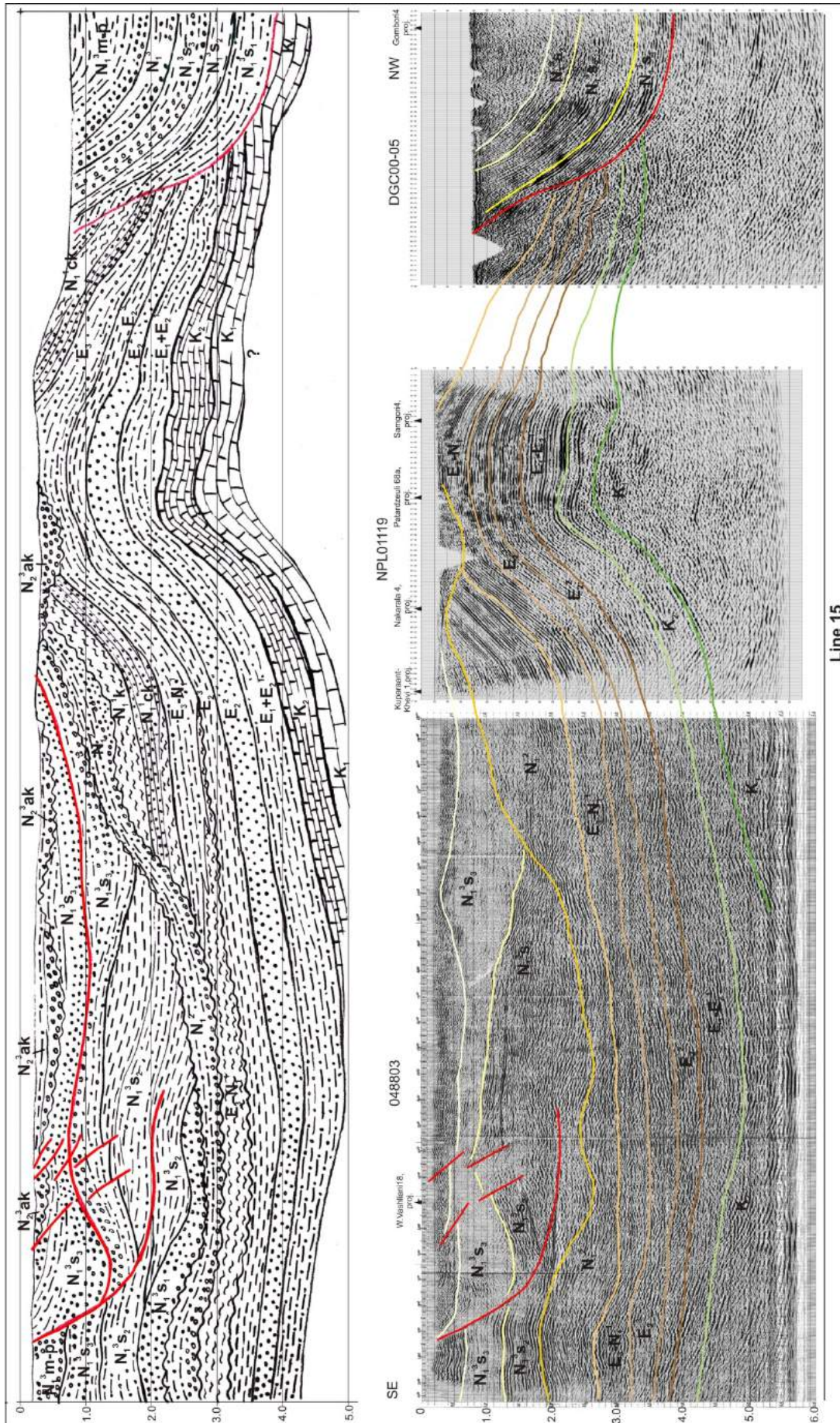


Рис.5.1.16. Литофациальный разрез Line 15 Восточной Грузии по профилям 048803, NPL01009, DGC-00-05.

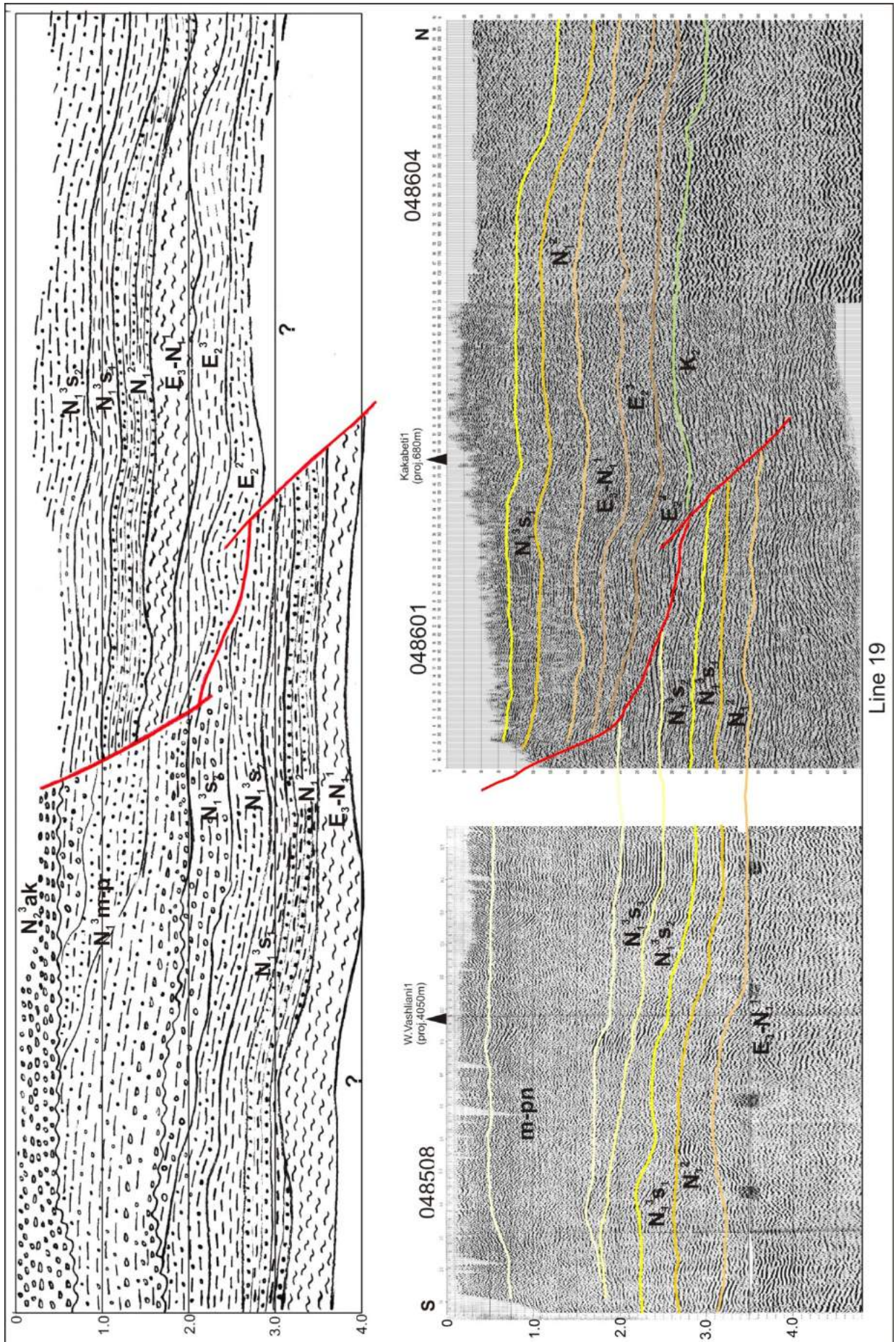


Рис.5.1.17. Литофациальный разрез Line 19 Восточной Грузии по профилям 048508, 018601 и 018604.

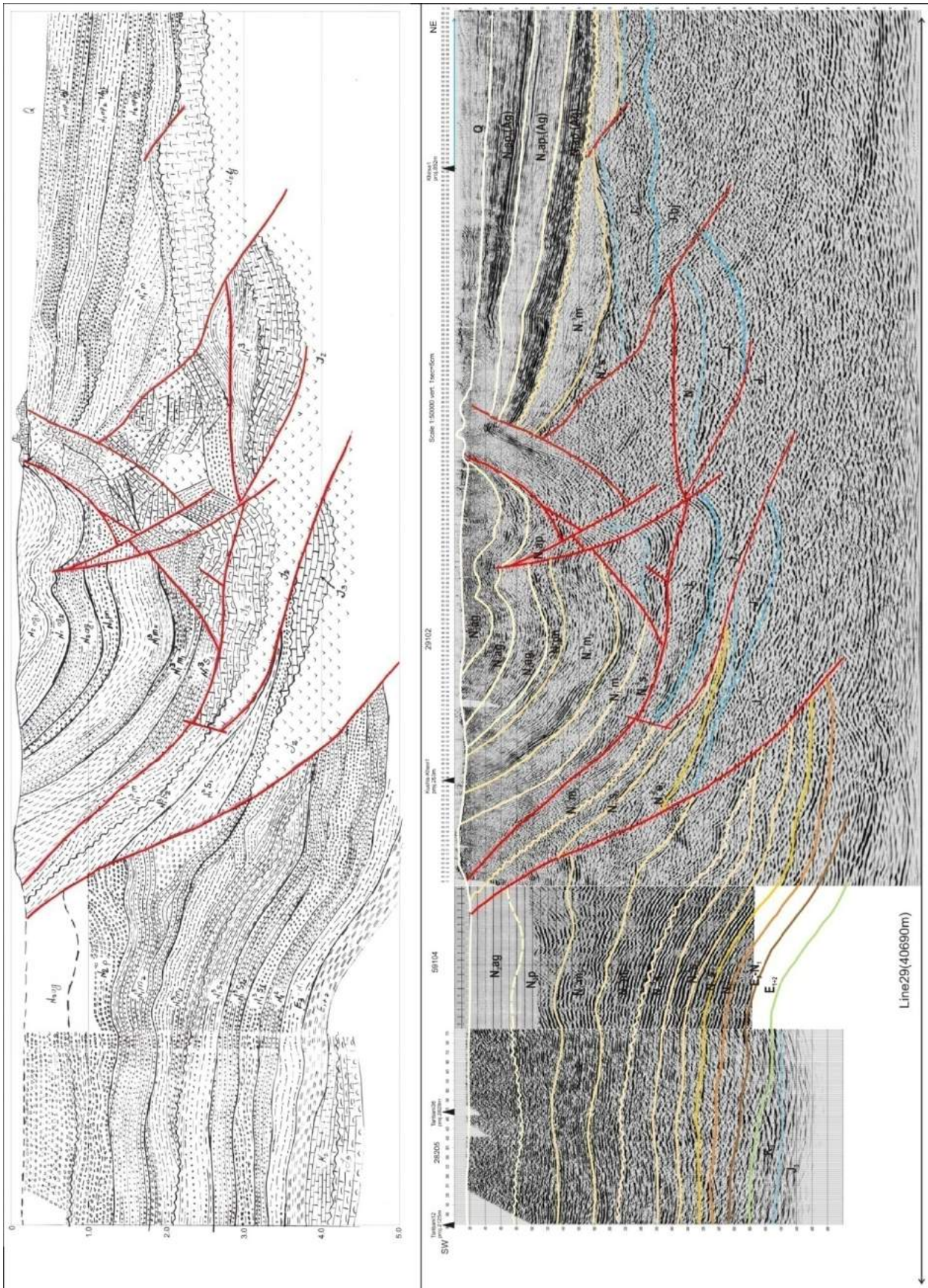


Рис.5.1.18. Литофациальный разрез Line 29 Восточной Грузии по профилям 28205, 59104 и 29102.

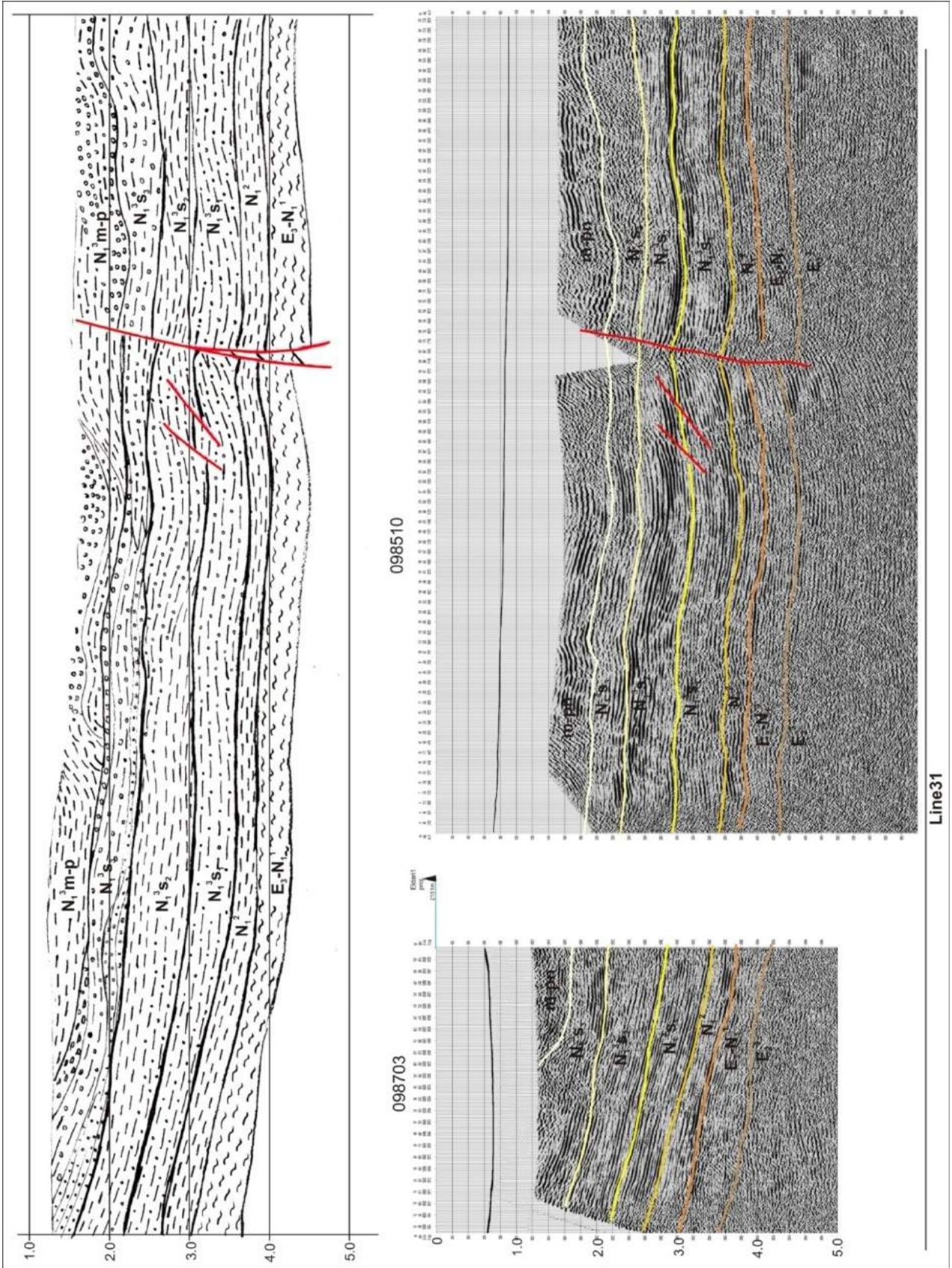


Рис.5.1.19. Литофациальный разрез Line 31 Восточной Грузии по профилям 098703, 098510.

Профиль Line 9 (рис.5.1.15) начинается в 8 км южнее Тбилиси, дугой обходит с юга скв.«Рустави-3», так же дугой обходит скв. «Купараант-хеви» и недалеко от этой скважины заканчивается. В разрезе этого профиля выше юрских (выделенных здесь под вопросом) выделяются все крупные стратиграфические единицы без исключения до верхнего неогена. Особенностью разреза в литофациальном отношении является четкое разделение в вертикальном направлении по стратиграфическим подразделениям. В меловых отложениях преобладают карбонатные литофации,-в нижнем разрезе известняки плотные плитчатые, в верхнем – мергели и тонкослоистые известняки. Палеоцен с нижним эоценом глинопесчанистый, в верхней половине преимущественно песчанистый. Средний эоцен-вулканогенный, но с меньшим содержанием вулканитов. Оligоцен глинистый, а нижний миоцен глинопесчанистый, представленный раздельно.

Профиль Line 15 (рис.5.1.16) проходит субмеридионально от скв. «Гомбори 5» до скв. «В. Удабно-2» вдоль так называемого «Азамбургского тектонического узла» - стыковки субширотно расположенных Картлийско-Аджаро-Триалетских и диагонально к ним расположенных Гаре-Кахетинских структур. Подчеркивая эту обстановку следует отметить и сложную структурную картину взаимного расположения стратиграфических горизонтов, обусловленную разными тектоническими процессами и их трансгрессивного залегания. Соответственно достаточно изменчиво литофациальное распределение в обоих направлениях миоплиоценовых отложений.

Профиль Line 19 (рис.5.1.17) проходит по линии, соединяющей скважины «Удабно-2» и «Какабети 1». На этом разрезе, аналогично предыдущему разрезу, трудно заметить значительное различие в распределении литофаций, зато колоссально различие в структурном отношении. Здесь горизонты лежат субгоризонтально или слабой волнистой поверхностью и слабо наклонены на север. Расклад горизонтов нарушается ступенеобразным разломом-надвигом, где амплитуды перемещения вдоль и вверх определяются не менее чем 10 и 3 км, соответственно. Меотис-понт с мощностью не менее 2 км песчано-глинистого состава, а в подошве грубо-обломочного, трансгрессивно налегает на глино-песчанистые отложения верхнего сармата.

Профиль Line 29 (рис.5.1.18) проходит от Тарибани через Кушисхеви и Дедоплис Цкаро в Алазанскую депрессию и заканчивается недалеко после скв. «Хирса-1». Профиль скомпилирован из трех частей различных работ, временные разрезы которых стыкуются хорошо и составляют непрерывную картину «образов» сейсмостратиграфических комплексов – сложную, но уверенно прослеживаемую. Временной разрез профиля с особенностью формы и интенсивности синфазных осей отраженных волн вдоль профиля можно разделить на 3 части с юга на север: в 10 км не доходя скв. Кушис-хеви; от последней до кряжа «Красноколодских» известняков и части Алазанской депрессии со скв. «Хирса».

При таком разделении временного разреза нетрудно заметить литофациальное и структурное различие этих составных частей. Первая, южная часть, по всей ширине виднеется толстослоистым слоем, ровной укладкой крупнозернистых горизонтов, переходящих в глинистый и крупногалечный гранулометрический состав. Средняя часть - от глубинного разлома до аналогичного последнего разлома, в которой картина следующая: в литофациальном, особенно в структурном отношении она заполнена инородными телами - включениями (рис.5.1.18). Эта часть фактически представляет слоисто-глыбовый тектонический олистостром, сложенный из различного литологического состава и возраста глыб. Третья часть профиля представлена слабо наклонёнными на север листовато уложенными миоплиоценовыми горизонтами алазанской серии, покоящихся на массивных рифовых известняках верхней юры – форланды.

Профиль Line 31 проходит диагонально вдоль структурного плана Эльдарской площади, на площади максимального погружения Куринской впадины Грузии. По профилю наблюдается погружение и аналогичное распределение литофаций. Майкоп и средний миоцен глинопесчанистый, преимущественно глинистый. Нижний и средний сармат равномерно глино-песчанистый с содержанием крупнозернистых песчаников и тонких прослоев плитчатых известняков. Верхний сармат и меотис-понт характеризуются грубым гранулометрическим составом (рис.5.1.19).

5.2. Анализ опорных временных разрезов МОГТ в части их геолого-стратиграфической информативности.

Поставленная в таком аспекте задача является отправным пунктом для решения ряда кардинальных геолого-геофизических вопросов, рассмотренных в данной работе, и в том числе о перспективности региона на наличие нефти и газа.

Профиль Line 3 – 347808 (рис.5.2.1) начинается на моквинской нефтяной поисковой площади, проходит вдоль морского берега, удаленного от него на расстояние в 5 км, на юг и заканчивается в море на широте р. Кинтриши. Первая часть профиля выполнена «Грузнефтегеофизикой», вторая – «Южморгео»; ширина записи осуществлена до 4.5 и 7.0 сек, соответственно, а читаемость и того, и другого не превышает 4.5 сек; пропуск записи между ними 4.5 км; общая длина этой системы профиля – 113 км. Временной разрез профиля разделен на три блока по различию структурно-блокового строения и литоформационного состава по простиранию и в глубину (рис.5.2.1,а и б).

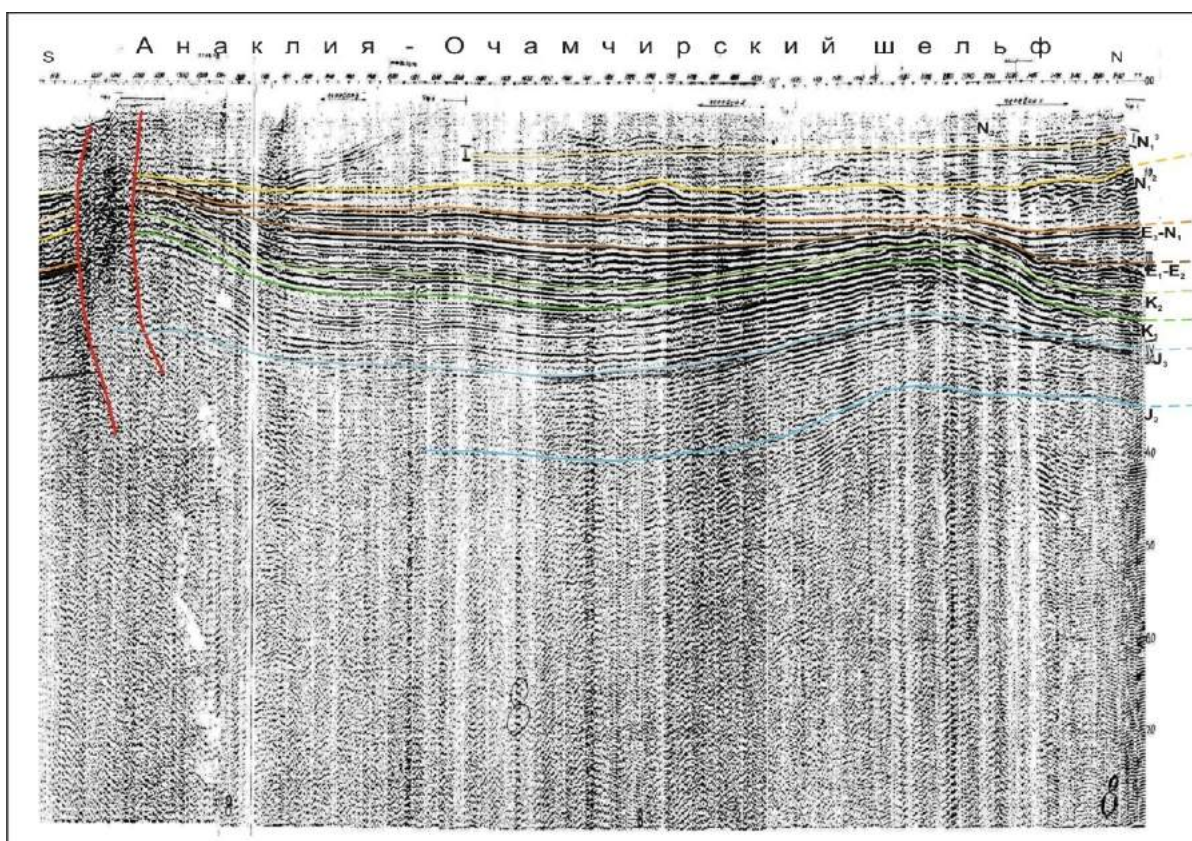


Рис.5.2.1-а. Сейсмическая структура Анаклийско-Очамчирского шельфа.

Разрез Line 3 стратифицирован по данным скважины «Моква-2» до меловых отложений, ниже частично скважиной «Тамыш-2» и по «образным» текстурам сейсмостратиграфических комплексов согласно параграфу 3.4.1. В разрезе Line 3 внизу выделен горизонт байосского возраста (J_2b_j), подошва которого находится, по-видимому, ниже самого рисунка, литолого-формационный состав которого по временному разрезу не определяются. Хотя уверенно можно утверждать, что он представлен вулканогенной формацией основного порфиритового состава того же горизонта, поскольку магнитное поле, наблюдаемое здесь и его трансформанты довольно интенсивны, несмотря на большую глубину залегания магнитоактивных тел. Выше этого горизонта до майкопа ($E_3-N_1^1$), включительно, выделены все сейсмостратиграфические комплексы. В то же время этот комплекс и эоцен в правом верхнем углу разреза (рис.4.7) диагонально трансгрессивно перерезаны отложениями среднего миоцена (N_1^2). В правой части их мощность равна 0.3 сек, а в левой – 0.1 сек. На них налегают сарматские горизонты со слабым несогласным углом, мощностью 0.11-0.07сек, простирающиеся с севера на юг. Выше всего этого налегают осадочные образования верхнего неогена и четвертичного периода (N_2-Q), имеющие своеобразную текстуру осей синфазных отражений. На этом примере четко вырисовывается трансгрессия среднего миоцена, поступающая с севера или северо-восточного угла (рис.4.7). Временной разрез континентальной части профиля, если

рассматривать его в структурном отношении, можно разделить на две части – снизу до майкопских включительно и выше. Маркирующие границы раздела стратиграфических комплексов рисуют следующую картину: на разрезе, слегка прогнувшаяся в середине интервала Line 3 и немного приподнятая на юге, через разломную структуру переходит в морскую часть. Здесь верхняя часть разреза отображает слегка наклоненные на север отражающие горизонты.

Корреляция сейсмостратиграфических комплексов континентальной части и морской части профиля Line 3-347808 с эталонными «образцами», как отмечалось выше, лучше удовлетворительной. Все сейсмостратиграфические комплексы, выделенные на суше, продолжают на другом «берегу» профиля без изъятия (рис.5.2.1).

С севера временной разрез профиля 347808 начинается сразу структурным поднятием, вершина которого находится в 15-17 км от морского берега и распространяется в ширину на 10-12 км, а в глубину опускается до 2.5 сек, вероятно, ниже средней юры. Здесь разрез хорошо читается, морфология и размеры структуры сохраняются до горизонтов E_1-E_2 включительно. Разрез должен простирается по обе стороны от профиля: на востоке к Окумской структуре, а на западе, предположительно, к Гудаутской. В этом разрезе по вертикали мощность комплексов в названном порядке постепенно сокращается, а выше нижнего мела – катастрофически, так, что майкопские отложения в купольной части структуры оказываются почти разьединенными. Структура замыкается сверху отложениями этого же века мощностью 0.04 сек. На боках этой структуры мощность майкопских отложений равна 0.12-0.14 сек. Соотношение мощностей палеогеновых образований в разрезе Окумско-Очамчирского поднятия иллюстрируется на рис.5.2.1. Выше майкопских, в отложениях миоплиоцена структурный срез нивелирован. Эти комплексы (N_1^2 , N_1^3 , N_2-Q) залегают друг на друге согласно, но различаются рисунками «образов».

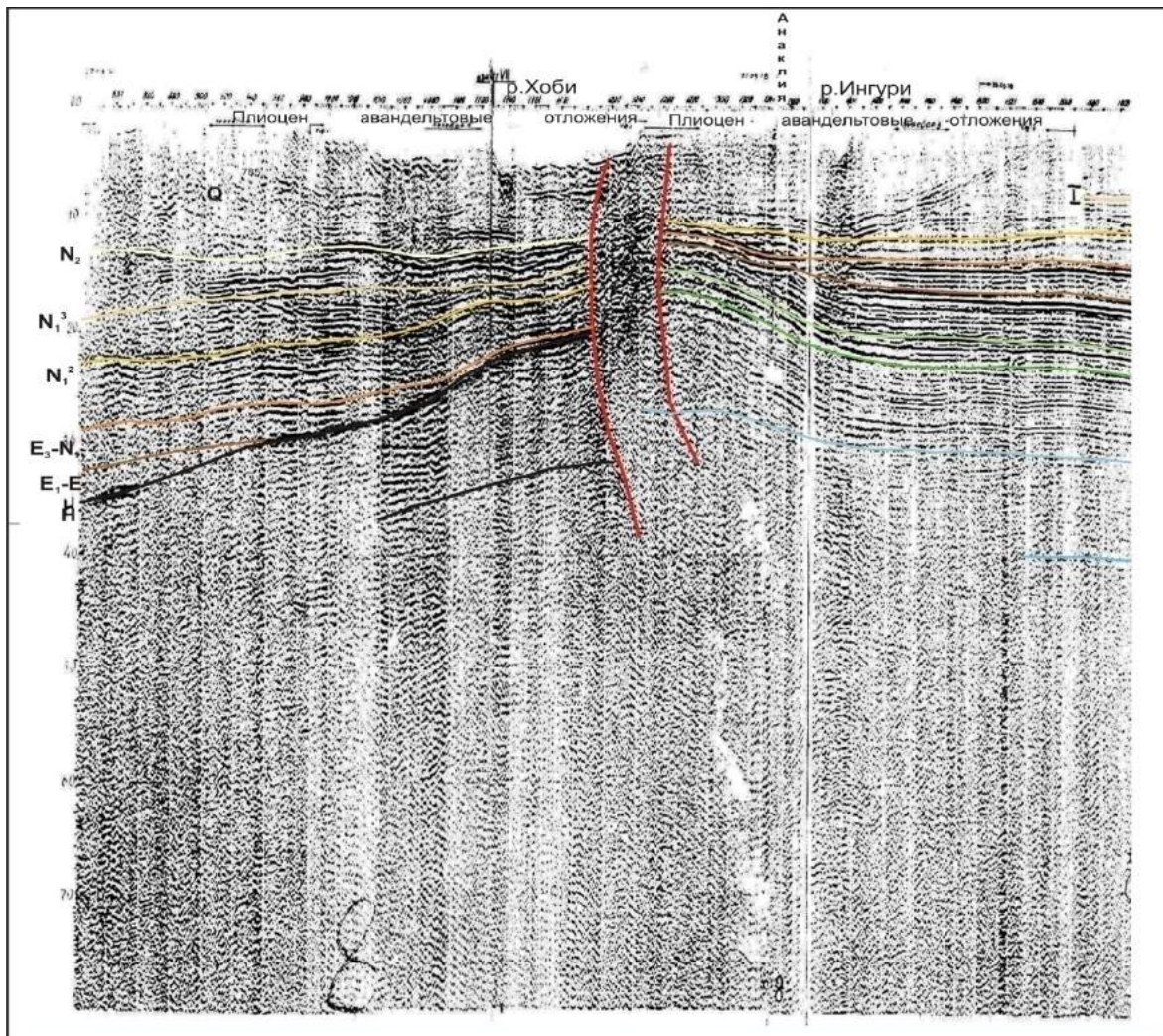


Рис.5.2.1-б. Чурийское поднятие, фронтальный барьер, начало континентального склона.

Второе структурное поднятие наблюдается на 46-48 км южнее Очамчирского, между реками Хоби и Ингури. Назовем его Чурийской структурой по имени небольшой местной речки. Эти структуры аналогичны друг другу, но различны тем, что вторая больше сжата, разбита глубоко опускающимися разломами и приподнята немного выше Очамчирской. Проем между разломами, ширина которого достигает 3 км, состоит из стоящих столбом многих пород вперемешку, от самых глубоких до поверхностных. Все осадочные слои между названными структурами уложены тонкослойно и прогибаются у подножия структур, напоминая огромную цирковую арену, закрытую молодыми рыхлыми осадочными образованиями. Надо сказать, что мезо-палеогеновые отложения, за исключением майкопских, высоко катагенезированы, поскольку эти отложения характеризуются плитчатой укладкой с интенсивным отражением. Из средне- и верхнемиоценовых отложений отражения приходят вперемешку редкой сетью и коротко коррелирующими синфазными осями. На рассмотренном на рисунке интервале видны различные структурно-седиментационные системы – замкнутая слабо погружающаяся и открытая интенсивно погружающаяся. Первая ограничена тыльным барьерным поднятием с континентальной стороны и фронтальным барьерным поднятием со стороны открытого моря. Очамчирское структурное поднятие относится к тыльному барьеру, а Чурийское – к фронтальному. Последнее - отделяет палеоген-миоценовые комплексы южных отложений от северных. На южном склоне Чурийского барьерного поднятия осадочные комплексы опущены и выклиниваясь к северу прилегают к континентальному склону, оставаясь ниже кромки данного барьера.

Южнее Чурийского структурного поднятия начинает опускаться континентальный склон. Вначале опускается слабо, ступенчато, далее, южнее Малтаквской широты, круто, а на широте р.Натанеби континентальный склон опущен до 6 сек. Южнее этой широты он не прослеживается из-за ухудшения качества материала, но тенденция опускания сохраняется.

На широте р.Хоби выше континентального склона прослеживаются майкоп-верхнеогеновые комплексы, а ниже отмеченного склона в интервале 10-12 км профиля слабо прослеживаются текстуры синфазных осей комплекса мела мощностью 0.5 сек. На широте Малтаквы к палеогену снизу добавляется клиноформный горизонт нижнего палеогена, что приводит к увеличению мощности выше лежащих комплексов. Подошва меловых отложений здесь не обнаруживается.

Южнее Малтаквы в интервале 10 км сейсмическая запись пропущена. Начиная с широты р.Натанеби временной разрез по информативности ухудшается. Здесь с трудом прослеживаются сейсмические комплексы выше среднего миоцена и континентальный склон на расстоянии 8 км. Между этими горизонтами в интервале трех секундной записи и ниже границы континентального склона признаков поступления полезных сигналов нет.

Факт существования континентального склона с крутым наклоном плоскости раздела на прибрежном профиле, параллельном береговой полосе – необычное и трудно объяснимое явление, поэтому возникает мысль о том, что вдали от профиля и в глубине континентальной суши должны быть «опорные бровки» континентального перелома, наподобие Чурийского. Такие «опорные бровки» мы наблюдаем на региональных профилях, перпендикулярных к берегу и продолжающихся в море: Line 15-347707, Line 16-347816 и Line 24.

На первом профиле, правее скважины «Кулеви-7» блок шириной в 6 км приподнят на несколько километров разломами с обеих сторон (рис.4.5) и перемят тектонически так, что ниже одной секунды разрез не читается. В этом блоке в интервале 0.5-1.0 сек, сейсмические горизонты интенсивно дислоцированы и наклонены на запад к морю. Сейсмические границы верхнего мела с правой стороны и «граница» континентального склона с левой стороны чашеобразно опущены по отношению к приподнятому блоку. Таким образом, приподнятый блок является границей «континентального» перелома.

Глубже на континентальной суше на профиле Line16-347816 признаки континентального перелома находим в начальной части Line 16. Южнее Чаладидского структурного перегиба в меловых отложениях синфазные оси ОВ (отраженных волн) резко сгибаются к югу под углом 25-30° и направлены к горизонту континентального склона профиля 347816 (рис.4.4). Пункт «перелома» находится в 14-15 км от профиля 347816 и в 9 км от берега, так что «критические точки» перелома отодвигаются вглубь суши.

Далее, в Рионской депрессии до предгорья Нигоетского (Гурийского) хребта профили МОГТ отсутствуют. По отмеченному предгорью проходит профиль Line 24, который упирается в морской берег у впадины р.Супса. Длина профиля 23 км. Временной разрез хорошо читается до 5 сек. В сейсмостратиграфическом плане его можно разделить на три отдела: от 0 до 2.0-2.5сек – верхний неоген, ниже до 3.3-4.5сек – верхний и нижний мел, а в подошве последних несогласными

приложениями снизу прослеживаются верхнеюрские образования. В разрезе этого профиля аналогичной «критической точки» континентального перелома не наблюдается. Профиль отличается от всех временных разрезов Колхиды структурно-стратиграфическим строением и сейсмолитофациальным составом. Вместе с тем, сеймостратиграфической структурой он оставляет впечатление развитой на шельфово-континентальном склоне (рис. 5.1.11).

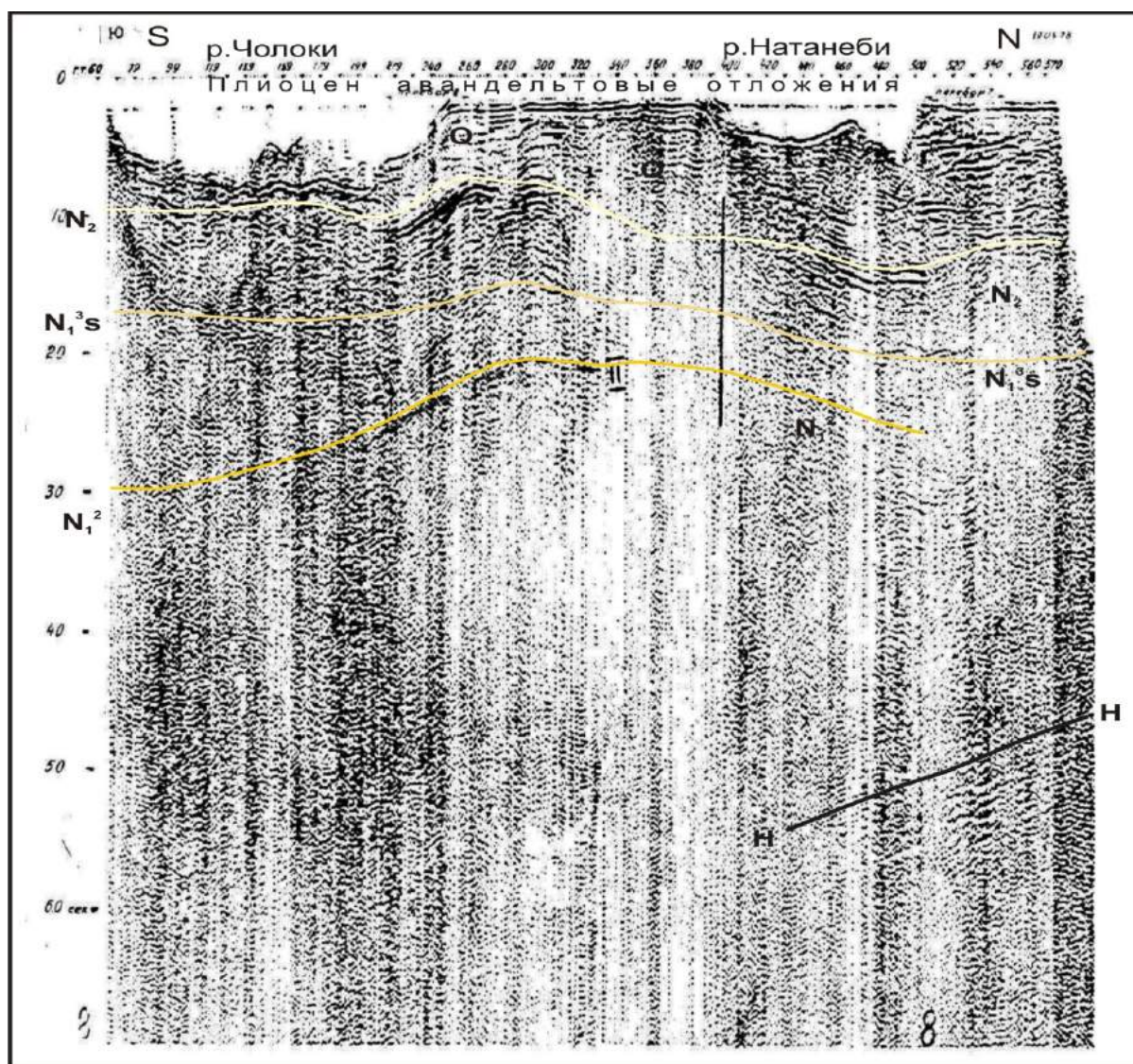


Рис.5.2.1-в. Гурийско-Аджарская морская часть погружения профиля 347808.

Интерес представляют формы «образа»-текстуры верхней части разреза молодых и современных образований с точки зрения седиментации и формирования осадконакоплений, а также формирования текстуры сеймостратиграфических комплексов.

Эти факторы хорошо прослеживаются на временных разрезах морских профилей. Первая часть этих вопросов будет рассмотрена в отдельном параграфе.

Что касается самих покровных сеймостратиграфических комплексов, они представляют собой толщу, расположенную севернее р. Ингури горизонтально, со слабо бугристой текстурой синфазных осей и южнее Чурийской структуры без какой-либо системы раскладки синфазных осей ОВ. В этой сложной системе слоев с запутанной текстурой границы между сеймо-комплексами проводятся весьма условно, особенно, на Аджарской площади. Такой седиментационный характер расклада слоев, возможно, связан с условиями осадконакопления: севернее р. Чурии – континентально шельфовыми и южнее – континентально склоновыми. Причем, такое разделение структуры отмечается здесь с глубины верхней юры.

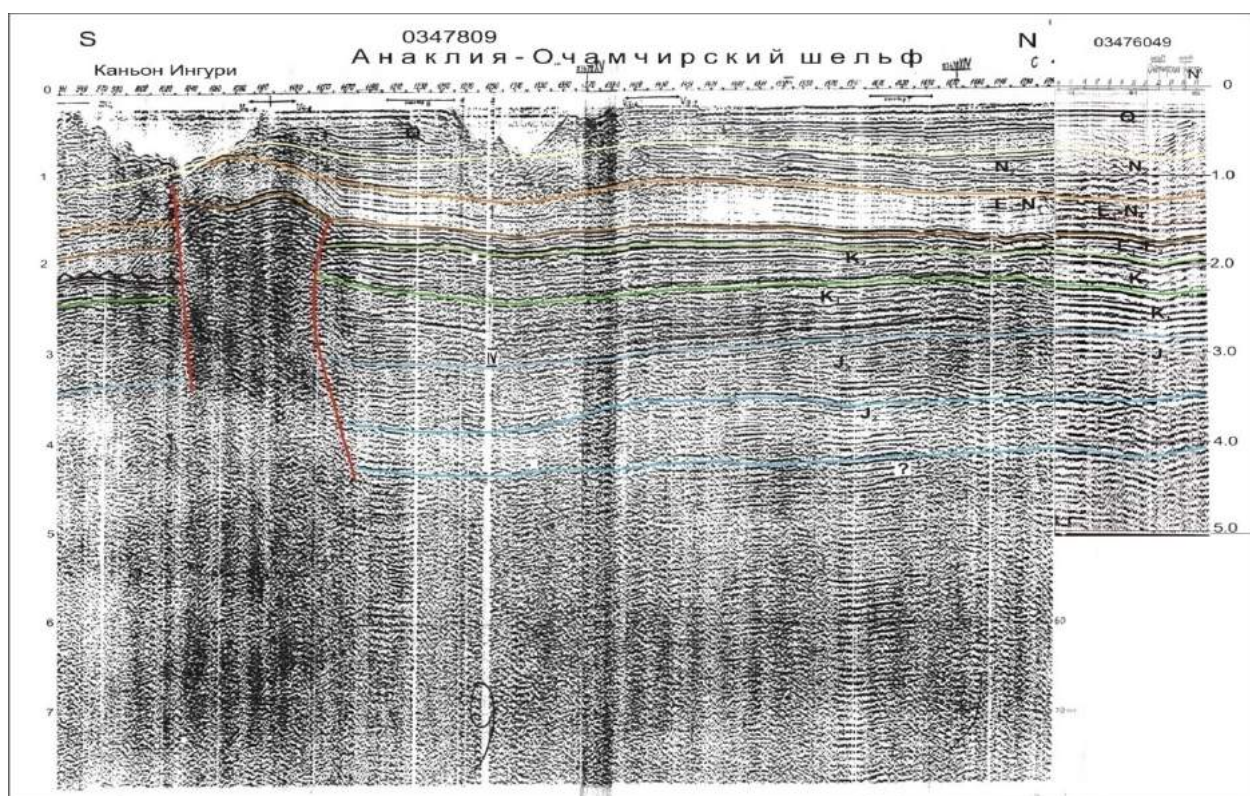


Рис.5.2.2-а. Северная половина временного разреза профиля 347809.

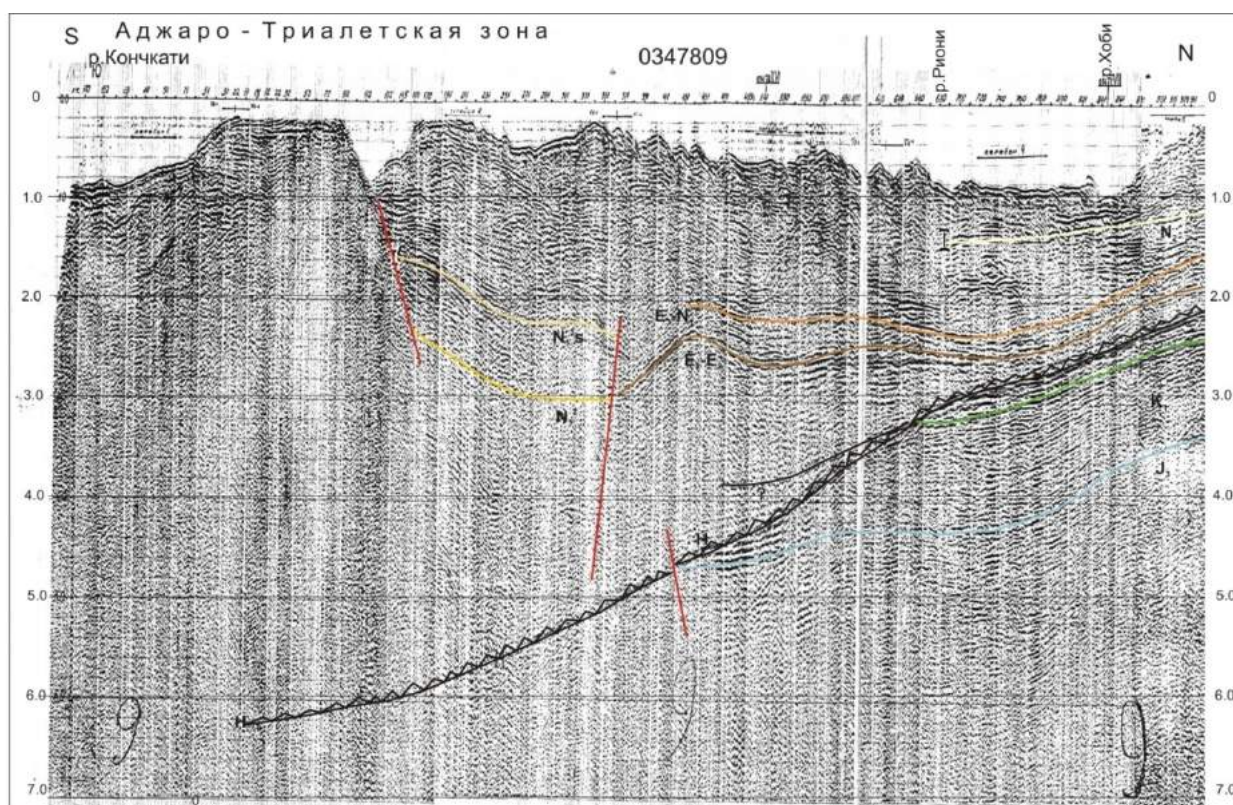


Рис.5.2.2-б. Южная половина временного разреза профиля 347809.

Вторая группа профилей, которая, по нашему мнению, нуждается в детальном описании—это морские профили 347809, 03476049 с наземным Line 1 (рис.4.8). Line 1 начинается на Тамышской поисковой площади, следующий профиль проходит в 7 км западнее первого регионального профиля (рис.5.1.6), продолжается параллельно береговой линии и завершается в бассейне моря на широте р.Кинтриши. Профиль Line 1 стратифицирован по данным скважин Тамыши-2 и Моква-1. Здесь

выделяются все основные стратиграфические комплексы от средней юры (байос) до майкопа включительно, с характерной для каждого комплекса рисовкой синфазных осей ОВ.

Майкоп перекрыт трансгрессивно отложениями среднего миоцена, поступающего, по-видимому, с севера-востока. Впоследствии майкоп во временном разрезе Line 1 на севере сокращен в два с лишним раза. Отложения среднего миоцена перекрываются сарматскими горизонтами с ассиметричным их сокращением, только в обратном порядке – с юга на север, и с возрастанием мощности в этом направлении. Эти горизонты в кровле пенепленизированы верхним неогеном.

С таким сейсмостратиграфическим разрезом и литофациальным составом профиль Line 1 сходится «лицом к лицу» с профилем 347809, разделяясь 15 км промежуточным интервалом. Корреляция между их сейсмостратиграфическими комплексами по «образам» синфазных осей на редкость хорошая. По разбиению стратиграфических комплексов наблюдается полное совпадение, начиная со средней юры и до майкопской свиты включительно. Их мощности в части суши немного опережают морские, а разрез в основном опущен со слабым чашеобразным прогибом. В морской части выше майкопа средний миоцен и сарматские горизонты не фиксируются. Сам майкоп по мощности сокращен, а палеоген – выклинивается.

На профиле 347809 после небольшого приподнятия отражающих горизонтов, максимум которого находится в промежутке между этим профилем и профилем Line 1, отражающие горизонты выравниваются; они уложены поистине субгоризонтально по всей мощности до 4 сек читаемой записи и до 40 км по простиранию. На этом расстоянии по широте р. Ингури наблюдается прекращение прослеживания отражающих горизонтов шириной в 6 км по всей мощности записи разреза. Получается огромный столбообразный барьерный разлом, который коррелирует с аналогичным Чурийским разломом на профиле 347808 (рис.5.2.1-б).

Интервал профиля, севернее этого барьерного континентального перелома относится к Анаклийско-Очамчирскому шельфу (рис.5.2.2-а). Примечательно, что реликт русла Ингури обходит Чурийскую барьерную структуру на профиле 347808 с северной стороны, а с южной стороны на профиле 347809 реликт русла смещен южнее.

Южнее отмеченного выше разлома структурной особенностью является плоскость несогласия, которая прослеживается на глубине от 2 до 6.5 сек. Она принята в качестве эрозионного континентального склона, приуроченного к дотретичным образованиям. Выше этого склона прослеживаются отражающие горизонты с равномерной укладкой синфазных осей, в подошве которых стратифицируются горизонты палеогена и майкопа, выклинивающиеся в северном направлении.

На широте р. Супса эти горизонты резко обрываются и на временном разрезе не прослеживаются. В этой части верхние горизонты миоплиоцена сильно дислоцированы и не имеют строгой структурной формы. Вместе с тем, в этой части континентальный склон опущен и интенсивнее наклонен к югу. С этого пункта нами предполагается коренным образом изменение тектоно-седиментных условий к югу и переход с глыбового блока в особо сложную, до сих пор проблематичную по генезису, строению и простиранию Аджаро-Триалетскую зону (рис.5.2.2-б).

Профиль АГС-20-28 проходит в 13-14 км западнее от профиля 347809. Он начинается на широте пос. Анаклиа и заканчивается в море на широте Батуми в 6 км от берега (рис.4.1). Профиль начинается, вероятно, с того места, где континентальный склон начинает опускаться круто, а затем выполаживаясь опускается умеренно наклонно. Через 20 км от начала профиля по всей мощности разреза проходит система разломов (рис.5.2.3). Она меняет картину рисовки сейсмостратиграфических комплексов. Через нее континентальный склон опускается на глубину в одну секунду и продолжает опускаться с прежним наклоном достигая глубины 6.5 сек. К подступам Аджаро-Триалетской системы он начинает ступенчато, чашеобразно, подниматься разломом до глубины в 4 сек, не доходя 5 км до конца профиля. В структурном плане граница дотретичных размытых образований представляет собой синклиниорий, разбитый постседиментационными разломами. В то же время она является разделом структурного плана дотретичных и посттретичных образований. Нижняя граница плохо прослеживается, но заметно отличается морфологией от границы несогласия. Выше этой границы осадочные образования подогнаны к ней, как к своему шаблону. Под несогласием выделена кровля магнитоактивного горизонта, который прослеживается по всему профилю на различной глубине от несогласия ($2T=2.0, 1.0, 1.5$ сек, с таким равномерным распределением глубин с севера на юг). Геологическое содержание этого горизонта не расшифровано.

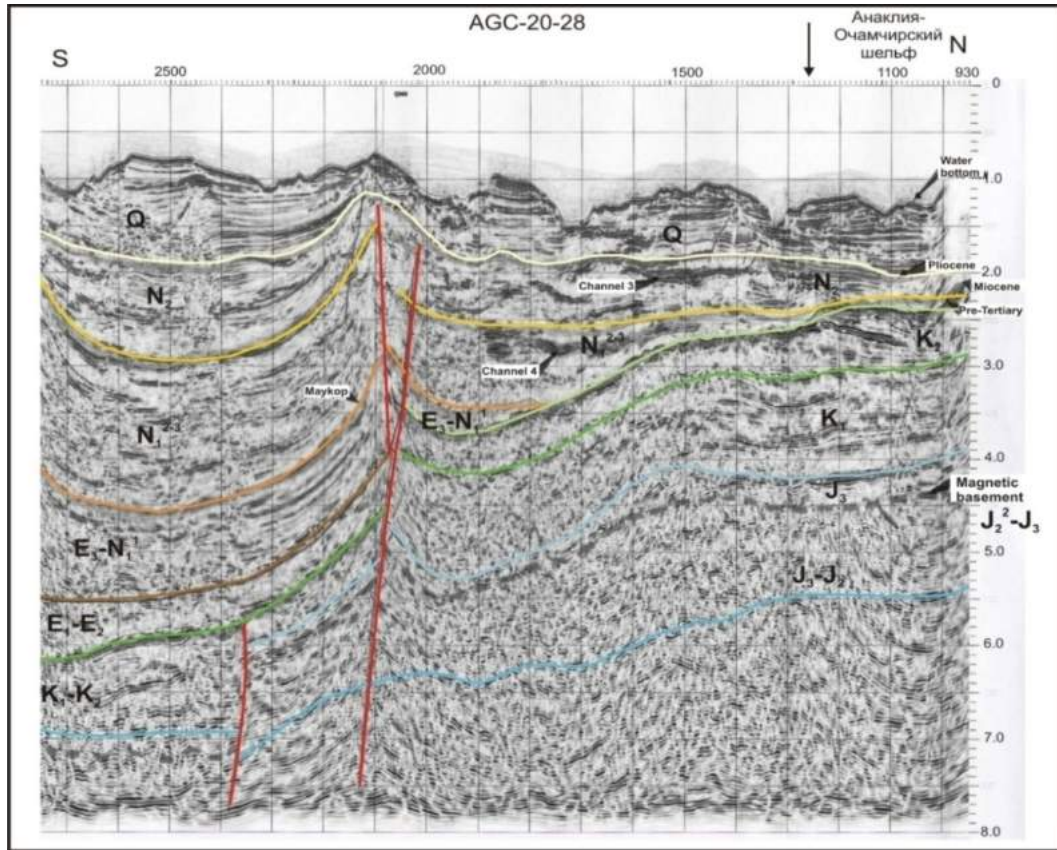


Рис.5.2.3-а. Северная половина временного разреза профиля AGC-20-28.

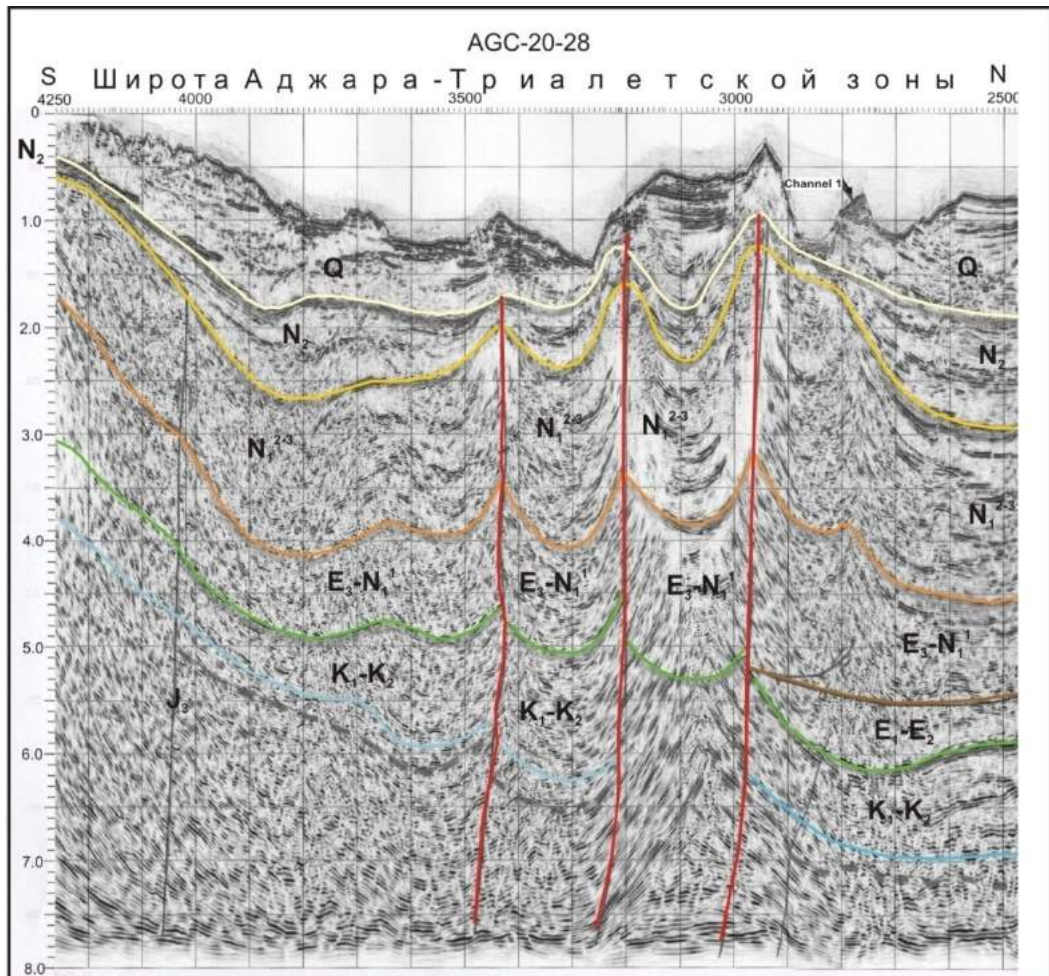


Рис.5.2.3-б. Южная половина временного разреза профиля AGC-20-28.

В интервале профиля AGC-20-28 могут быть вулканогенно-осадочные образования и вулканиты среднего эоцена, верхнего мела, верхней юры и средней юры (байос). Они могут перекрывать друг друга в перечисленном порядке или находиться раздельно. Во всяком случае, в части Аджаро-Триалетской зоны магнитообразующими должны являться вулканогены среднего эоцена с перехлестыванием-переотложением в сторону Колхиды – ультрабазальтовые образования верхней юры, андезито-базальты байоса или те и другие вместе. Решение этих вопросов имеет важное значение.

Выше «дотретичного несогласия» широты р. Риони осадочный покров мощностью более 5сек сложен майкопо-четвертичными отложениями, разделенными на сейсмо-стратиграфические комплексы: $E_3-N_1^1$, N_1^{2-3} , N_2 и Q последовательно по маркерным отражениям. По текстурам в них можно отличить верхний неоген и четвертичные отложения со своеобразной рисовкой синфазных осей ОВ (отраженные волны). Севернее Рионской широты мощность миоплиоцено-четвертичных отложений насчитывает 1-2 сек без майкопа, последнего здесь нет. По разрезу нет эоцена, хотя в центральном блоке можно предполагать его наличие.

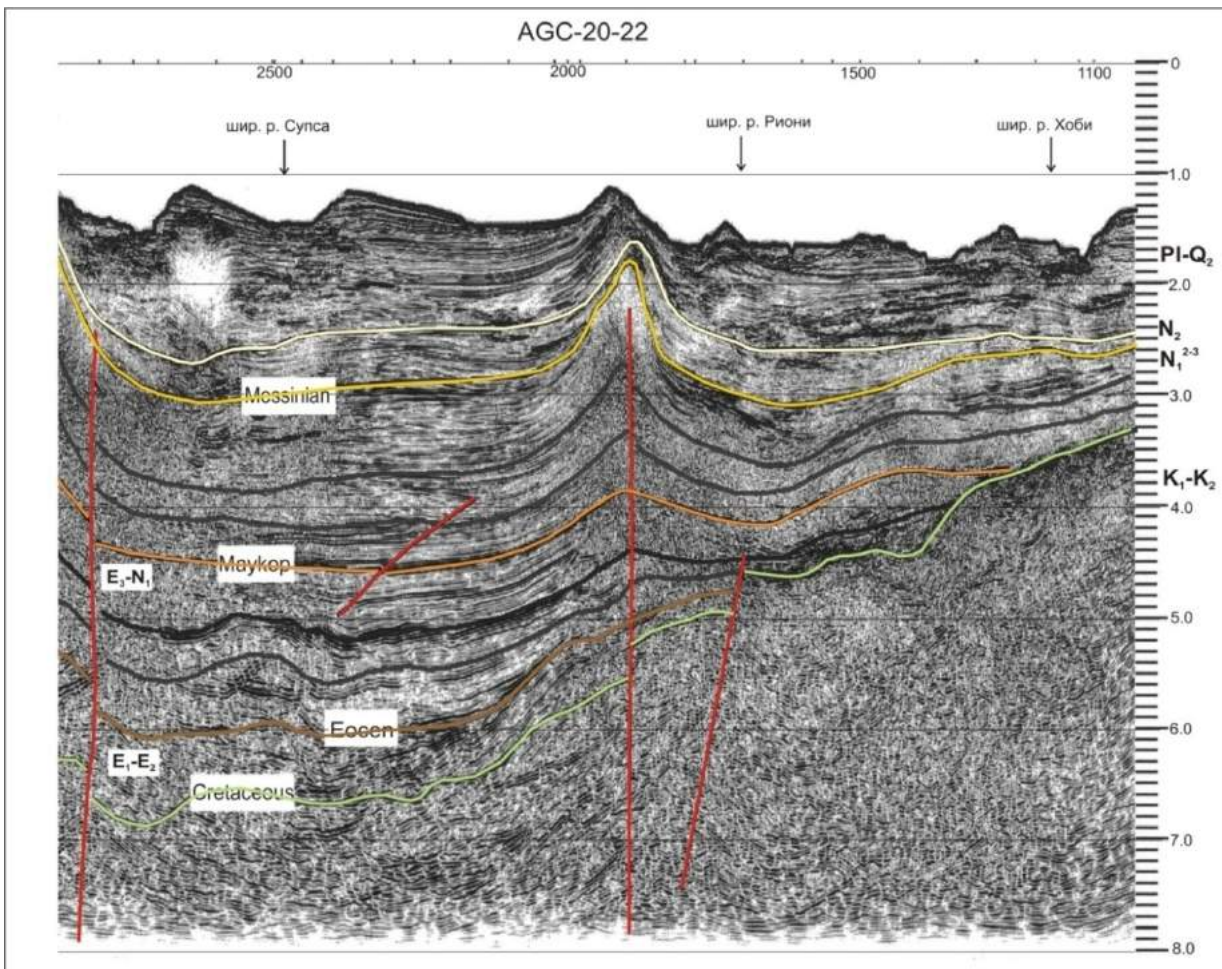


Рис.5.2.4-а. Северная половина временного разреза профиля AGC-20-22.

Профиль AGC-20-22 расположен в 13 км западнее и параллельно профилю AGC-20-28 и является аналогичным ему по временному разрезу в крупном структурном плане и по выделенным крупным сеймо-стратиграфическим комплексам. Вместе с тем, имеются и заметные различия. В средней части этих профилей: на первом – дотретичные образования (“PreTertiary”) опускаются до 7 сек, а мощность третичных здесь составляет 5 сек, а на втором – те же параметры составляют, соответственно, 6 сек. и 4.5 сек. Эти временные разрезы представляют интересную картину в отношении расхождения дислоцированности. Интенсивные антиклинальные структуры на этих разрезах обозначаем с севера на юг следующим образом: Эгриси, Лазика и Аджарис-Цкали. Средняя структура Лазика наиболее интенсивная по сравнению с крайними, а на разрезах этих профилей структуры попарно на профиле AGC-20-28 гораздо интенсивнее, шире и осложнены второстепенной складчатостью, а на AGC-20-22 – те же структуры более сглажены (рис.5.2.3 и 5.2.4).

Кроме того, на профиле AGC-20-22 майкоп разделяется на три горизонта, а средне-верхний миоцен – на четыре, чего нельзя сказать о профиле AGC-20-28.

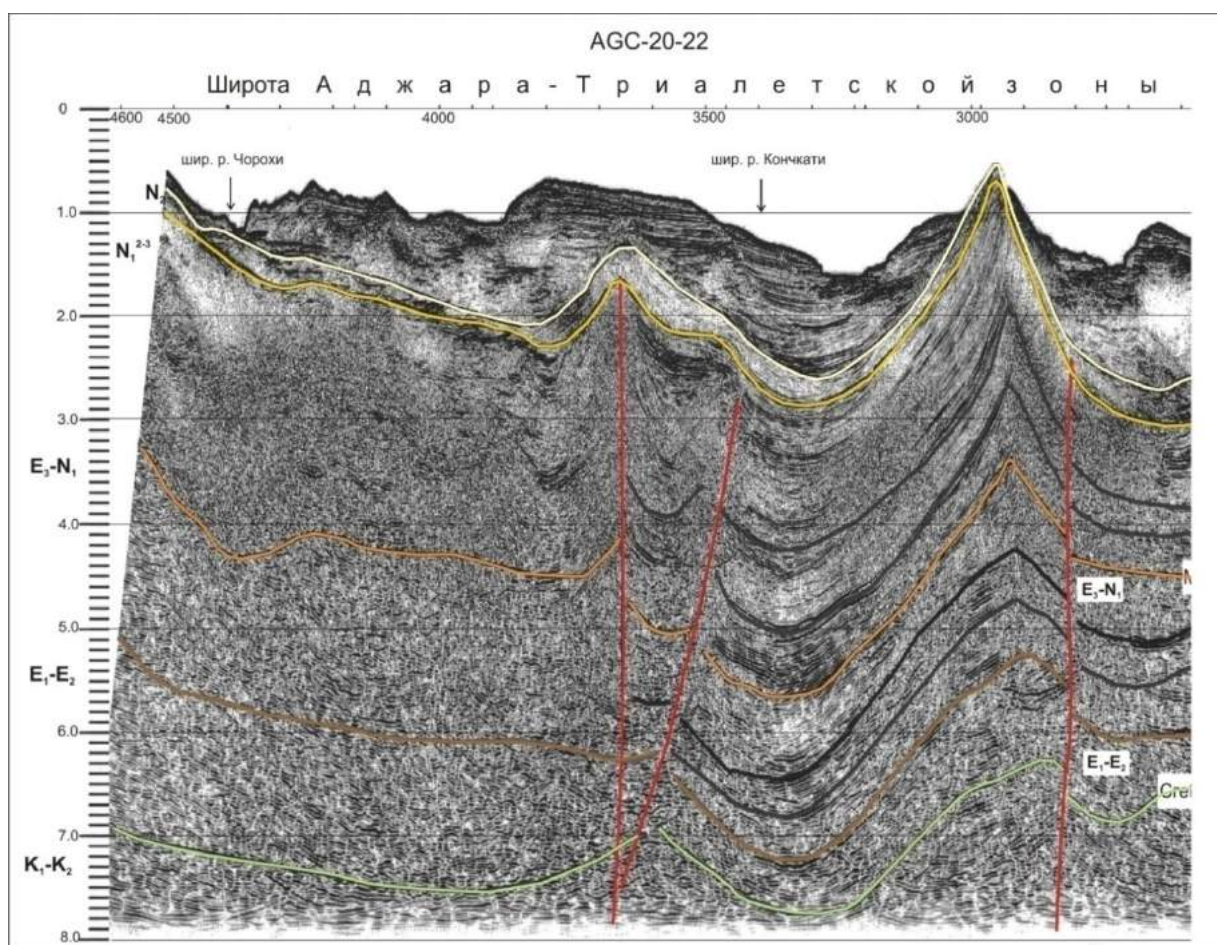


Рис.5.2.4-б. Южная половина временного разреза профиля AGC-20-22.

В продолжении на запад на разном расстоянии (5-20 км) от профиля AGC-20-22 по меридианному направлению проходит профиль 347811 (рис.4.1). На этом профиле наблюдается сложная картина временного разреза.

Выше «дотретичных» образований (континентального склона) стратифицирован осадочный комплекс третичных и современных образований. В глубоководной части наблюдается полный состав стратиграфической системы с мощностью эквивалентной восьми секундам. В северной части мощность аналогичного разреза составляет полторы секунды. Сюда входят верхний сармат, верхний неоген и современные образования. Ниже этих отложений сеймостратиграфические комплексы, выклиниваясь к северу, последовательно прилегают к основанию континентального склона (рис.5.2.5). По простиранию профиля на интервале в 95 км выделяются пять пар широких чашеобразных синклиналей и относительно узких менее смятых антиклиналей по всей мощности третичных отложений. В этом разрезе сохранена стрелообразная форма «Эгрисской» структуры, «Лазикская» затухает, а остальные относительно нивелированы. В целом, дислоцированность по профилю уменьшена.

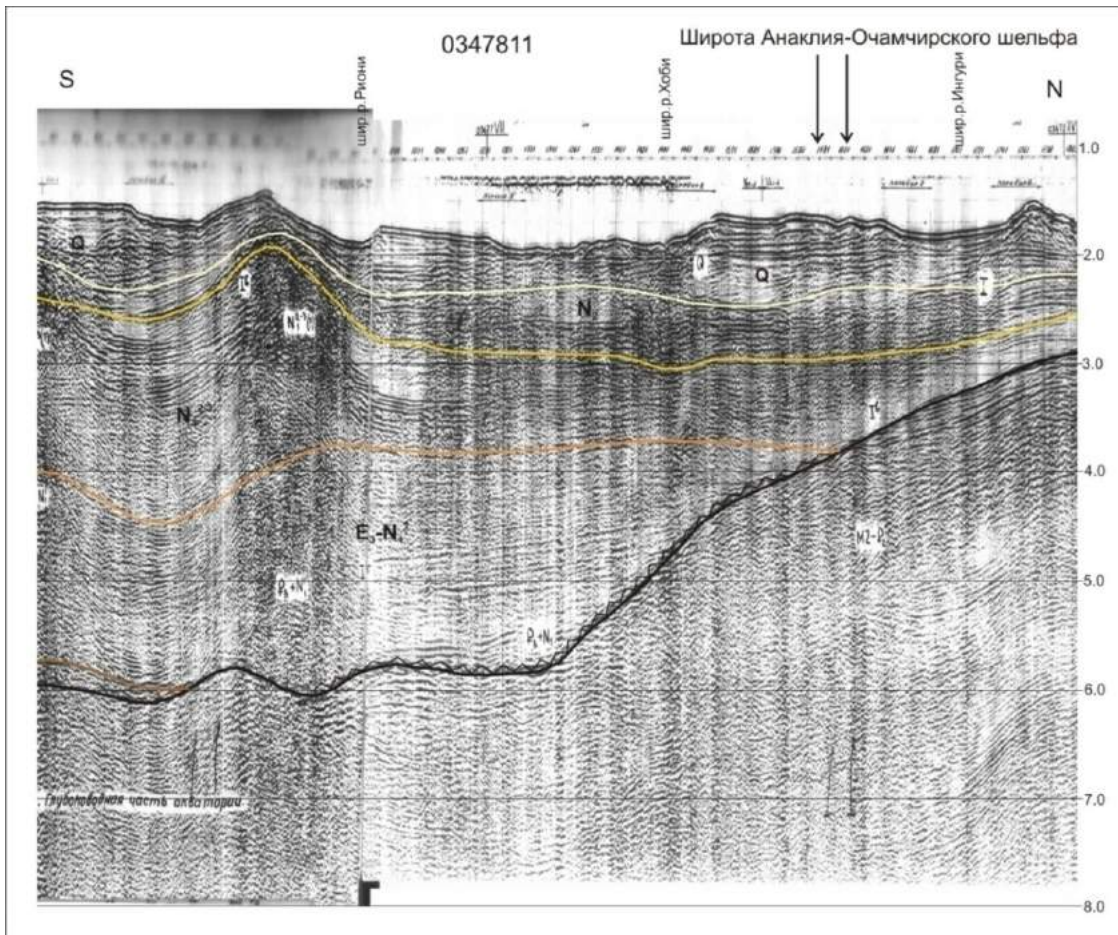


Рис. 5.2.5-а. Северная половина временного разреза профиля 347811.

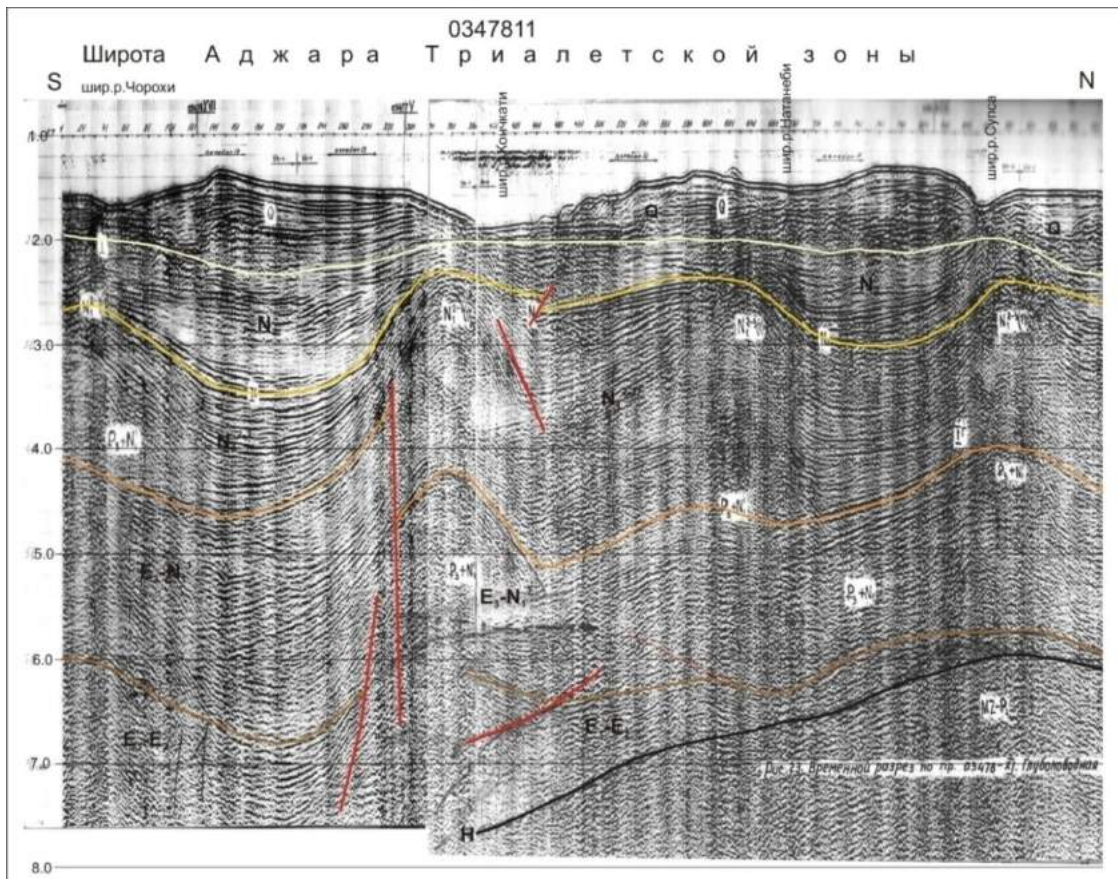


Рис. 5.2.5-б Южная половина временного разреза профиля 347811.

После данной выше характеристики в региональном плане геолого-геофизических условий нефтегазоносности акватории и Очамчирско-Тамышского участка, интерес представляет рассмотрение аналогических вопросов Гудаутско-Пицундской прибрежной площади, которую хорошо характеризуют профили 0578433 и 0578432 и скважины рассматриваемого участка.

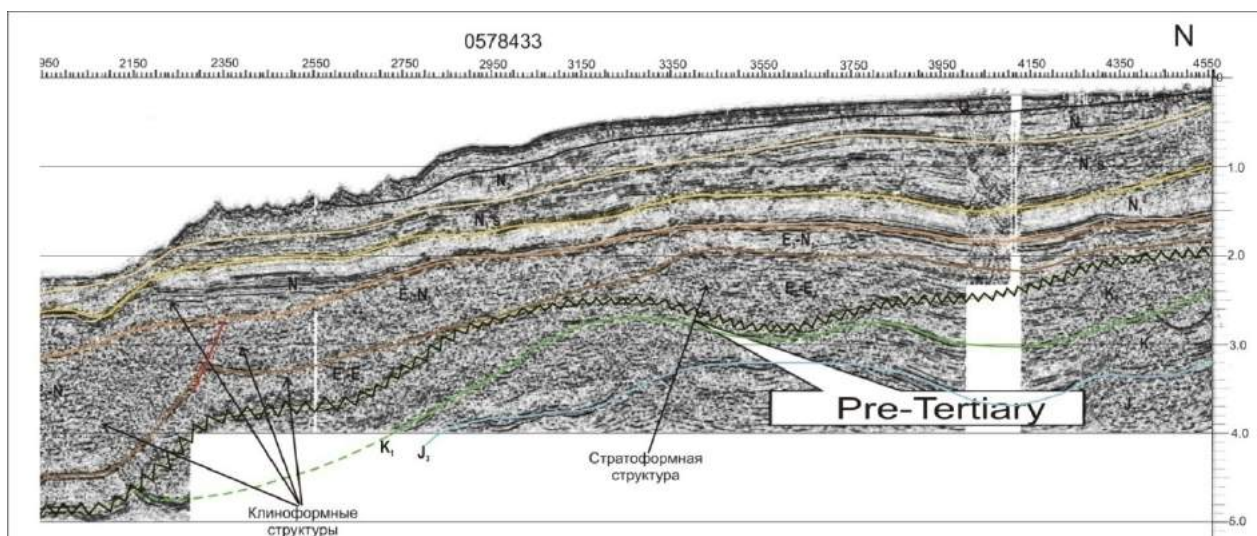


Рис.5.2.6-а Фрагмент северной половины профиля МОГТ 0578433.

О взаимной увязке временного разреза профиля 347833 с геологическим разрезом и геологической сейсмогеологической обстановкой Пицундско-Гудаутского участка было сказано выше. В тектоническом отношении континентальная часть характеризуется дисгармоничной, слабой складчатостью верхнего и нижнего разделов. Аналогичная картина имеется в акватории, с той разницей, что структуры здесь широко, до двух десятков километров, раскрыты или слои лежат горизонтально. В региональном плане вдоль профиля простирается мелководная шельфовая часть и происходит слабое погружение континентального склона, а на 52-ом км образован глубоководный осадочный бассейн. Существование шельфа здесь можно допустить после майкопских отложений с избыточным накоплением осадков шельфового типа. На этом и последующем 0578432 профиле четко прослеживаются последствия структурно-седиментационных условий генезиса прибрежной части Большого Кавказа.

Временной разрез данного профиля, как и других профилей, связывающих морскую геолого-геоморфологическую обстановку с континентальной, имеет различную нагрузку. Если для выяснения геологической обстановки обратиться к правой части рис.5.2.6, то разрезу можно дать весьма правдоподобное толкование в тектоническом, фациально-литологическом и структурном отношениях и, возможно, дать оценку в плане содержания углеводородов. Поэтому рассмотрение разреза в этих аспектах довольно важно. Помимо увязки, профиль 0578433 интересен и сам по себе, т.е. его структурное строение и литофациальный состав. С такой информативностью профили ОГТ на Восточно-Черноморском побережье нигде, кроме Гудаутско-Пицундского шельфа, не наблюдаются.

В тектоническом плане разрез делится на две части – на левую (рис.5.2.6-б) и правую (рис.5.2.6-а) половины. Последняя характеризуется особенностями морфоструктуры и текстуры сейсмостратиграфических комплексов, впоследствии свидетельствующих о признаках прослеживания маркерных и опорных границ раздела и характеризующих их.

Попытаемся проследить их на названном временном разрезе последовательно снизу вверх. В правом нижнем углу ниже трехсекундной отметки группой довольно интенсивных отраженных волн выделяется неровная поверхность раздела (отмечено мелкой штриховкой, с влево наклоненной текстурой). В геологическом разрезе им по времени соответствует верхняя юра, представленная эвапоритами, глинопесчанистыми и гипсовыми образованиями, ложем которых должны являться пласты вулканитов трахибазальтового состава. Возможно их прослеживание по сейсмофаціальным рисункам.

Выше, некоторым текстурным несогласием на границе раздела, налегают горизонты нижнего мела изменчивой мощности и сейсмофаціального состава. В геологическом разрезе на продолжении в области суши они обозначены базальтовыми конгломератами и известняками ургонского типа, перекрытыми белесоватыми фациями горизонта мергелей, связанных одной морфоструктурой. Кроме

этого они перекрыты и другим, отличающимся в сейсмофациальном отношении, слоем, который относим к верхнему мелу по увязке с геологическим разрезом площади (рис 5.2.6-а.). Этот сеймостратиграфический комплекс имеет единую морфоструктурную, седиментационную и временную генетическую связь. Он отделен снизу и сверху границами несогласия. Нижняя граница проходит выше средней юры, которая на данном рис.5.2.6-а должна быть под «обелением» (закрашена белым прямоугольником), а на профиле 0578432 прослеживается хорошо, а верхняя граница несогласия проходит по глубоко эрозионному срезу верхнего мела. Таким образом, ниже нижней границы несогласия расположена структурно-стратиграфическая единица, которая в осадочном комплексе земной коры приобрела относительную жесткость и наращивает кору континентального типа вверх и к морю.

Что касается верхней границы несогласия, то она прослеживается глубоко в виде эродированной поверхности мелового структурного яруса, наблюдаемой на всех северных и северо-восточных профилях МОГТ восточного сегмента Черного моря с одинаковой интенсивностью и отчетливой формой. В начале она расположена субгоризонтально, а через 25 км от берега погружается подобно континентальному склону, очевидно, основанием, состоящим из более древних образований. Это основание, по нашему представлению, является очередным продвижением континентальной коры в акватории Черного моря. Эта часть профиля после превращения в континентальную кору, по-видимому, никогда глубоко не погружалась, поскольку выше представленные горизонты полной стратиграфической последовательности образованы в мелководных условиях и небольшой мощности. Таким образом, на этом основании развиты меловые отложения, очевидно, известняковой литофации мощностью 0.5 сек. Здесь они, несомненно, являются последующим этапом наращивания континентального шельфа с полным набором кайнозойско-четвертичных образований «чисто» шельфовой литофации.

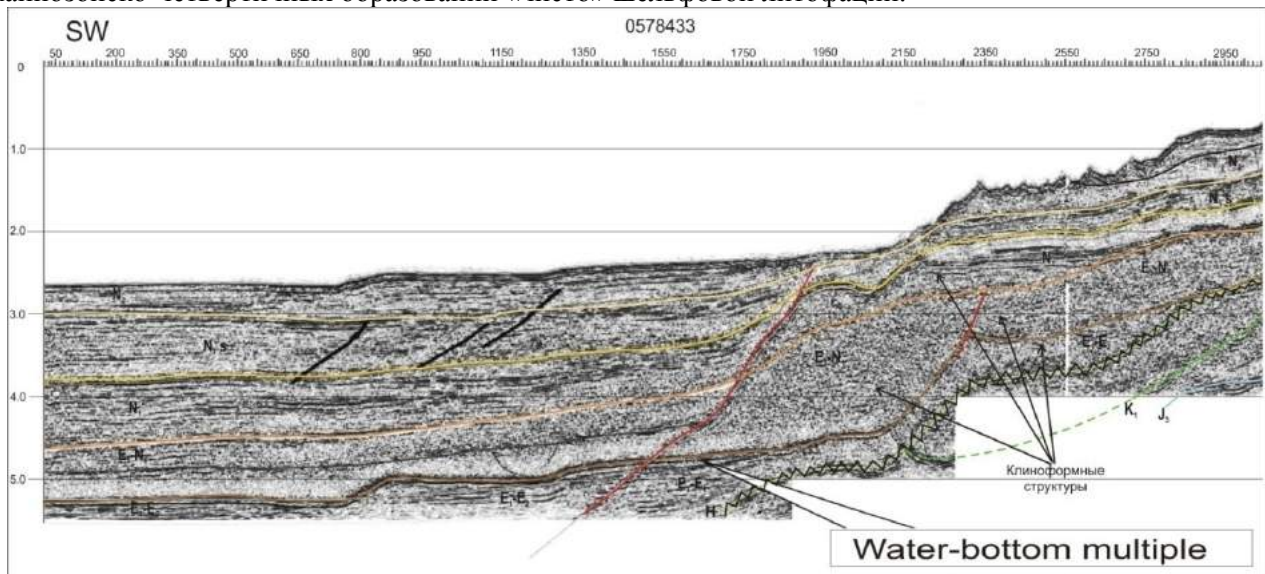


Рис.5.2.6-б. Фрагмент южной половины профиля МОГТ 0578433.

На шельфе с континентальным склоном выше эродированного верхнего мела первыми налегают отложения палеогена, с изменчивой по простиранию мощностью. Затем следуют майкоп-современные отделы с широким спектром грануло-литофациального состава. На временном разрезе средний миоцен выделяется своеобразной текстурой синфазных осей ОВ, а в подошве повсюду прослеживаются бугристые высокочастотные сейсмические фации, обусловленные, вероятно, мелкогалечными конгломератами и песчаниками. Далее бугристую поверхность заполняет белесоватая полоса, которая заканчивается в кровле прерывисто прослеживаемыми синфазными осями высокочастотных волн. В литофациальном отношении полоса соответствует глинисто-песчаным отложениям, завершающихся тонкослоистыми песчаниками, прерывистыми по простиранию. За этими образованиями непрерывно следуют довольно мощные (0.2-0.3 сек.) горизонты с чередованием по мощности и простиранию трех видов сейсмических фаций: интенсивных, далеко прослеживаемых синфазных осей; белесоватой полосы и часто-прерывисто прослеживаемых осей слабых отражений, которые по идентификации с геологическим разрезом относятся к сармату. Выше следуют мелкогалечные, мелкозернистые, песчано-глинистые, слабо сцементированные и глинистые образования меотис-понта, слабо сцементированные галечники,

глины и глино-песчаники верхнего неогена и современных образований. Литофации профиля 0578433 представлены на рисунке 5.1.7.

На этом интервале профиля, аналогично глубоководной части (рис.5.1.7), нет традиционных структур, благоприятных для накопления углеводородов. Зато, в отличие от глубоководной части, здесь развиты нетрадиционные клиноформные и стратиформные структуры (рис.5.2.6-а,б), заслуживающие внимания с точки зрения поиска углеводородов. Как следует из мировой практики, они часто оказываются богатыми и рентабельными месторождениями. На континентальном склоне профиля 0578433 выделяется четыре клиноформных и одна стратиформная структура.

На 52-ом км от шельфа на профиле 0578433 начинается глубокое погружение континентального склона и, по нашему мнению, второе рождение глубоководного бассейна Чёрного моря, повлекшее за собой рождение особого рода литофаций и структур, возможных ловушек нефти и газа. Здесь, на слабо- или незэродированном верхнемеловом основании, развит весь комплекс отложений от нижнего палеогена (с неизвестным начальным возрастом) до неогеновых включительно, которые занимают мощность до трех секунд (по шкале временного разреза).

В этом обширном, глубоком разрезе много разновидностей пород и литофаций, способствующих генезису нефтематеринской среды и образованию резервуара ее накопления. Что касается вопросов структурного плана, судя по двум последним профилям, условия здесь не очень благоприятны – с осадочным слоем мощностью до 10 км, залегающим горизонтально и никак не затронутым складчатостью. Что касается шельфовой части площади, то здесь картина другая; требуется подтверждение того, что к нетрадиционным формам структур может быть приурочена нефтегазоносность. (О формах, генезисе и составе смотрите ниже).

Разрез профиля 0578433 имеет продолжение на юго-восток (ВРТ-02-146) на несколько десятков километров, затем поворачивается резко на юго-запад (ВРТ-02-143) и направляется в сторону береговой линии Трабзона. На рисунке 5.2.7 приведены фрагменты профилей под номером ВРТ-02-143 и ВРТ-02-146. В оригинальном варианте временного разреза зарегистрированы сигналы волнового поля до 12 сек, здесь приведена его часть до 8 секунд. В пределах видимости этих рисунков запись волнового поля и, следовательно, сейсмостратиграфические комплексы с севера на юг продолжают по «образу» текстур идентично до верхней части майкопа, ниже которой разрез 0578433 «забелён» искусственно. Надо полагать, что нижняя часть майкопа и его основание так же идентично прослеживаются на юго-восток, а затем и на юго-запад к северному погружению в море Восточных Понтид (рис.5.2.7).

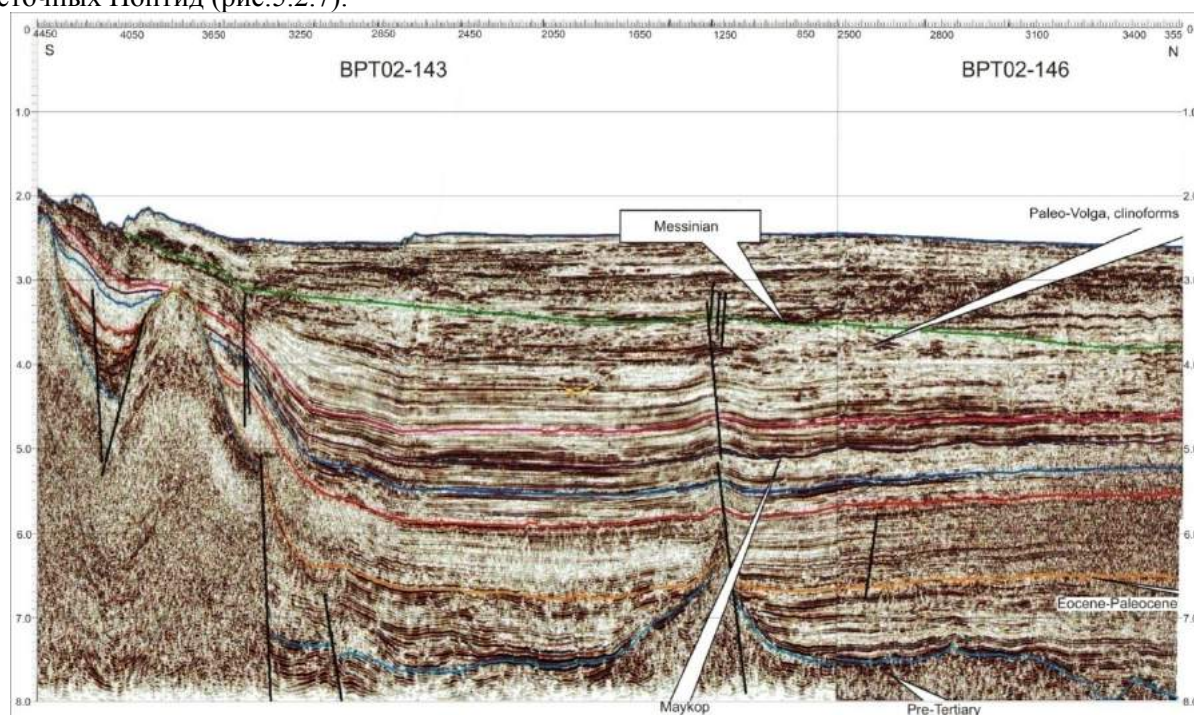


Рис.5.2.7. Фрагмент профиля МОГТ ВРТ-02-143 и ВРТ-02-146.

Эта есть самая глубоководная часть и самая глубоко погруженная впадина Восточного Черноморского бассейна, заполненная мезо-кайнозойскими отложениями. На имеющихся у нас

разрезах просматриваются глубины лишь до верхнего мела. На этом временном разрезе на глубине 7.5 сек временной шкалы прослеживается плоскость несогласия, приуроченная к границе раздела между мелом и палеоцен-эоценом. Однако, с обеих сторон от этой границы сеймостратиграфические фации характеризуются одинаковой текстурой синфазных осей ОВ. В переходной части, вероятно, они представлены толстослоистыми известняками или плотными песчаниками, обуславливающими интенсивные, прерывистые по простиранию отражения. На этом отрезке мало данных для характеристики меловых отложений и данный вопрос нами не рассматривается. В отношении сеймостратиграфии палеоцен-эоцена можно заметить, что выше нижней границы раздела развиты интенсивные прерывисто прослеживаемые отражения. Со второй половины морфоструктура синфазных осей ОВ меняется на тонкослоистую и становится еще более прерывистой. В данном «образе» больше белесоватости, указывающей на содержание глинистой фракции. Кровля завершается интенсивными отражениями, прослеживаемыми по всей площади впадины и принятыми в качестве границы майкопских образований. Мощность палеоцен-эоцена не превышает 1.5-1.8км (0.8 сек. шкалы разреза).

Майкоп начинается тонкослоистой текстурой синфазных осей ОВ, переходящей в толстослоистую белесоватую текстуру с прослойками интенсивных отражений, прослеживаемых по всему прогибу. Белесоватые сеймофации южного состава к северу в прогибе в промежутках горизонтов сменяются точечным сигналом дифрагированных волн, свидетельствующих, по-видимому, о крупнозернистости и галечности седиментного состава. Майкопский сеймостратиграфический комплекс в кровле заканчивается белесоватой полосой мощностью 0.15-0.2 сек, прослеживаемой по всему пересечению Черноморского бассейна по Гудаутско-Трабзонскому направлению. Комплекс завершается интенсивным, двухфазным маркерным отражением, принимаемым в качестве границы между майкопом и средним миоценом.

Средний миоцен здесь характеризуется преимущественно белесоватостью сеймофаций с редкими прослоями различной окраски (рис.5.2.7)? главным образом в глубоководной впадине. Только северная половина профиля в области среднего миоцена (преимущественно в верхней части) закрашена прерывистыми отражениями, служащими для идентификации данного стратиграфического комплекса. Мощность средне-миоценового комплекса колеблется в пределах 1.0-1.8 сек шкалы временного разреза.

Плиоцен и постплиоцен вместе по мощности не превышают 1.0 сек шкалы временного разреза и выделены преимущественно полосатой раскраской с гороховидным вкраплением – признаком грубоватого седиментационного состава, особенно в северной половине разреза.

Согласно выше представленным временным разрезам, в целом по пересечению Восточно-Черноморского бассейна, осадочный слой кайнозойских образований лишен каких бы то ни было признаков магматических явлений, а также складчатости в глубоководной части, в самой глубокой впадине. Здесь редко можно наблюдать конседиментационные нарушения-разломы с незначительным сдвигом отражающих поверхностей комплекса.

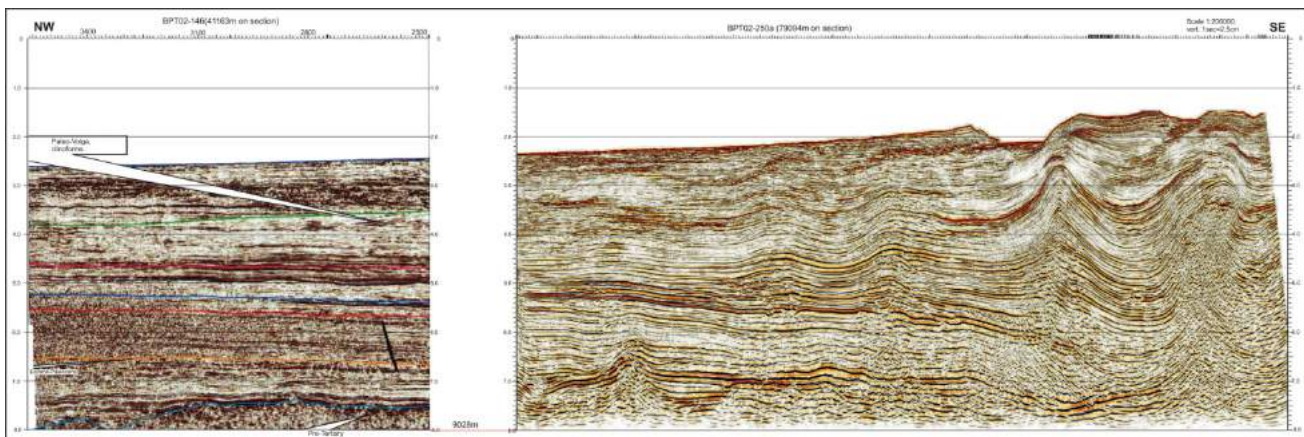


Рис.5.2.8. Фрагменты профилей МОГТ ВРТ-02-250 и ВРТ-02-146.

На этих разрезах (рис.5.2.7 и 5.2.8) примечательным является переход осадочного комплекса Черноморского бассейна в складчатую систему Восточных Понтидов. Профили не достигают предгорья этих гор, даже берега моря, находясь в 10-15 км от него, но вместе они являются составной частью одной складчатой системы Тетиса, и между ними должна быть корреляционная связь и закономерные

взаимоотношения. Однако нам представляется, что в отличие от северного побережья Чёрного моря, здесь имеет место и нечто необычное. На рисунке 5.2.7 в самой южной глубоководной части кровля верхнего мела проходит под кайнозойскими отложениями на уровне 7.5 сек шкалы разреза. Тут же, благодаря разлому сбросового типа, эта граница с обратным знаком приподнята на 2 сек выше. Затем парой складок она оказывается на уровне дна моря. Следовательно, амплитуда прогиба верхнемеловых отложений здесь не менее 8 км. Анализ структурных соотношений меловых и кайнозойских образований показывает, что тектоническое нарушение, происшедшее в кайнозойскую эпоху, коснулось здесь только меловых образований, притом в самой нижней части палеоцена. Поэтому все осадочные комплексы последней эпохи, за исключением горизонтов, начинающихся со среднего миоцена, прилегают к континентальному склону в виде верхнего мела.

Представленный на рис.5.2.8 профиль представляет собой комбинацию из фрагментов, находящихся между собой почти параллельно, но не стыкуемых в промежутке 10 км. Южное окончание размером порядка 15 км обрезано по непонятным нам причинам и не доходит 30км до береговой линии г.Хопа в Турции. Этот профиль интересен тем, что он начинается здесь в северо-западной, в самой глубоководной части. В противоположном направлении глубина акватории уменьшается значительно, а прогиб продолжает опускаться до порядка 8.0 сек шкалы разреза. Здесь глубинные горизонтально лежащие горизонты палеогена согласно временному разрезу профиля ВРТ-02-250 прилегают к круто наклоненному сбросу мела, что вместе с условиями развития северного борта впадины, по-видимому, свидетельствует об асимметричном происхождении и развитии рифта и глубоководной впадины.

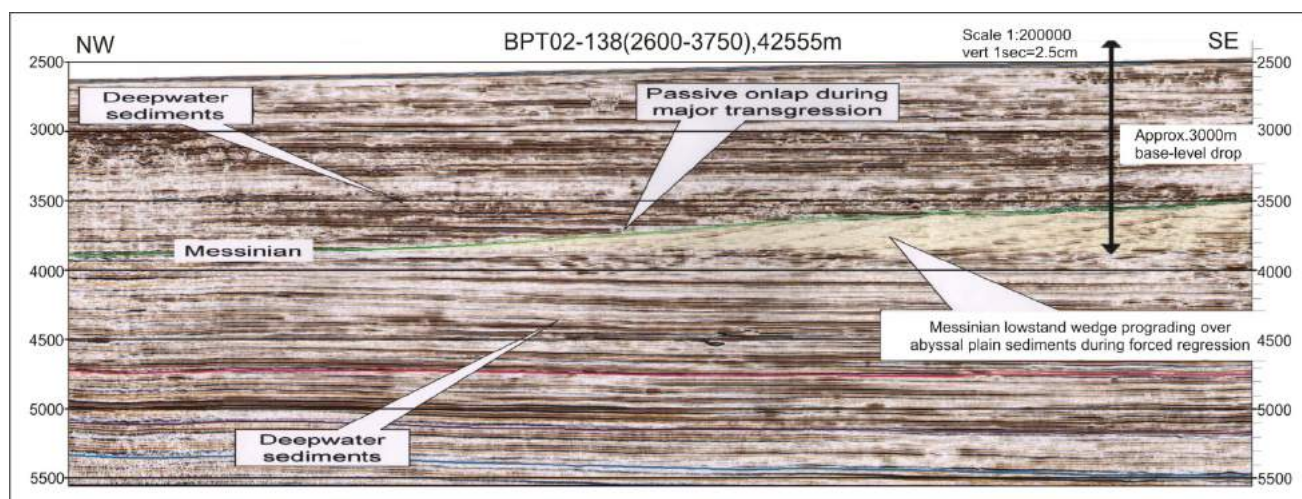


Рис.5.2.9. Фрагмент профиля МОГТ ВРТ-02-138.

На рис.5.2.9 приведен фрагмент временного разреза ВРТ-02-138, который проходит от Восточных Понтидов на северо-запад вдоль глубоководной впадины Восточного Чёрного моря. Профиль длиной 250 км, пересекает профиль ВРТ-02-146 и завершается, не доходя пары десятков километров до поперечной структуры Андрусова. Разрез интересен своей информативностью, но у нас нет его в полном виде, в связи с чем приводим его краткое описание. Ширина записи временного разреза достигает 12 секунд, читается хорошо. Мощность водного слоя в СЗ углу разреза равна 2.6 сек временной шкалы. Поверхность дна акватории по профилю зеркально ровная. Седиментационный покров начинается листовато уложенными отражениями, прослеживаемыми по всему профилю непрерывно. Здесь имеется чередование двухфазных отражений с интенсивной и широкой амплитудой и аналогичных слабых отражений, продолжающихся от 2.7 до 3.3 сек. На этой глубине меняется текстура (морфоструктура) синфазных осей ОВ и по простиранию местами заметно несогласное прилегание верхних горизонтов к нижним, что свидетельствует о прохождении границы несогласия между верхним и средним миоценом.

Ниже выше отмеченного комплекса текстура отражений заметно меняется до 5.3 сек. На этой глубине по шкале временного разреза текстура синфазных осей опять меняется на крупные интенсивные групповые отражения, прослеживаемые по всему профилю в виде опорных отражений – границы раздела майкопских отражений. Затем вниз следует чередование белесоватых полос и слабых отражающих границ различной мощности, продолжающееся до 8 сек.

На этой глубине времени происходит очередная смена текстур равномерным чередованием среднеинтенсивных и белесоватых полос в интервале от 8 до 8.5 сек. Ниже 8.7сек картина рисовки синфазных осей контрастно меняется. Оси синфазных отражений становятся короткими и весьма интенсивными, не меняя характер записи до 12 сек. Однако временной разрез читается до 10 сек, до места, где проходит опорный отражающий горизонт, приурочиваемый к верхнему мелу, ниже которого картина рисовки искажена миграцией.

В тектоническом отношении данный профиль индифферентен и представлен горизонтальным напластованием. В начальной части у берегов Восточных Понтид стратиграфические горизонты налегают на обрывистый склон континента и глубоко опускаются во впадину. Фрагмент временного разреза (рис.5.2.9) может дать представление о характере рисовки отражений сейсмofаций профиля. Он примечателен тем, что, оказывается, в глубоководных условиях седиментации могут иметь угловое седиментационное несогласное залегание между горизонтами. На рисунке 5.2.9 показано, что на таких глубинах в седиментационном процессе вполне возможно несогласное взаимное расположение сейсмостратиграфических комплексов в виде трансгрессии и регрессии.

Следует привести еще один фрагмент временного разреза профиля ВРТ-02-171, пересекающего глубоководную впадину Восточного Черного моря (рис.5.2.10).

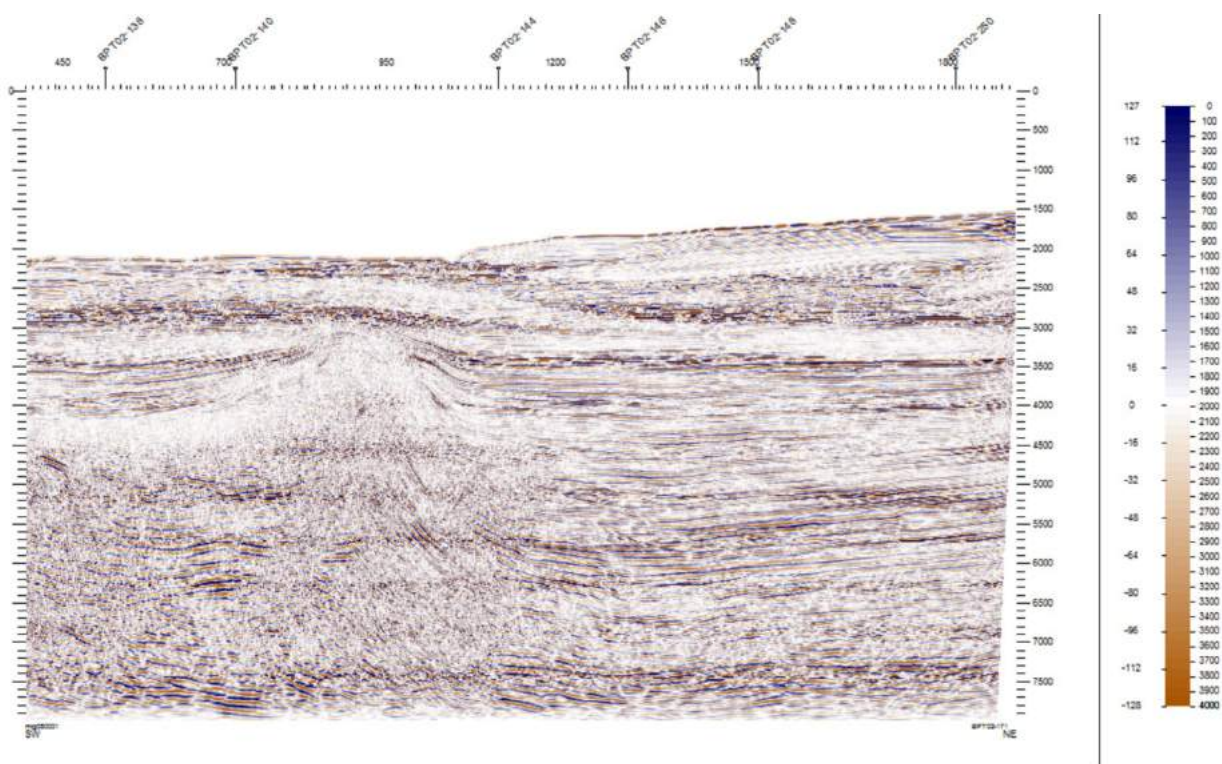


Рис.5.2.10 Фрагмент профиля МОГТ ВРТ-02-171.

Профиль проходит от подступов к берегу моря в районе г. Ризе в сторону Грузинского сектора моря, где были проведены геофизические работы компанией «Anadarko». Этот фрагмент есть еще один пример, подтверждающий факт глубоководного терригенного осадконакопления. Вместе с тем, это один из примеров образования «моноформной» изолированной структуры на больших глубинах от 7.5 сек до 3.0 сек шкалы разреза. При просмотре профилей «ВРТ» мы не встретили структур, аналогичных приведенной на рис.5.2.10. Одно время предполагалось, что она является структурой интрузивного характера, но другие признаки противоречат такому предположению. В нижней части структуры сквозь нее прослеживаются фрагменты пластов, коррелирующиеся с предыдущими. Выше средней части также наблюдается нагнетание с боков пластических, вероятно, глинистых масс, что может указывать на структуру диапирового типа, но изолированную со всех сторон от других профилей, отстающих от нее на 10-15 км. Вместе с тем, «ёлочное» строение этой структуры с расходящимися по бокам «апофизами» напоминает не развившийся до конца грязевой вулкан. Такой альтернативный вариант также не исключен, поскольку аналогичных вулканов на западном склоне срединного Черноморского поднятия немало.

В 12-15 километрах на западе от рассмотренного выше профиля, почти параллельно ему проходит профиль 0578432 со сходными параметрами и не менее важный по информативности.

Увязка временного разреза профиля 0578432 (рис.5.2.11) с геологическим разрезом Пицундской площади была рассмотрена выше и проиллюстрирована (рис.4.10). В морской части разреза также четко выделяются сейсмические комплексы, приравненные к геологическим образованиям. В подошве правого угла выделяется структура угловатой конфигурации, относящаяся к среднеюрскому стратиграфическому уровню и являющаяся, предположительно, вулканогенной формацией. На ее эродированную поверхность налегает сеймостратиграфический комплекс верхней юры, обрамляя последний и прилегая к этой поверхности несогласно. В Пицундской скважине этот горизонт представлен следующим образом: верхняя часть – эвапоритами, а нижняя – вулканогенами, песчаниками и вулканитами трахи-базальтового состава. Предполагается, что они в таком же составе продолжают в акваторию, поскольку в этом направлении наблюдается повышенное аномальное магнитное поле, обусловленное отчасти указанными магматическими породами.

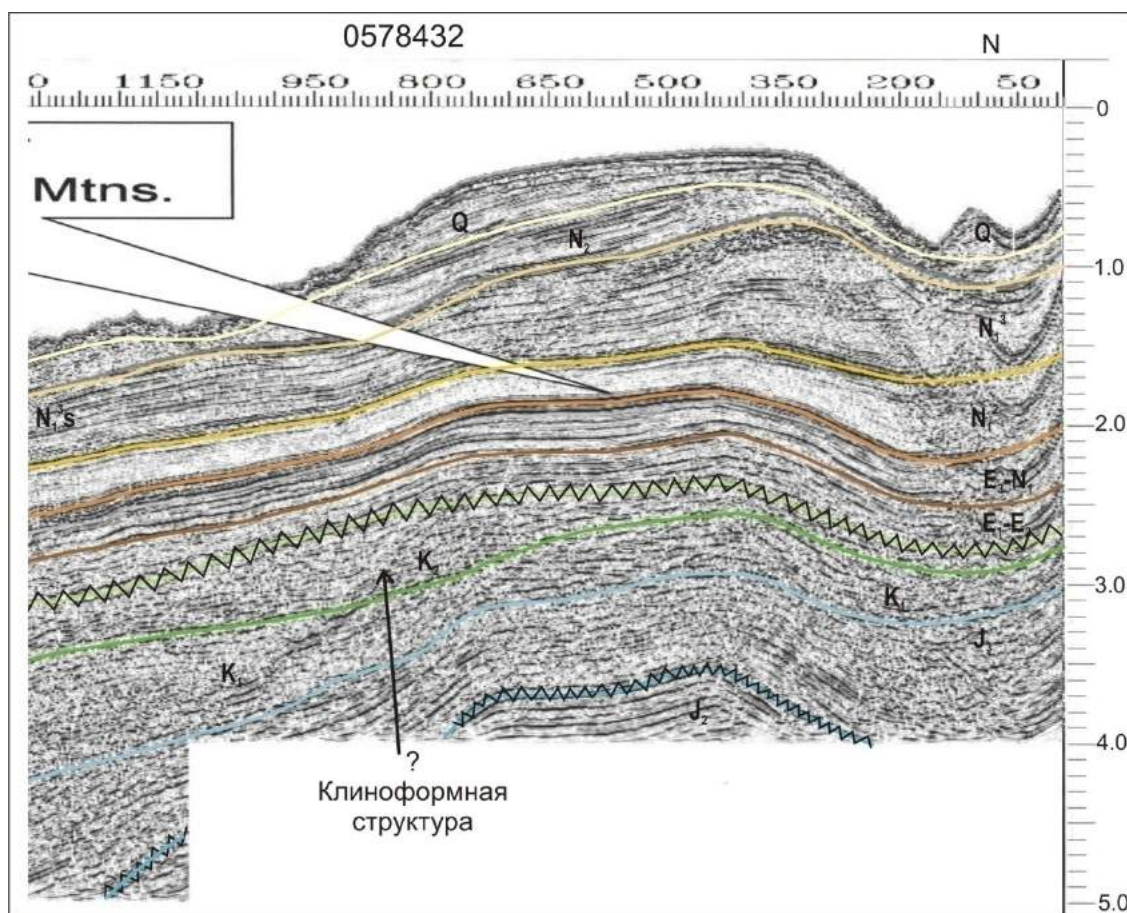


Рис.5.2.11 Фрагмент временного разреза северной половины профиля МОГТ 0578432.

Выше верхней юры прослеживается нижний мел, подогнанный подошвой к кровле верхней юры с характерной для него текстурой синфазных осей ОВ. Верхний мел здесь несколько отличается текстурой синфазных осей: интенсивностью, краткостью простирания этих осей, что является критериями его выделения от низлежащего горизонта. Кровля верхнего мела представляет собой глубоко эродированную поверхность, прослеживаемую почти до конца профиля. В глубоководной части эрозионные последствия не прослеживаются. Надо отметить, что эрозионные изменения верхнего мела в Грузинском секторе акватории Черного моря везде наблюдаются одинаковым своеобразным «почерком».

Таким образом, на рассматриваемом временном разрезе наблюдаются две эродированные (на рис.5.2.11) поверхности (пилообразные линии): одна – по средней юре, ограниченная по распространению и другая – по верхнему мелу с широкомасштабным распространением от побережья до глубоководной впадины, смыкающаяся там с горизонтом верхнего мела, слабо или вовсе незатронутым эрозией.

Если это так, то на большом интервале геологического времени, на северо-восточном побережье Черного моря и, вероятно, в Колхиде два раза происходило обмеление и погружение с развитием эрозионных процессов. Тем самым наращивается континентальная кора в глубине моря. Первый раз это, вероятно, было связано с Чегемским (батским) орогенетическим процессом, а второй раз – с австрийским. После последнего обмеления и погружения начинается осадконакопление в глубоководной части, вероятно, с нижнего палеогена, когда осадки тонкой поверхностью перекрыли всю Западную Грузию. Мы этот процесс и момент считаем возвращением Неотетиса после отделения Средиземноморского океана Палеотетиса.

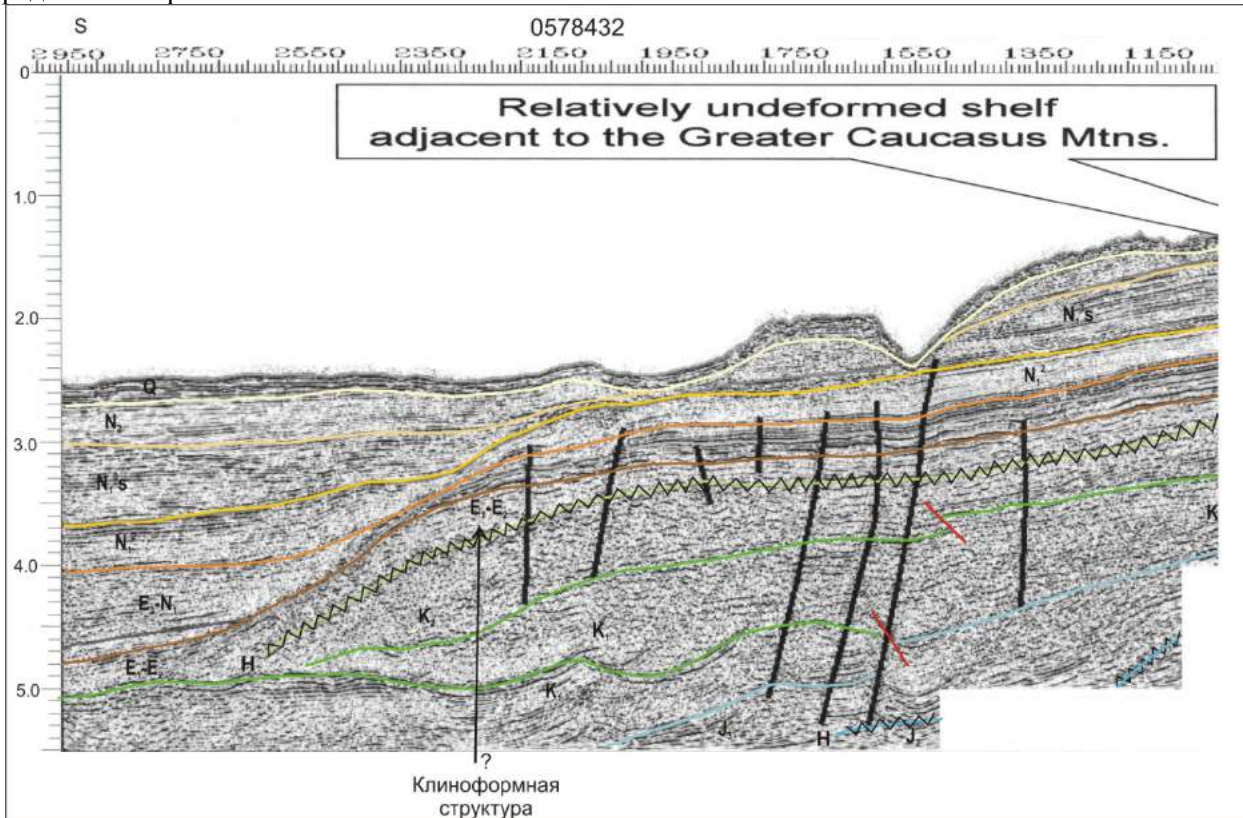


Рис.5.2.12 Фрагмент временного разреза южной половины профиля МОГТ 0578432.

С третичного (на временных разрезах обозначенным дотретичным PreTertiary) периода бассейн Восточного Черного моря делится на две части – северную и южную, шельфовую и глубоководную системы осадконакопления. На второй происходит погружение, на первой пликативное слабое колебательное движение и соответствующее накопление осадков по мощности и литолого-фациальному составу. На шельфе, на участке пост-PreTertiary, наблюдается полная последовательность стратиграфического комплекса, в том числе эоцена, о чем уже было сказано.

Майкоп, находясь во впадине мощностью 0.8 сек, весьма тонкой слоем перекрывает бровку шельфа и достигая мощности 0.2-0.3 сек простирается на северо-восток до конца профиля. Средний миоцен на временном разрезе прослеживается в виде белесоватой сейсмической фации с меньшей мощностью майкопа во впадине, но равномерно развитой по всему простиранию профиля. Белесоватая сейсмическая фация позволяет предполагать песчанисто-глинистый состав. Сарматский сейсмографический комплекс почти одинаковый по мощности с майкопом во впадине, но значительно преобладает на шельфе, особенно, в северной части. О фациальном составе судить трудно, но вместе с песчанисто-глинистыми отложениями комплекс должен содержать немалую долю плотных известковистых пород и конгломератов. Неоген мощностью 0.2-0.3 сек налегает подошвой на нижний комплекс пород слабо выраженным несогласием, прослеживается во впадине ровной мощностью, а на шельфе – неравномерной. Современные образования тонкой полосой подогнаны к поверхности верхнего неогена, с уменьшением мощности вглубь моря, особенно, от начала прогиба континентального склона. Этот сейсмический разрез показывает, что седиментационный процесс в бассейне осадконакопления протекал неравномерно, в связи с

недокомпенсированным погружением основания в прогибе и перекомпенсированным на шельфе, особенно сарматского комплекса в прибрежной части.

На рис.5.2.13 объединены два фрагмента из разных работ, отработанных различными технико-методическими возможностями, и по этой причине кажется, что отличаются по форме. На самом же деле, на их стыковке наблюдается полная совместимость между граничными сеймостратиграфическими комплексами, что позволяет проводить их совместную интерпретацию. Профиль AGC 20-12 и 347702 длиной 112 км расположен на расстоянии в 50 км от северной и восточной береговых линий в глубоководной зоне с «пелаговыми» отложениями. Разрез стратифицирован эталонными «образцами», а в структурном плане разделяется вертикально и горизонтально, в обоих случаях на две части. В первом случае, с юга на север – на складчатую структуру и на незатронутую или слабо затронутую процессами эрозии часть. Во втором случае, разрез разделяется по плоскости сейсмического несогласия на поверхность континентального склона, представляющего собой эродированную кровлю верхнего мела, переходящую на глубине в незэродированную плоскость несогласия. Более конкретно, сеймостратиграфическая картина такова. На временном разрезе профиля (рис.5.2.13) в северном нижнем углу ниже 5.0 сек начинается сеймостратиграфический комплекс, прослеживающийся с севера на юг с наклоненными к югу синфазными осями слегка заметной поверхностью несогласия, к которой прилегают последующие комплексы.

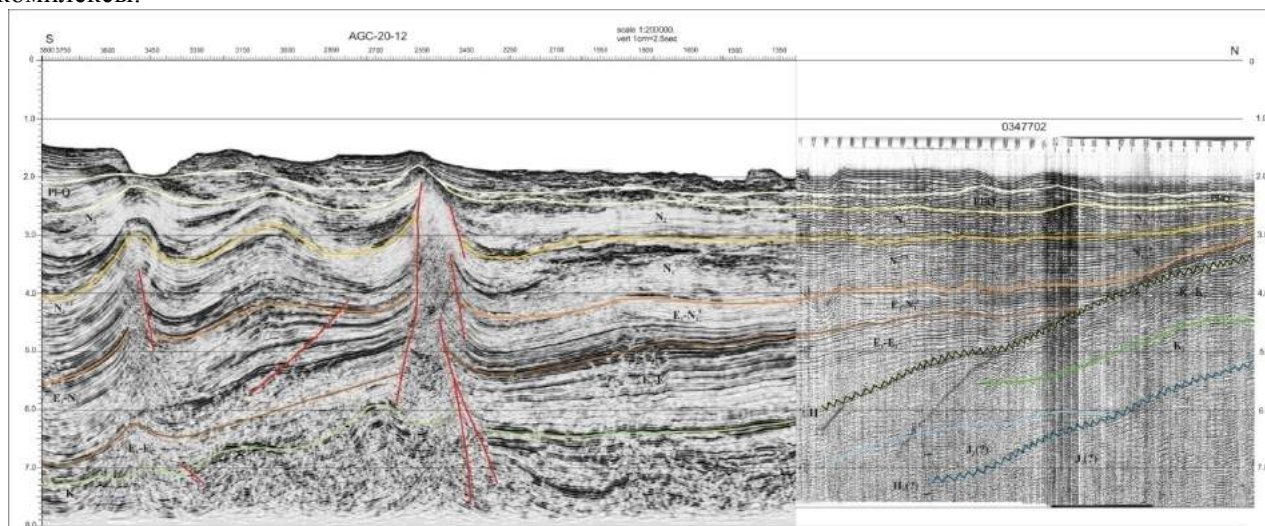


Рис.5.2.13. Временной разрез по профилям AGC 20-12 и 347702.

Комплекс, расположенный под несогласием, стратифицируется как средняя юра (байос). Прилегающий к ней сверху комплекс также стратифицируется, как верхняя юра. На этот последний комплекс согласно налегает комплекс нижнего мела отличающейся сеймофацией. За верхней юрой нижний мел перекрывает среднюю юру по плоскости несогласия. Нижний мел заканчивается тонким, сильно подвергнутым эрозии, слоем верхнего мела. Выше границы несогласия прослеживается комплекс сейсмических фаций, стратифицированный палеоцен-эоценовым возрастом, который прилегает к поверхности несогласия. Выше этого горизонта устанавливается вся стратиграфическая последовательность, включая современную. Из них майкоп, средний и верхний миоцен прилегают к горизонту несогласия с острым углом, а остальные слои перекрывают их согласно.

В структурном отношении рисунок здесь такой – в части кайнозойских отложений слои залегают почти горизонтально (больше северная половина разреза). Если считать, что севернее профиля на расстоянии 50 км от береговой линии структурная обстановка должна быть аналогична шельфовой части, ожидать благоприятных условий накопления углеводородов там не приходится. В южной половине в интервале 40 км наблюдается 3 пары интенсивно складчатых антиклинальных и синклинальных структур. На юге, в самом конце профиля складчатость ослаблена и временной разрез на этом завершается (рис.5.2.13).

Профиль 347812 (рис.5.2.14) проходит в акватории Грузинского сектора Чёрного моря по меридиану. Он удален от северного берега моря на 90 км, а от восточного - на 75 км, и полностью расположен в глубоководной части. Несмотря на фрагментарность данного профиля, интерес представляет его информативность в отношении структуры и состава осадочной толщи последней эпохи и ее основания.

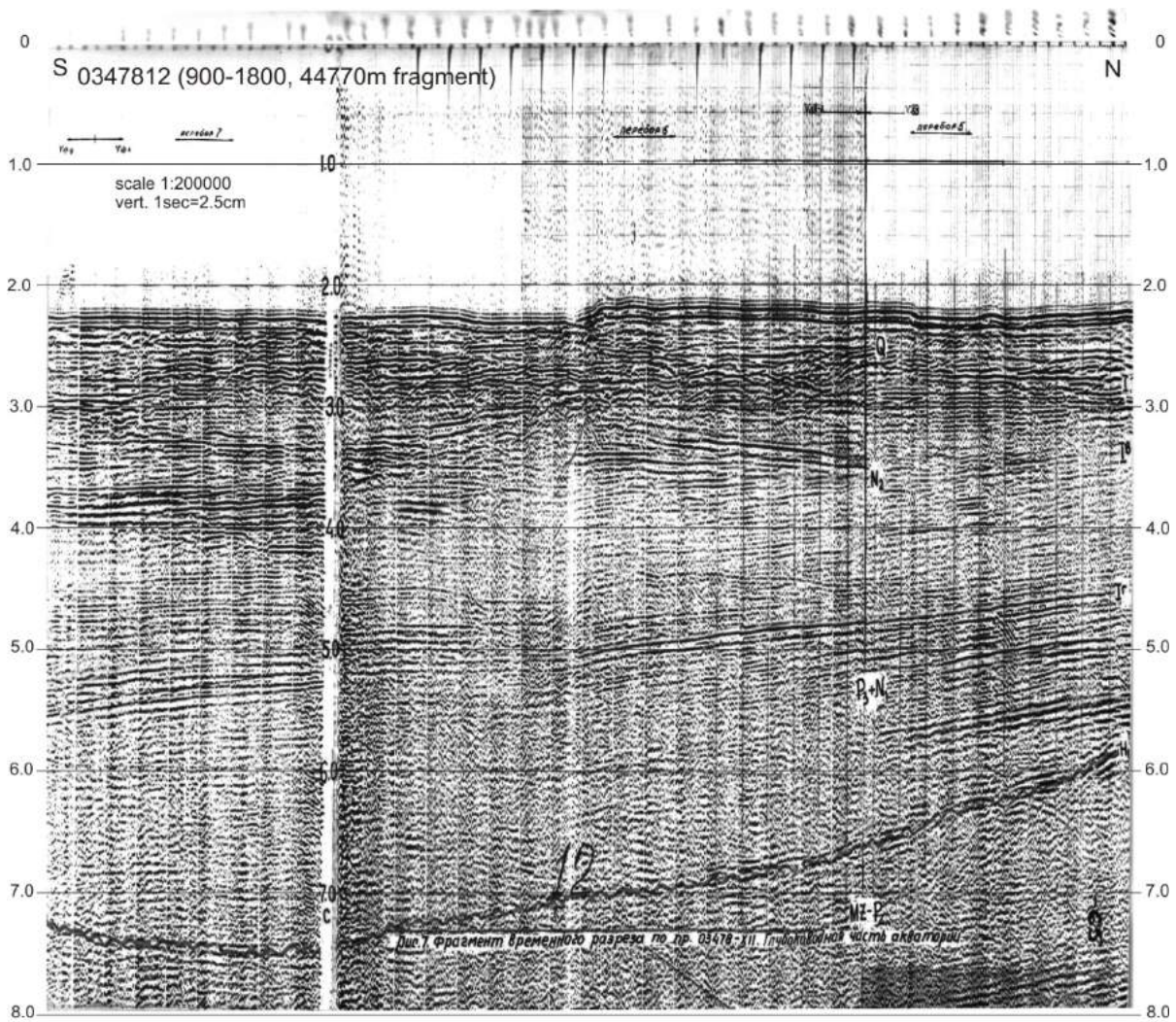


Рис.5.2.14. Фрагмент временного разреза профиля 347812.

Описание профиля предпочтительно начать с последнего, наиболее характерного структурного элемента. Он представляет собой эродированную поверхность мезозойских образований, вероятно, верхнего мела, залегающего от 6.0 сек на севере и до 7.2 сек на юге, с формой типа дна котла. Это региональное глубокое несогласие между поздним мелом и ранним палеоценом имело место по всему Черноморскому бассейну, что весьма важно для установления процессов геодинамического развития данного бассейна.

Что касается «котлообразной» морфологии, видно, что его северное продолжение поднималось быстрее, чем южное, которое через бугристый подъем продолжает прогибание в том же направлении. Сверху на него налегает или, скорее, под острым углом к нему несогласно прилегает сейсмический комплекс, предположительно стратифицируемый палеоцен-эоценовым возрастом. Выше, с небольшим текстурным различием, как правило, следует сеймостратиграфический комплекс, который отделяется от нижнего прерывисто-интенсивным отражением. В отличие от нижней границы, комплекс сверху завершает опорный горизонт отражений, принятый нами в качестве верхней границы майкопской серии отложений. Если определена верхняя граница майкопа, определено и начало среднего миоцена. Но он перекрывает нижний комплекс небольшим несогласием, поступающим с юга. Вместе с тем горизонт характеризуется своеобразной текстурой синфазных осей ОВ. Так продолжается выше до определенного времени, а затем происходит смена сейсмических фаций синфазных осей по криволинейной поверхности, принятой нами в качестве поверхности несогласия и границы раздела с сарматом. Ее перекрывает пенепленизированная граница следующего комплекса – миоплиоцена, отчасти запутанного напластования. Этот комплекс со слабо наклонной к югу текстурой по латерали постепенно сменяется с круто наклонными к северу синфазными осями ОВ и подошвенным налеганием на поверхность несогласия PreTertiary, что

свидетельствует о том, что осадконакопление происходило обломочным материалом, привнесенным с юга.

Стратиграфический уровень комплекса определяется нижним неогеном или меотис-понтон. Его перекрывает система осей ОВ, наклонённых в подошвенной части к югу, затем слабо к северу. В верхней части текстура этого горизонта принимает вид запутанного напластования. Горизонт в верхней части выравнивается и считается границей, отделяющей от современных отложений нижние. Нижний горизонт остается плейстоценом, перекрывающим нижний неоген угловым несогласием.

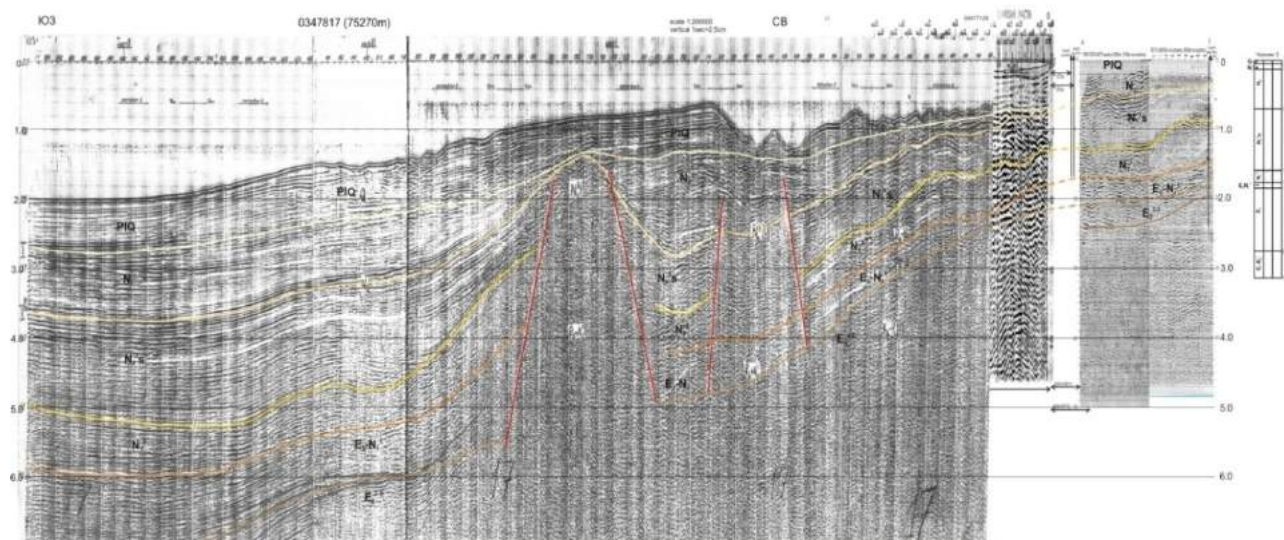


Рис.5.2.15. Временной разрез по профилям 347817 (в морской части) и 78817, 78713 (на суше)

Профиль 347817 и 78817-78713 длиной 90 км (рис.5.2.15), из которых 80 км расположено в морской части и 10 км – на суше, проходит между р. Чолоки и пос. Кобулети с северо-запада на юго-восток (рис.4.1). О корреляционной связи сейсмических стратиграфических комплексов морских и наземных разрезов было сказано выше, так же, как и о сложности и нечеткости взаимосвязи. На расстоянии 40 км от берега временной разрез по всей мощности то ли смят в «копны», то ли разорван по блокам, не ясно. Поэтому отражающие границы выделяются нечетко, а прослеживаются еще хуже. В отмеченном промежутке две такие «копны», отделенные разломами, лишены маркерных отражений. Тем не менее в этих «копнах» в первой справа – наполовину, а во второй – полностью определены эти структуры, и где только можно предполагать смятие майкопских и миоценовых отложений, проведены границы раздела между ними и отмечены на рисунке эти горизонты (рис.5.2.15). Ниже майкопской серии выделяется полный разрез эоцена; в нем предполагается преобладание среднего эоцена. В прибрежной и континентальной части мощность всего эоцена равна 1.6 сек. шкалы разреза, примерно – 3.5 км, а на сороковом километре она не превышает 0.5 сек, т.е. около 1 км. Дальше в глубь моря эти «копны» погружаются, а с ними погружается и вся система осадочного покрова. В морской части эоцен ограничен снизу поверхностью несогласия. Предполагается, что он, как и везде, представляет собой поверхность эродированного верхнего мела. Ниже этой плоскости запись временного разреза не читается. После смятия и ограничения с запада разломом вся осадочная толща, содержащая все стратиграфические комплексы от майкопских до четвертичных отложений, погружается сначала круто, затем полого. В конце же профиля подошва майкопского комплекса оказывается ниже 6 сек. записи. На какую глубину опускается здесь подошва осадочного слоя – остается загадкой.

Следующий рассматриваемый профиль скомбинирован из морского профиля AGC-20-29 и наземных профилей Line-9 (088219 и 078410). Ориентирован он в направлении Зугдиди-Анаклиа-море (рис.4.1). О взаимной увязке временных разрезов этих профилей было отмечено выше.

Было обращено внимание, в основном, на стратиграфическую увязку глубинных горизонтов. Однако, для верхних горизонтов это непростой вопрос. Дело в том, что в переходной части в акватории устанавливается структурный блок шириной в 10-12 км, приподнятый почти до уровня морского дна. В этой перемычке некоторые молодые ($E_3-N_1^1-N_1^{2-3}$) стратиграфические горизонты

северо-запада выклиниваются и замыкаются, а адекватные им горизонты из глубоководной части не достигают такой высоты. На рисунке они четко разграничены (рис.5.2.16).

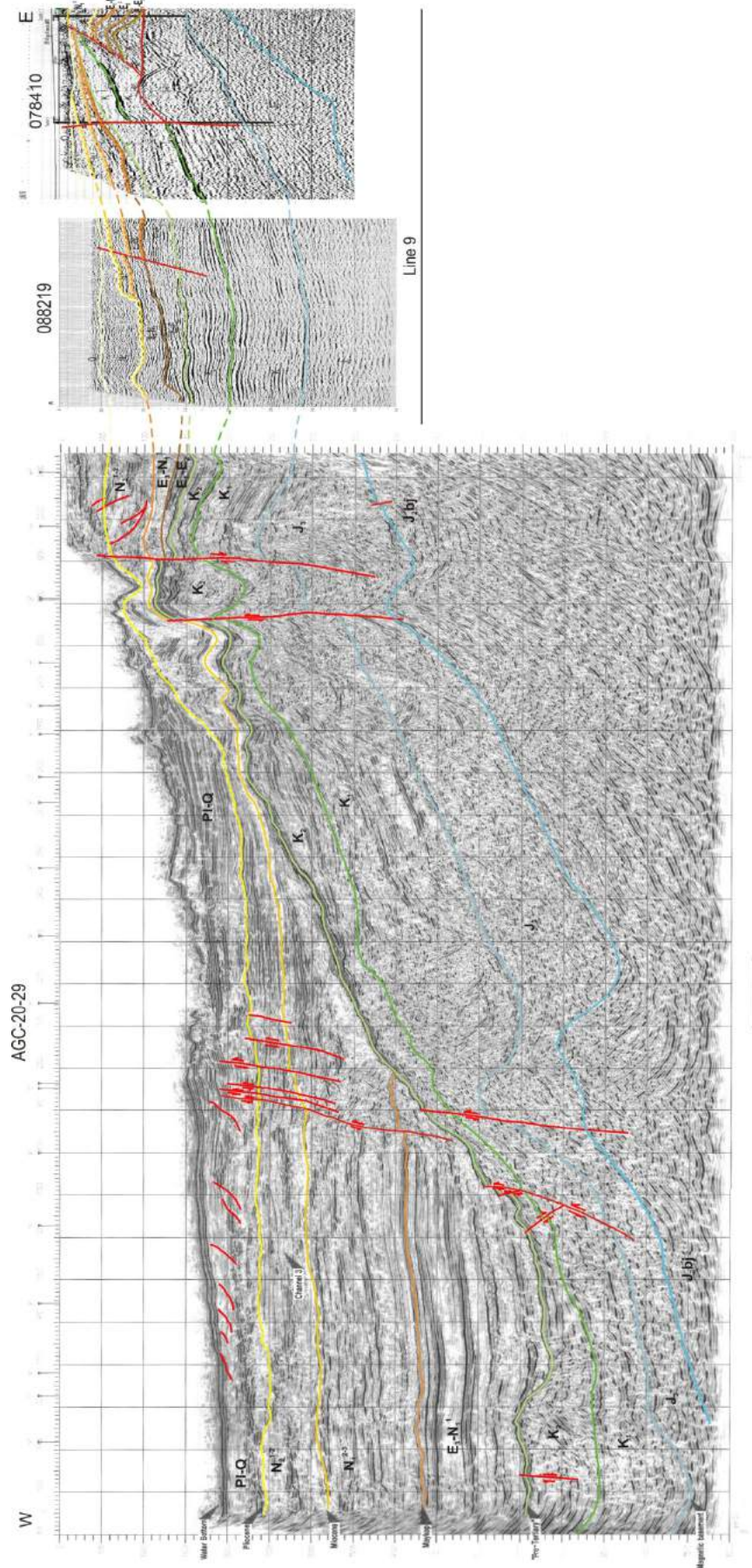


Рис.5.2.16.Временной разрез по профилям AGC-20-29 (морская часть) и 088219 и 078410 (на суше).

Для лучшего понимания структуры и сейсмостратиграфического характера данного временного разреза, начнем с того, что маркирующей особенностью здесь является граница раздела неоднородности среды, обозначенная плоскостью несогласия, плоскостью размыва – эрозионного среза, образовавшегося на континентальном склоне осадочного бассейна акватории Чёрного моря и приурочиваемого к верхней части верхнего мела. Так однозначно понимается этот феномен разреза всеми исследователями акватории бассейна Чёрного моря [Туголесов Д.А. [84,85], Басенцян Ш.А. [14], Вольвовский Б.С. [26], компания «Anadarko» и др.]. Этот горизонт несогласия отображается на сейсмических разрезах МОГТ однозначно хорошо и является репером в Восточном Чёрном море.

Таким образом, временной разрез данного профиля по характеру структурного строения разделен по горизонтали на мезозойскую и кайнозойскую части. Подошва мезозойских образований на материалах ОГТ Черноморского бассейна и Колхиды нигде не прослеживается. На данном профиле в правом нижнем углу первым снизу четко выделяется отражающий горизонт с общим южным наклоном и неровной поверхностью, похожей на трансгрессивное или регрессивное выравнивание и аналогичной по форме выше отмеченному несогласию - PreTertiary. Сам по себе этот горизонт является несогласием по отношению к выше и ниже расположенным горизонтам. По наземным съемкам ОГТ этот горизонт увязывается со средней юрой байосского яруса. «Ниже» подразумевается средняя юра, «выше» – верхняя юра. Среднеюрская граница несогласия играет роль аналогичную верхнемеловой границы, но в меньшем масштабе. Однако на морских профилях она не везде выделяется четко.

Верхняя юра на временных разрезах не отделяется четко от нижнего мела, но по магнитному полю здесь отбивается верхняя кромка магнитоактивного тела, которое интерпретируется как верхнеюрские вулканогены и вулканы трахибазальтового состава. Этот горизонт лежит под эвапоритами того же возраста в виде пласта с магнитоактивным эффектом. Поэтому выше этого горизонта с учетом мощности эвапоритов проводится кровля верхней юры.

Между верхней юрой и верхним мелом по этому профилю проходит горизонт отраженных волн. Морфология этой границы «согласуется» с общей морфологией пластов окружающей среды. По этим признакам она считается границей раздела верхнего и нижнего мела. Вместе с тем текстура синфазных осей ОВ аналогична текстуре нижнего мела наземного профиля Line-9, с которым проведена полная сейсмостратиграфическая увязка юрско-четвертичных образований. Поэтому характеристику других стратиграфических разделов не приводим; она и так иллюстрируются на рис.5.2.16.

6. Результаты компьютерной обработки геофизических полей

6.1. Метод общей глубинной точки (МОГТ)

С целью установления глубинного тектонического строения Восточно-Черноморско-Колхидской впадины в региональном плане по данным МОГТ составлены структурные карты на горизонтах, характеризующих, по нашему мнению, тектонику и геологическое развитие региона в аспекте нефтегазоносности исследуемой нами территории.

Структурное строение осадочного чехла Восточно-Черноморско-Колхидской впадины в региональном плане в пределах площади наших исследований начинает прослеживаться на материалах МОГТ с байосского яруса.

Одной из главных проблем в геологии является определение возраста геологических тел и прослеживание их по простиранию. На закрытых площадях она решается на основе керновых материалов глубоких скважин, зачастую удаленных на большие расстояния друг от друга. Используется метод корреляции геологических разрезов между ними, который порой бывает неправомерным, особенно в области интенсивной складчатости. В данном случае для их увязки используются способы сейсмостратиграфии. О принципах и возможностях этого метода было сказано в параграфе 3.2, и теперь пора показывать результаты их практического применения.

Геологическое описание мы начнем с восточной части бассейна Черного моря – с описания морфологии дна акватории Грузинского сектора и характеристики геодинамики современных и четвертичных образований. Они играют большую роль в формировании рельефа морского дна. Изучение характера седиментации и осадконакопления в современных условиях возможно в ретроспективном (актуалистическом) плане. Мы собираемся разобраться в аналогичной ситуации для толщ миоплиоценовых образований.

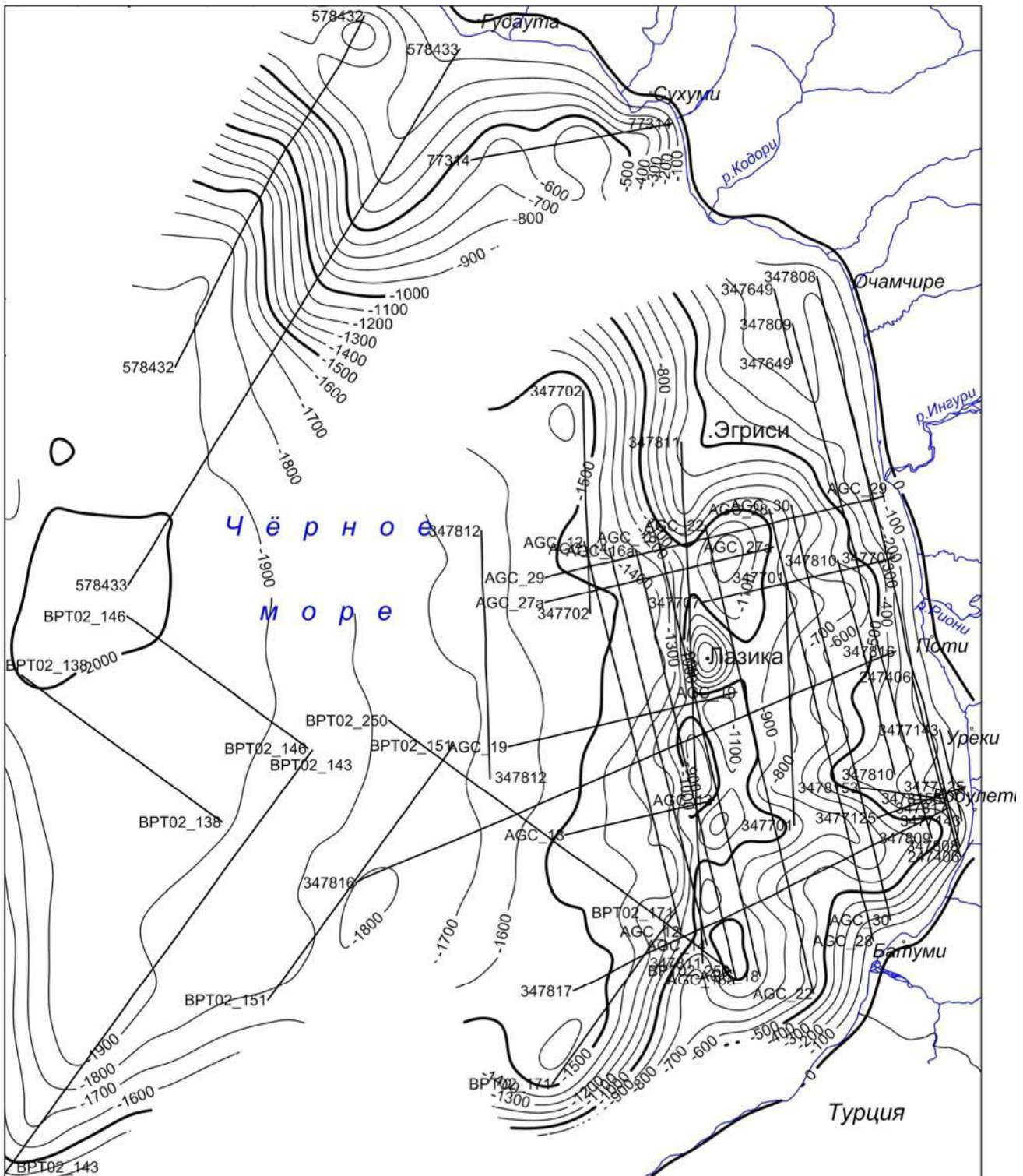


Рис.6.1.1. Карта рельефа поверхности дна акватории Восточного Черноморья⁴.

На рис.6.1.1 представлена морфоструктурная карта дна Грузинского сектора Черного моря и небольшой части прилегающего к нему Турецкого сектора. Она отображает восточную половину огромной плоскодонной глубоководной чаши с максимальным погружением 2 км, у которой края по Грузинскому сектору круто наклонены к юго-западу. Юго-восточная часть, край чаши южнее р.Ингури, сильно осложнена продольными (вдоль берега) прогибами и вершинообразным рельефом в левой части. В правой части склона прогибы сменяются поперечными руслоподобными углублениями различной ширины и амплитуды. Севернее р.Ингури сглаженная, слабо наклонённая к ЮЗ шельфовая часть моря представлена относительно возвышенными Гудаутским и Очамчирским

⁴ Восточное Черноморье-подразумевается Восточно-Черноморская впадина

шельфами; первый – в два раза большей площади. Шельфовая бровка на этих площадях отмечается изолинией с отметкой -500 м глубины. Такое разнообразие и различие морфологии шельфовой части моря, очевидно, обусловлено многими факторами. Это тектонические, климатические, географические (физические), речные факторы, дифференцированное колебание дна моря, объём вносимых реками материалов, циркуляционное течение морских вод и другие экзогенные процессы, которые трудно определить и учесть.

Мы попытаемся охарактеризовать некоторые факторы, увиденные и прочитанные нами на временных разрезах ОГТ в порядке, по нашему мнению, их значимости.

Сопоставлением морфоструктуры дна Грузинского сектора Черного моря (рис.6.1.1) с тектоническими картами ряда стратиграфических горизонтов основания дна (рис.6.1.5 и 6.1.11 и далее) показывает, что сходство прослеживается от верхнего неогена (миоплиоцена) до майкопа включительно. Оно настолько идеальное, что «вершины», именуемые нами «Лазика» и «Эгриси», зафиксированные на временных разрезах AGC-20-22 и AGC-20-28, на упомянутых картах и на морфоструктурной карте дна моря отображены удивительно идентично. Структура «Лазика» из-под километровой толщи морских вод чуть ли не выходит на поверхность. Комментарии о влиянии здесь тектонического фактора в формировании морского дна считаем излишними. На основе этих материалов приходит мысль о том, что какими бы ни были дальнейшие геологические процессы после освобождения от морских вод - рельеф морского дна останется реликтом, незаметно измененным.

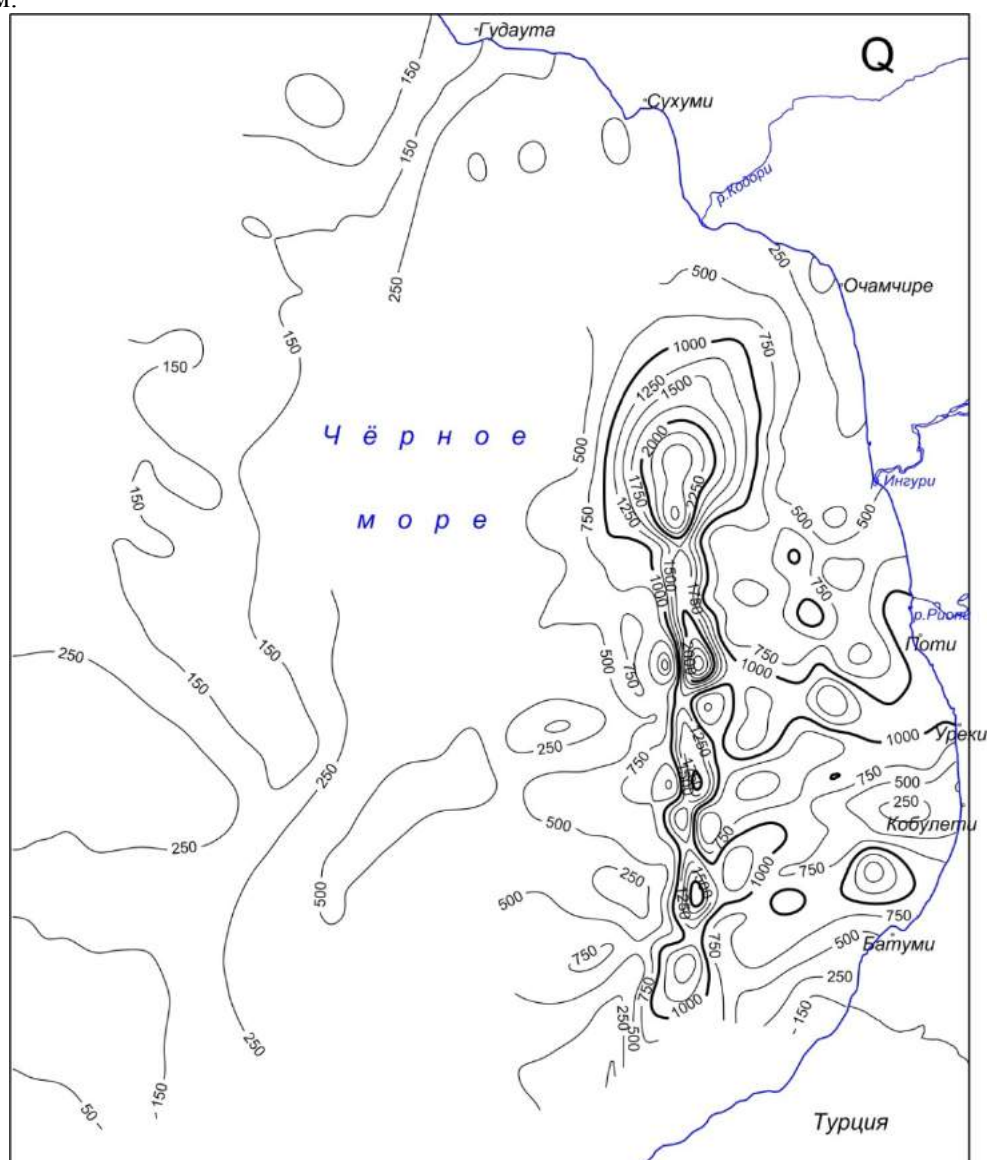


Рис.6.1.2.Карта мощностей четвертично-современных образований Восточного Черноморья

Не нужно подчеркивать, что в формировании рельефа дна акватории весьма важным фактором является питающая её речная система. Побережье Восточного сектора Черного моря окружают разнородные речные системы, которые, по-видимому, разные по своему гидрологическому характеру и вносимому ими в акваторию типу обломочных материалов.

По этим признакам их можно разделить на три части в поле зрения наших исследований - от р. Псоу до р. Ингури, от последней до р. Чорохи и от этой реки до р. Дегирмен (Турция). Ни одна из этих рек (кроме р. Чорохи), как горных, не имеет современной дельты, и палеодельты у них тоже не прослеживаются. Возможно р. Риони до переброски ее русла характеризовалась древней дельтой на месте г. Поти, где она впадала раньше. Однако здесь сейсмический профиль не проходит, и обнаружить древнюю дельту не получается. При отсутствии дельт со своим взвешенным материалом реки впадают в море с более высокой скоростью, что способствует удлинению транспортировки и распределения осадков привноса на склоне континента.

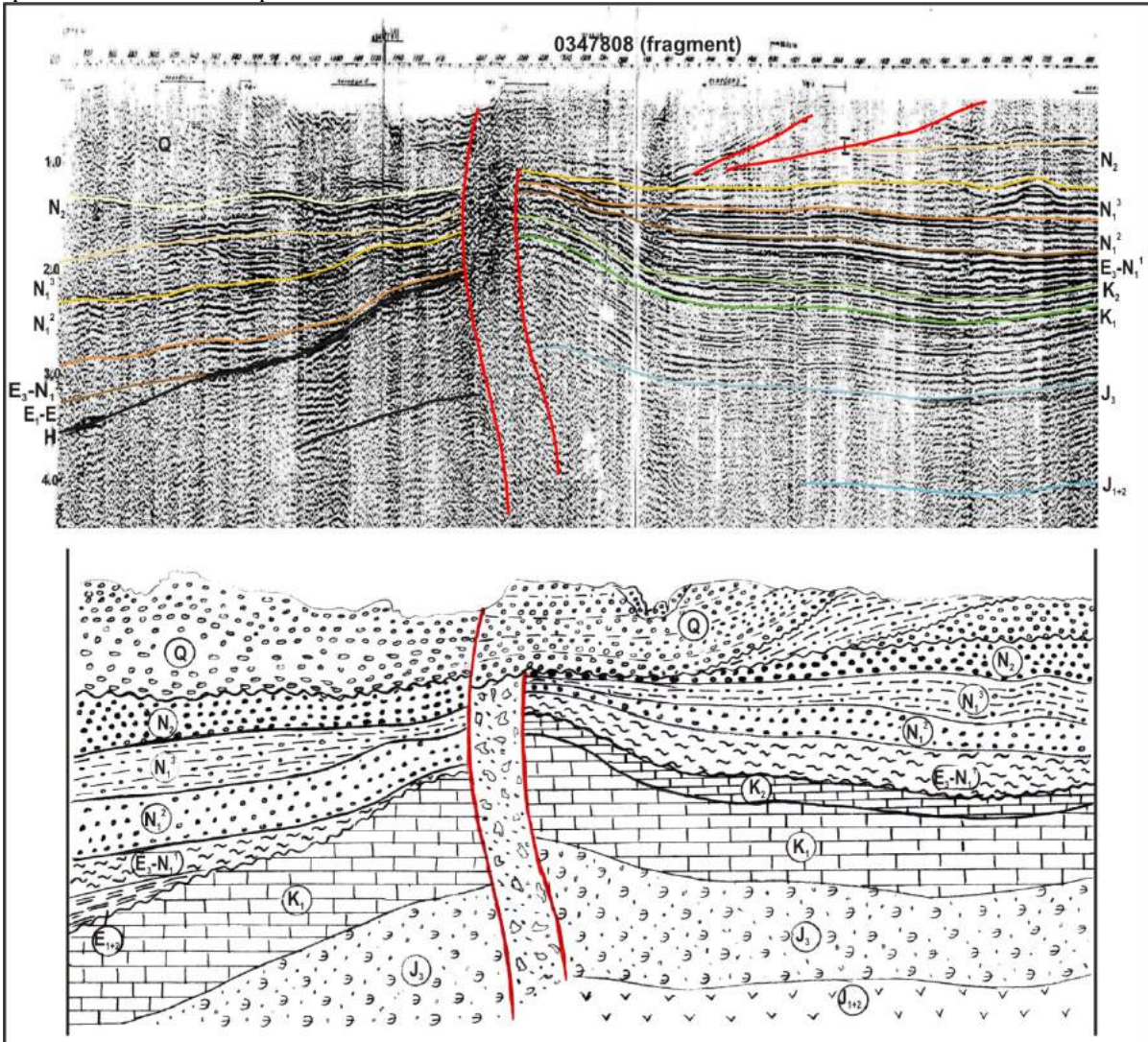


Рис.6.1.3. Фрагмент профиля 347808: а) временной разрез, б) гранулометрический состав и литофации

Следует отметить еще одну особенность отличия рек – разная глубина их русла при впадении в бассейн моря. У одних рек русло лежит прямо на поверхности, у других находится на глубине до десятка метров. Например, реки Ингури, Чорохи и Галидзга не имеют глубокого русла при входе в акваторию, а р. Супса и, особенно, р. Хоби отличаются глубоким руслом. В р. Хоби в конце, на расстоянии 300-400 м до устья, глубина русла опускается до 12-15 м. Вода здесь кажется стоячей, сток идет по низу коленообразного русла, прослеживаемого в акватории шире и с большей глубиной. Еще одним примечательным фактором формирования морского дна является характер подводной речной системы, продолжающей систему впадающих в море рек. Не все реки имеют русловое продолжение в акваторию. Ни одна из северных рек, впадающих в Гудаутско-Очамчирскую

шельфовую акваторию не имеет подводного русла (рис.6.1.1). Они как-то сгруппированно, широким фронтом вступают в акваторию, и так же широким фронтом расширяются там вместе с вносимыми ими материалами, которые неравномерно распределяются на неровной поверхности этой части акватории.

Прибрежная полоса акватории Восточного Черноморья шириной 60-70 км по морфоструктуре дна и мощности четвертичных отложений (рис.6.1.2) адекватно делится по речному делению, отмеченному выше. Примерно аналогичное деление замечается на всех стратиграфических горизонтах до верхнего мела. Весьма интересный и загадочный вопрос!

Реки, впадающие со стороны Колхиды, по-разному взаимодействуют с акваторией при формировании морского дна шельфовой части. Р.Ингури не имеет глубокого подводного русла, но зато имеет аводельту, которая прослеживается на двух параллельных профилях МОГТ, расположенных друг от друга в 5-6 км, а от берега первый – в 4.5 км (рис.6.1.3 и 6.1.4). Далее этих профилей вглубь моря на 44 км профили МОГТ не проходят, и продолжение аводельты в этом направлении неизвестно. Интерес представляет описание этой постройки, которая похожа на разрушенную древнюю крепость, вдоль и поперек.

На первом от берега профиле 347808 (рис.6.1.3) на врезках временного разреза вдоль разреза можно заметить на дне морских вод центральное углубление по руслу р.Ингури, довольно широкое и глубокое, а по бокам – вроде ответвления меньшей глубины и ширины. Ниже морских вод на глубине временной разрез четко разделяется на две части по интенсивности и рисовки осей отраженных волн: верхняя – рыхловатой структурой стратифицирована четвертично-современным возрастом, нижняя – верхним неогеном, а между ними проведена линия раздела. Следовательно, верхнюю часть отложений можно считать результатом действия р.Ингури.

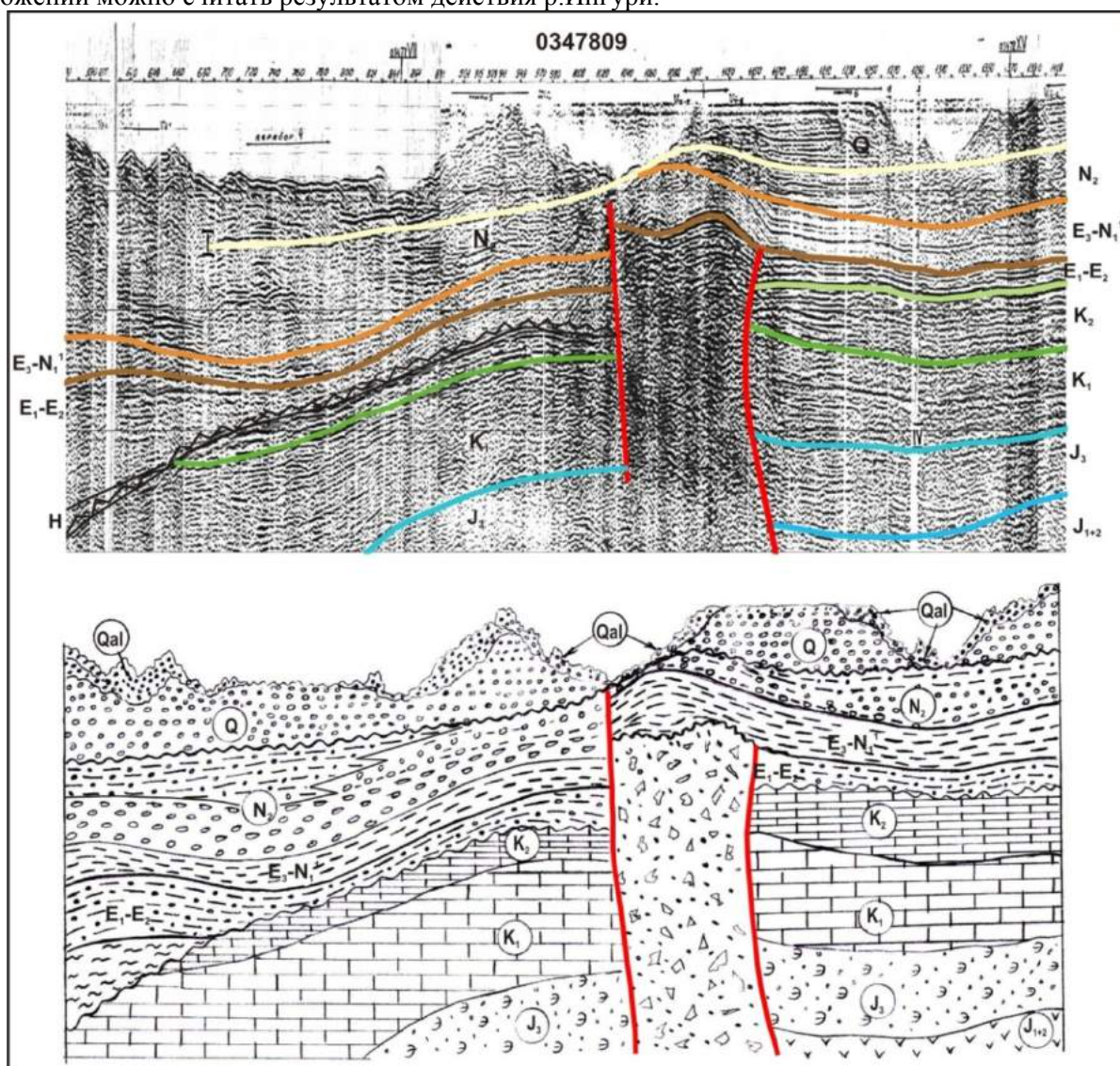


Рис.6.1.4.Фрагмент профиля 347809: а) временной разрез, б) гранулометрический состав и литофации

Зато здесь же рядом, как было сказано, глубоким руслом характеризуется р. Хоби. Не доходя до берега моря 0.3-0.4 км дно ее русла опущено на 10-15 м (рис.6.1.4). В 6-7 км от берега эта система рек поворачивает на юг и попадает в широкую «межгорную» впадину, и оттуда в глубоководную область. Реки Хоби и Риони имеют общее русло и единым фронтом впадают в вышеотмеченную подводную впадину.

Реки Супса-Урекского бассейна отличаются широким и длинным руслом, через которое они соединяются с глубоководной частью бассейна. Самое глубокое каньонообразное русло от берега и до самой глубоководной части выработано реками Чолокского и Натанебского бассейна. Они прямым сообщением питают глубоководную часть водами и разрушенным материалом. Р.Чорохи также попадает во впадину через подводное русло.

А теперь проследим, как отразились внешние факторы в сочетании с факторами внутренней обстановки акватории на морфологии ее дна.

Если посмотреть на рисунок морфологии поверхности морского дна Восточно-Черноморского бассейна, нетрудно заметить её четкое расчленение на четыре части, характеризующиеся совершенно различными – морфоструктурой, мощностью и гранулометрическим составом подстилающих четвертично-современных образований. Это – а)Колхидская прибрежная часть с Аджарией; б)Абхазская; в)Турецкая и г)Центрально-глубоководная часть.

Первая (а) – представляет собой «кавказского типа сооружение», сформированное «хребтовой частью и плоскогорьем», простирающееся в меридиональном направлении. Отклонение высот от базисной изолинии хребта (-1000м) вниз равно 200-300 м, а вверх – максимум 600 м («гора Лазика» не достигает поверхности вод, оставаясь на глубине 150-200 м, а г.«Эгриси», которая находится севернее – на глубине 300 м). Здесь мощность четвертично-современных образований колеблется от 100 до 2500 м, с широким ассортиментом гранулометрического состава. Это каньонообразное ущелье представляется нам сборищем крупных подводных рек, впадающих со стороны Абхазии и Колхиды и образующих мутные потоки турбитидов, попадающих в глубоководье бассейна. Подтверждением такого представления являются фрагменты из аводельт (рис.6.1.3 и 6.1.4), где в верхнем потоке русла над прозрачной водой получены отражения диффрагированных волн, очевидно от взвешенных турбитидов.

Вторая часть (б) – Абхазская характеризуется в начале слабым наклоном дна к югу (Гудаутско-Очамчирский шельф), продолжающимся до изоглубин в 500 м и отмеченным также на временных разрезах шельфовыми бровками. Затем начинается континентальный склон с крутым углом до глубины в 1500 м, где происходит выполаживание наклона дна. Здесь на шельфе мощность четвертично-современных образований от побережья на юг меняется от 500 до 200 м, а на склоне до самого центра глубоководья меняется от 400 до 100 м.

Турецкая часть морского дна (в) начинается крутым наклоном на север и через пару десятков километров опускается до глубины 1500 м, где имеется признак окончания континентального склона. Мощности четвертично-современных образований равномерно распределены и изменяются с юга на север от 1500 до 500 м, но имеют неоднородный гранулометрический состав.

Огромная чашеобразная котловина (г), вторая половина которой находится в западной части за рамками рисунка, характеризуется слабо наклонённым к центру дном от -1500 до -2000 м. На этой площади покоятся четвертично-современные отложения мощностью от 500 до 100м, с преобладанием мощности в 300-200 м (рис.6.1.2).

В верхнем неогене (N_2) объединены отложения меотис-понта и плиоцена. На временных разрезах акватории они неразделимы, а в континентальной части редко выделяются одновременно, чаще раздельно, фрагментарно и неодинаково уверенно, поэтому предпочтение дается их объединению с единым индексом (рис.6.1.5).

В целом, горизонт в акватории выделяется под покровом четвертично-современных образований отличной сейсмостратиграфической записью или несогласным налеганием и нередко наличием между ними маркирующих отражений. В Колхиде на временных разрезах этот горизонт часто начинается с первых вступлений, поскольку современные образования остаются в теневой полосе отражений. На томографических разрезах преломленных волн горизонт N_2 вместе с современными образованиями выделяется интервальной скоростью 1300-2500 м/с.

В структурном отношении самым приподнятым является Центрально-Мегрельский брахиструктурный Сатанджо-Эки-Абадатский кряж с отметкой абсолютного нуля, от которого на восток горизонт погружается в Одишскую депрессию. На юго-запад к акватории моря ступенеобразно через носовой выступ, проходящий от Очамчире по побережью и далее в море, горизонт опускается

синклинорнообразно, чем дальше, тем глубже в глубоководную часть. Оси всех этих структур ориентированы субмеридионально.

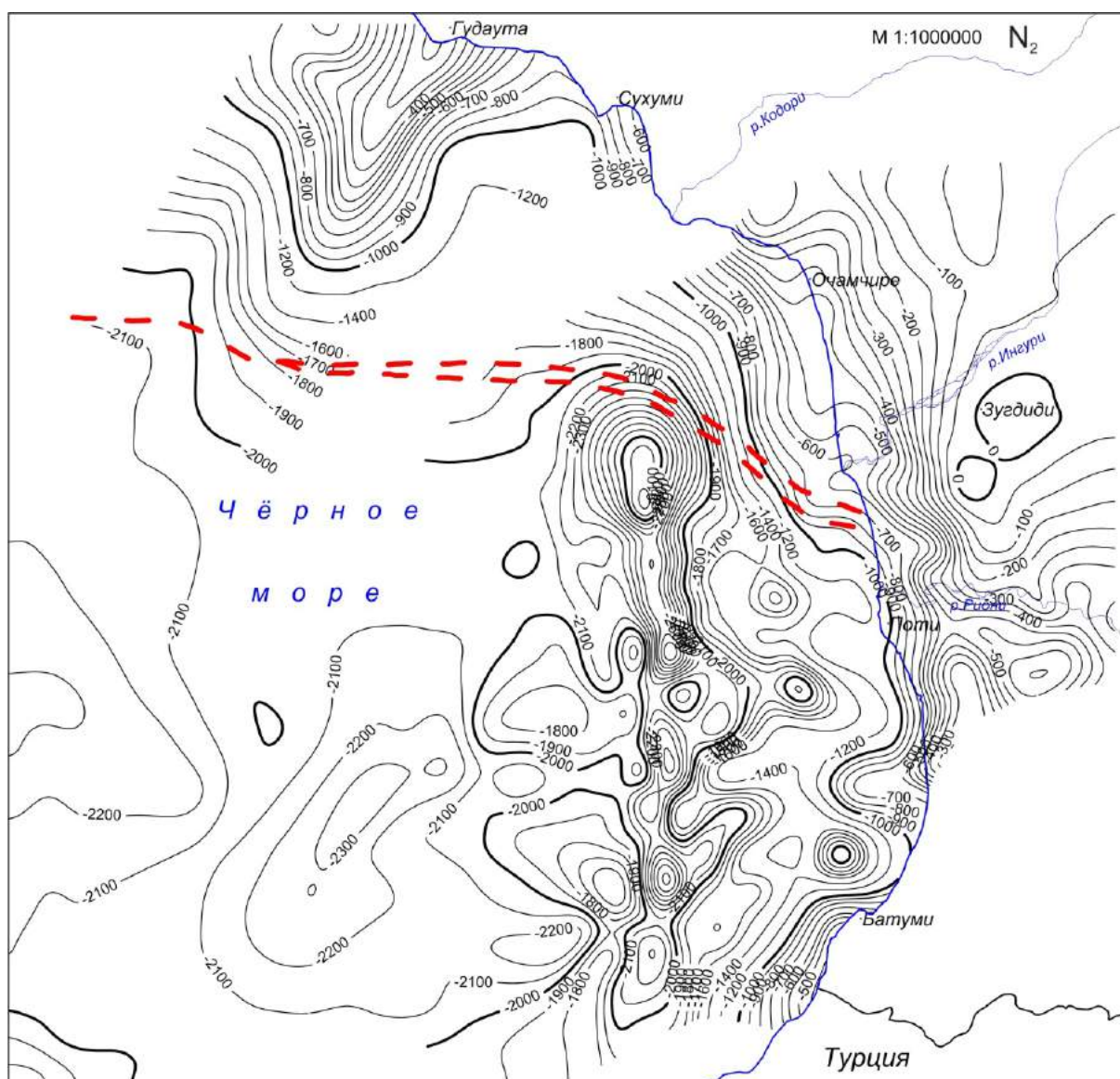


Рис.6.1.5. Структурная карта отложений верхнего неогена N_2 Восточного Черноморья.

На рисунке 6.1.6 представлена схема распределения мощностей верхнего неогена акватории Восточно-Черноморской впадины. Она своеобразно структурирована в широтном направлении противоположно поверхности самого горизонта; ни тому, ни другому не имеется объяснения. Не исключено нахождение этого горизонта в центре нулевых изолиний. На этом рисунке наблюдается ортогональная зональность изменения мощностей, связанная со структурным строением горизонта.

Таким образом, в Колхиде верхний неоген на суше ограничен периферийной депрессией и состоит из неразделимых отложений меотис-понта с плиоценом. Этот горизонт здесь выделяется своеобразной литофацией и сейсмической текстурой синфазных осей ОГТ. За Лихским перевалом в Куринской депрессии верхний неоген имеет другое литофациальное содержание, стратиграфическое деление и, что немаловажно, сейсмотрапиграфически четкое текстурное опознавание.

Ачкагил – первый стратиграфический горизонт, который прослеживается на временных разрезах Восточной Грузии и занимает всю Куринскую депрессию, главным образом ее левобережную часть. В структурном отношении он простирается вдоль депрессии (Картли), а в поперечном простирании восточнее Тбилисского меридиана чередованием погруженной и приподнятой поверхности $\pm 200-300$ м по отношению к абсолютному нулю (рис.6.1.7).

Морфология поверхности ачкагила отражает не только структуру тектоники, но находится в корреляционной зависимости с рельефом, частично с эрозионным срезом; нередко наблюдается

синформная складчатость в мульдах крупных структур. На площади Диди Шираки и в ее окрестностях нередко встречаются горизонты акчагила пликативно, слабо, но дислоцировано или совместно с ширакской свитой, принимающие участие в формировании общей структуры. Структуры изоглубин поверхности акчагила от Мцхета-Мухранской депрессии до восточной границы Грузии с Азербайджаном имеют каскадно поперечное простирание изоглубин и совпадающее с ними попеременное изменение: вогнутости и выпуклости рельефа $\pm 300 \div 400$ м. Только на Проне-Тирифонской депрессии изоглубины горизонта простираются в широтном направлении. На этой равнине изоглубины максимально опущены до -150 м, к востоку они поднимаются до абсолютного нуля, по Мцхетскому меридиану опускаются до -200 м, на Самгори-Гомборской площади поднимаются до 1000 м высоты, а в Удабно-Кизихской зоне опускаются до -250 м. В Чебондаг-Дедоплисцкаройской зоне изоглубины акчагильского горизонта находятся на высоте $+300 \div 400$ м от абсолютного нуля. В Ширакско-Эльдарском погружении с Алазанской равниной акчагильские отложения занимают обширную площадь с тремя максимумами - $400 \div 500$ м.

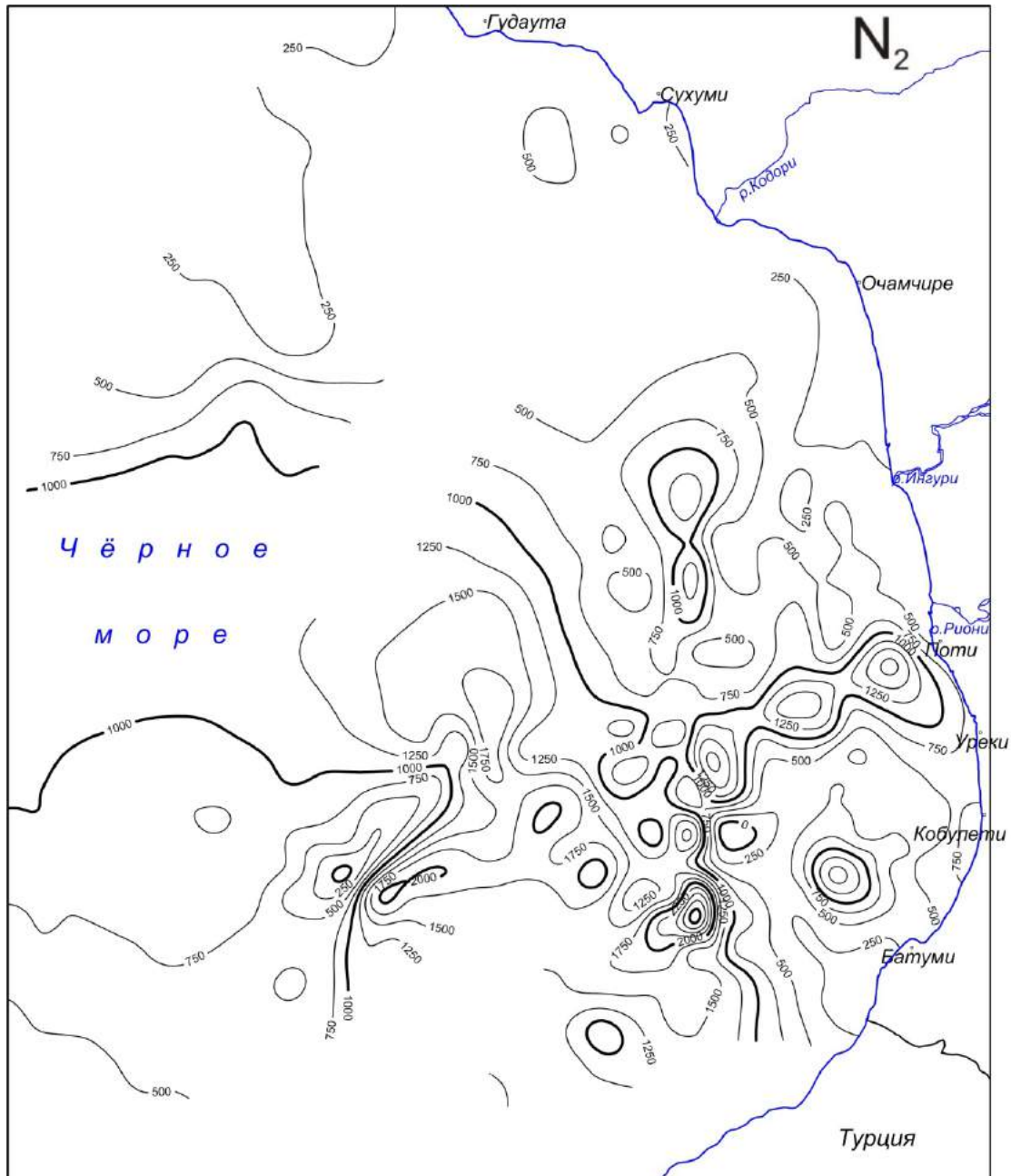


Рис.6.1.6. Схема распределение мощностей отложений верхнего неогена N_2 Восточного Черноморья и Колхиды.

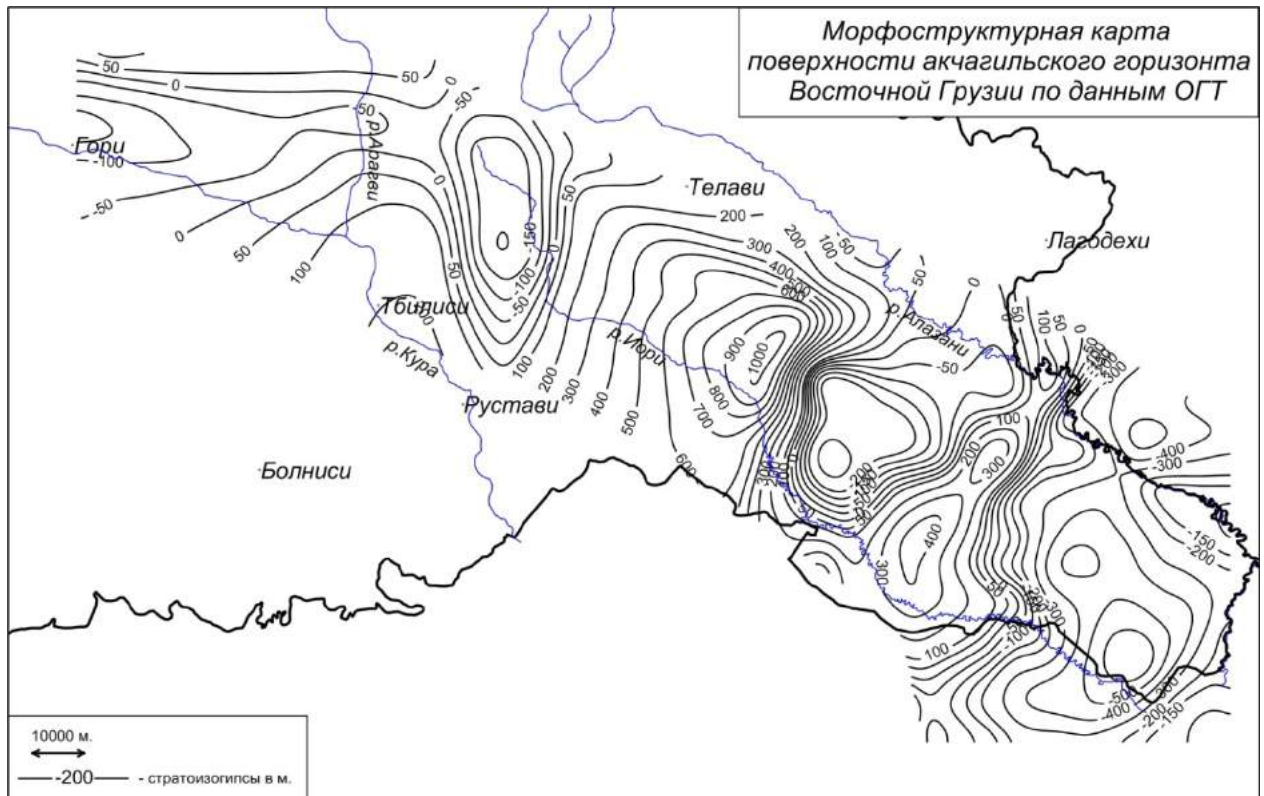


Рис.6.1.7. Морфоструктурная карта акчагильского горизонта Восточной Грузии.



Рис.6.1.8 Морфоструктурная карта меотис-понтского (m-pn) горизонта (Восточная Грузия)

Ареал распространения горизонта меотис-понта на территории Восточной Грузии ограничен Гори-Мухранской депрессией и Гарей Кахети. В первой он не выделяется в тектонике местности особенностью строения и состава. В Гарей Кахети тектонически расположен на различных уровнях разреза осадочного слоя и характеризуется различной формой залегания – автохтонной, паравтохтонной, алохтонной, находясь в сбросовом и надвиговом положении. Все эти формы отражены на схеме структурной карты (рис.6.1.8). На этой схеме проведены изолинии 4-х различных цветов, и значит горизонт, разделенный разломами, находится на 4-х различных уровнях.

В Восточной Грузии акчагил по площади существенно перекрывает площадь меотис-понта, часто угловым несогласием (временной разрез профиля ОГТ 028207) и принимает участие в последующих складкообразованиях (тот же временной разрез). Горизонт акчагила, несмотря на то, что является грубобломочным, грубо обкатанным, в сейсмостратиграфическом отношении выделяется тонкослоистой текстурой и по аналогичным признакам отличается от меотис-понта Алазанской депрессии, Шираки и др.

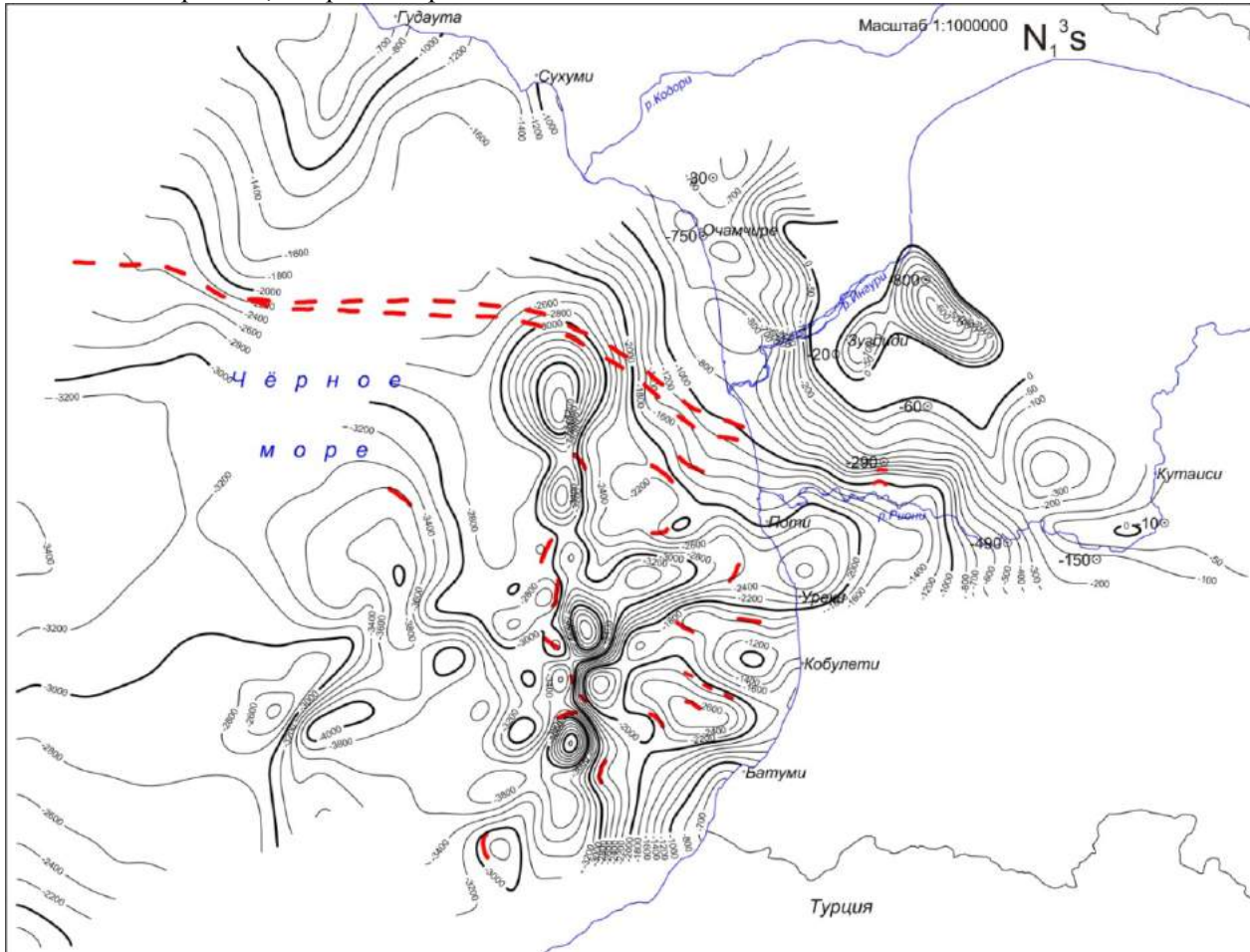


Рис.6.1.9. Структурная карта поверхности отложений сарматского яруса (N_1^3s) Восточно-Черноморского бассейна и Колхиды.

Отложения сарматского яруса (рис.6.1.9) широко распространены в межгорной депрессии Грузии. Они занимают ведущее место в строении этого региона и являются перспективными с точки зрения нефтегазоносности. Структурное отображение и литофациальный состав, а также некоторые параметрические характеристики физических свойств указывают на благоприятные условия образования и накопления углеводородов, что немаловажно.

О характере сейсмостратиграфической корреляции данного горизонта было сказано выше, однако не будет излишним отметить, что в этом плане горизонт сармата в акватории Восточного сектора Черного моря прослеживается повсеместно и довольно уверенно, чему свидетельством является сама карта (рис.6.1.9), на которой плотность изолиний достаточно высока. Этого нельзя сказать в отношении прослеживания горизонта в Колхидской впадине. Здесь сарматские отложения на временных разрезах ОГТ, в основном, прослеживаются по Рионской депрессии со свойственной им сейсмической фацией (текстурой). На других площадях той же впадины они не были отложены или были смыты-утончены с последующей трансгрессией до неопознавания.

В тектоническом отношении в региональном плане на уровне сарматского горизонта картина расчленения акватории Восточного Черноморья к Колхиде немного изменена, но, в общих чертах, она все же определяет структурную тектонику региона (рис.6.1.9). На этом рисунке структурный план расширен в юго-западном направлении и уплотнен в поперечном к нему направлении. Характерной чертой этого структурного горизонта являются преобладание отрицательных структурных форм, которые занимают большую площадь по ширине и простиранию, нежели

положительные. В акватории Колхидской прибрежной части оба типа структур простираются с северо-востока на юго-запад, имеют слегка дугообразную форму с искривлением в сторону правого угла. Среди этих синклиналей или «синклиналиев» узкой полосой втиснуты цепи антиклинальных «бугорков», прослеживаемых между впадинами рек Риони и Кобулети и на широте Батуми. Навстречу Риони-Потийской цепи антиклинального кряжа с южного левого угла через центральную впадину прослеживается довольно крупная антиклиналь или поднятие с вертикальной амплитудой в 400 м.

На продолжении в Колхиду, как было отмечено выше, горизонт сармата прослеживается фрагментарно в Рионской депрессии. О характере распространения и структурном плане этого горизонта невозможно составить полной картины. Тем не менее, с привлечением данных геологии и скважин, в порядке первого приближения, этот пробел был восстановлен. По сейсмическим данным в отмеченной депрессии выделены две структуры отрогового типа. Одна – отходящая от Нигоитского хребта и идущая по Рионской депрессии в виде структурного носа, вторая – прослеживаемая от Менджи до Кулеви с недостроенным северным крылом. Через разломную структуру она примыкает к Цаишской моноклинальной форме, за которой на севере развита Одишская депрессия, опущенная на этом горизонте до -2500 м.

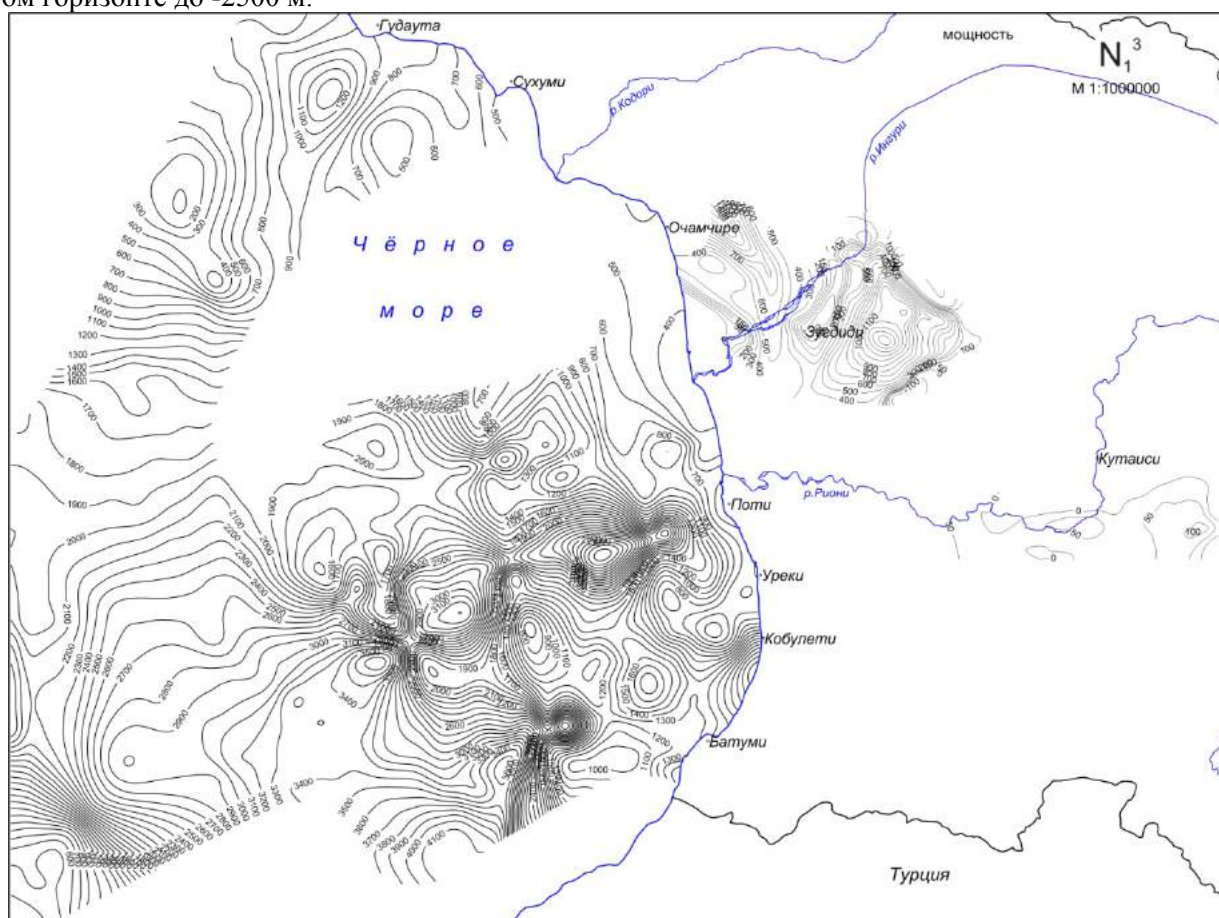


Рис.6.1.10. Карта распределения кажущихся мощностей отложений сарматского горизонта N_1^3 .

Мощности основных стратиграфических горизонтов (рис.6.1.10) определены нами по данным ОГТ способом разности залегания глубин подошвы и кровли данного горизонта без учета параметров структурной тектоники, которые являются кажущимися, поскольку неточны, однако достаточны для использования первого приближения.

Структура мощностей отложений сарматского горизонта в морской части, похоже, аналогична структуре самого горизонта. Этот горизонт в прибрежной части Колхиды характеризуется изменчивой мощностью. Здесь можно наблюдать ее изменение от 500 до 3000 м. На Гудаутско-Очамчирском шельфе мощность горизонта изменяется от 1000 до 250 м, а на «континентальном склоне» от 1000 до 1750 м. В глубоководье она изменяется от 2000 до 4000 м с запада на восток, а на Турецком шельфе от 500 до 2000 м по наклону шельфа.

В Куринской депрессии широко распространен верхний миоцен-сармат, который разделяется на три полных отдела. При этом они также прослеживаются сейсмостратиграфическим способом раздельно в виде маркирующих горизонтов. Они отражают многие геологические процессы того периода и являются здесь определяющими тектонику всего верхнего неогена. Поэтому мы должны рассмотреть их более детально.



Рис.6.1.11. Морфоструктурная карта верхнего сармата ($N_1^3S_3$) Восточной Грузии.

Верхний сармат Восточной Грузии как бы разделен на две части (рис.6.1.11). Западная часть прослеживается от с Шиндиси, примерно, до с. Гомбори. С севера она ограничена предгорьем депрессии, а с юга р. Курой, по которой прослеживается южная граница до г. Мцхета, а затем проходит по южному борту Эрцойской депрессии прямо до Гомборского перевала. По Гори-Мухранской депрессии до Гомборского хребта проходит на север круто наклоненный разлом-надвиг, который нарушает структуру данного горизонта и глубоко под крутым углом опускается на север, а надвиг частично перекрывает на юге автохтонную базисную структуру.

Вторая часть начинается от Кила-Купринско-Телавского меридиана и распространяется по всей Гаре-Кахетинской территории до границы республики Грузия. Площадь верхнего сармата с севера ограничена Цив-Гомборским хребтом, с юга государственной границей, совпадающей с р. Иори.

В тектоническом плане почти весь верхний сармат представлен как бы двумя слоями: нижним автохтонным, не испытавшим перемещение в пространстве (на рис.6.1.11 показан черными изолиниями) и перекрывающим горизонтом того же возраста (зеленым цветом).

Этот горизонт в структурном отношении также представлен двумя «этажами» с не повторяющимися друг друга конфигурациями. В нижнем этапе прослеживается тенденция по депрессивному простираению изоглубин, с отдельными овальными провалами того же простираения. В верхнем «этаже» преобладают овальные неглубокие провалы меридионального простираения, которые под разными углами пересекают изоглубины нижнего горизонта.

Средний сарматский горизонт полностью перекрывает Куринскую депрессию в пределах Грузии и занимает площади немного шире верхнего сармата. В то же время его изоглубины характеризуются четко выраженным диагональным простираением, совпадающим с простираением депрессии (рис.6.1.12).

В тектоническом плане горизонт среднего сармата можно разделить на две части от р.Проне до р.Иори и далее до границы с Азербайджаном. Первая часть характеризуется продольными и поперечными пликативными нарушениями, и структуры в целом наклонены довольно круто на север.

В структурном отношении интерес представляет вторая часть, где развиты брахиформные структуры с преобладанием синклинальной формы. Вторая тектоническая особенность здесь – это тектонические покровы, правда, с меньшей площадью распространения, чем аналогичный покров верхнего сармата (на рисунке показан зеленым цветом).

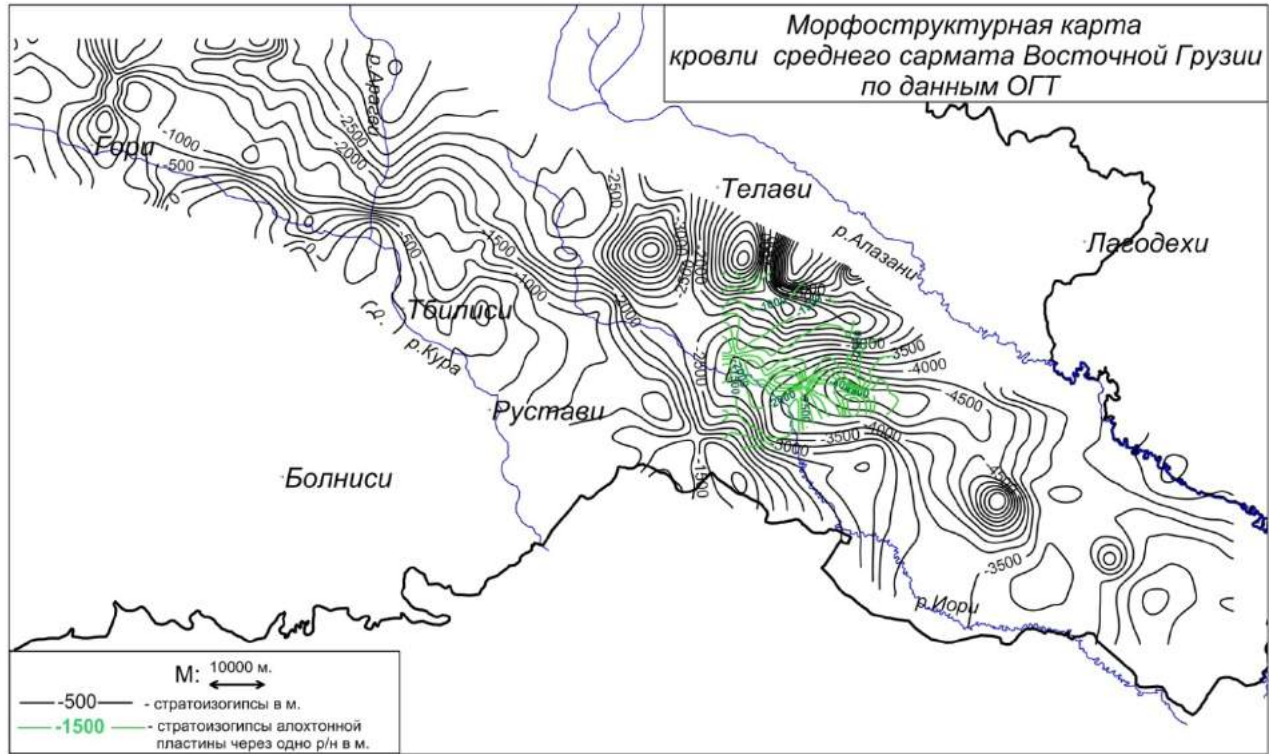


Рис.6.1.12. Морфоструктурная карта среднего сармата ($N_1^3 S_2$) Восточной Грузии.

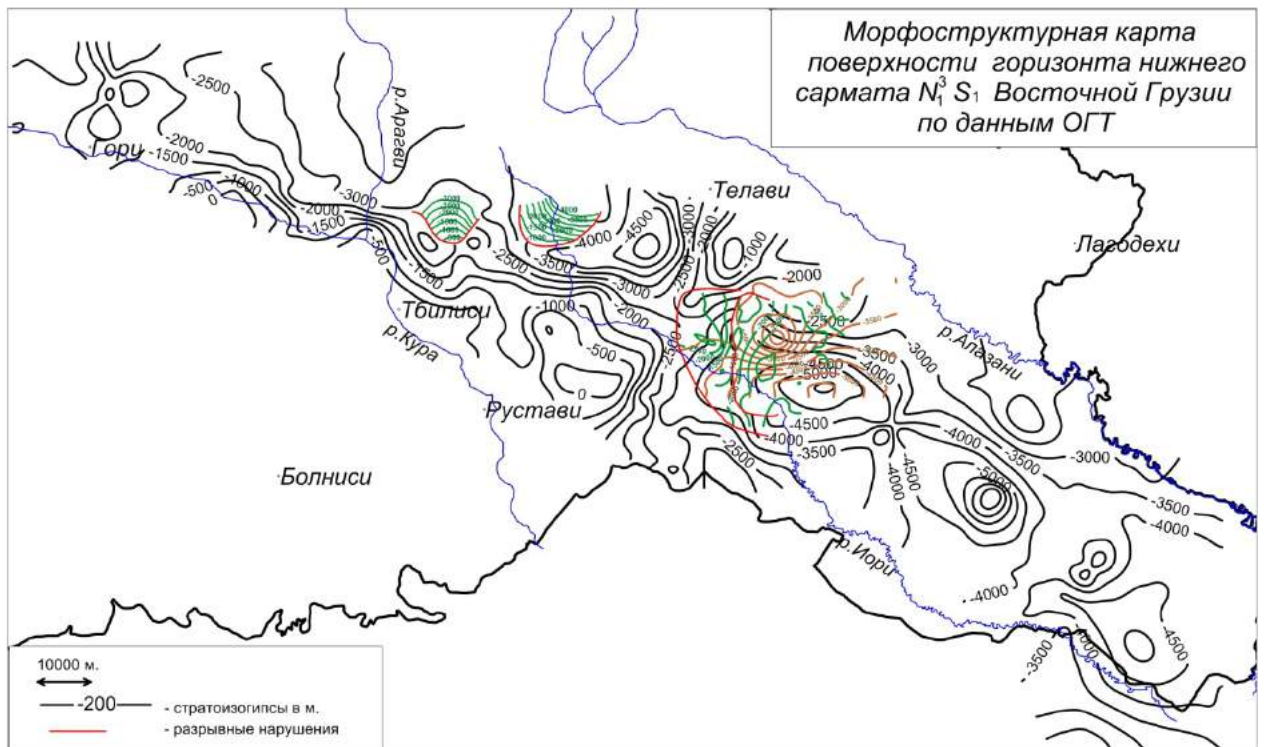


Рис.6.1.13. Морфоструктурная карта нижнего сармата ($N_1^3 S_1$) Восточной Грузии.

Нижний сармат распространен на той же территории, что и верхние его части с той небольшой разницей, что он выступает за пределы их распространения. В тектоническом отношении этот горизонт определяет морфологию верхнего неогена в целом (рис.6.1.13). Покровные пластины того

же возраста разноцветны. Распределены они в восточной части территории фрагментарно, значит связаны с разными разломами, с разрывной тектоникой разной природы и формы, обуславливающей перекрытие складчатой системы на разном стратиграфическом и гипсометрическом уровне.

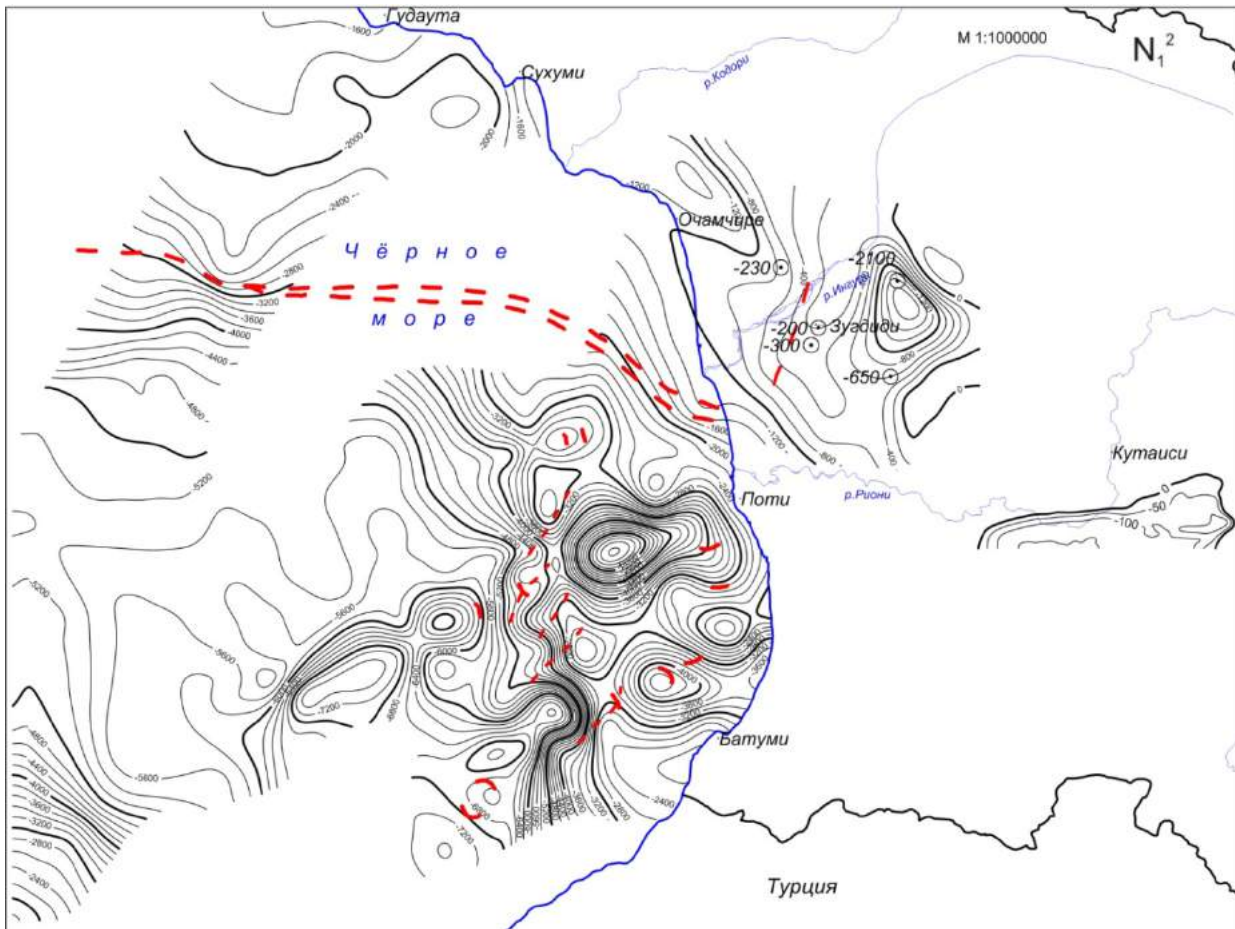


Рис.6.1.14. Структурная карта Восточного-Черноморья и Колхиды. Поверхности отложений среднего миоцена (N_1^2).

Общая морфология поверхности горизонта среднего миоцена Восточно-Черноморской впадины (рис.6.1.14) унаследована, главным образом, от ниже него расположенного горизонта. Ее можно разделить на части: 1)самую приподнятую, волнообразную – Гудаутско-Очамчирского шельфа; 2)континентальный склон южнее этого шельфа и регионального разлома; 3)прибрежную к Колхиде складчатую зону; 4)глубокую корытообразную впадину с каймой на глубине 5000 м и с самой погруженной частью дна 7500 м и 5)континентальный склон со стороны Турецкого шельфа с глубиной от 2000 до 5000 м.

В структурном отношении интерес представляет прибрежная складчатая зона Колхиды с положительными структурами. По занимаемой площади и амплитуде (500-750 м) они значительно уступают структурам противоположных форм, но при прочих благоприятных условиях вполне могут быть продуктивными. Таких структур здесь всего 2: от Рионской аводельты и на широтах Натанеби и Чолоки.

Мощности горизонта среднего миоцена на площади Колхиды не определяются из-за разобшенного и фрагментарного распространения подстилающегося под ним майкопского горизонта (рис.6.1.15). В морской части территории изомощности среднего миоцена по конфигурации коррелируются с морфоструктурой поверхности самого горизонта и характеризуются правосторонним диагональным простирием. Эта морфоструктурная карта полосчатого левостороннего диагонального простириания делится как бы на три части: южную – между Батуми и Анаклией; среднюю – между Анаклией и Сухуми; северную – между Сухуми и Пицундой. Они различаются не только конфигурацией изомощностей, но также мощностями и их изменчивостью по простирианию.

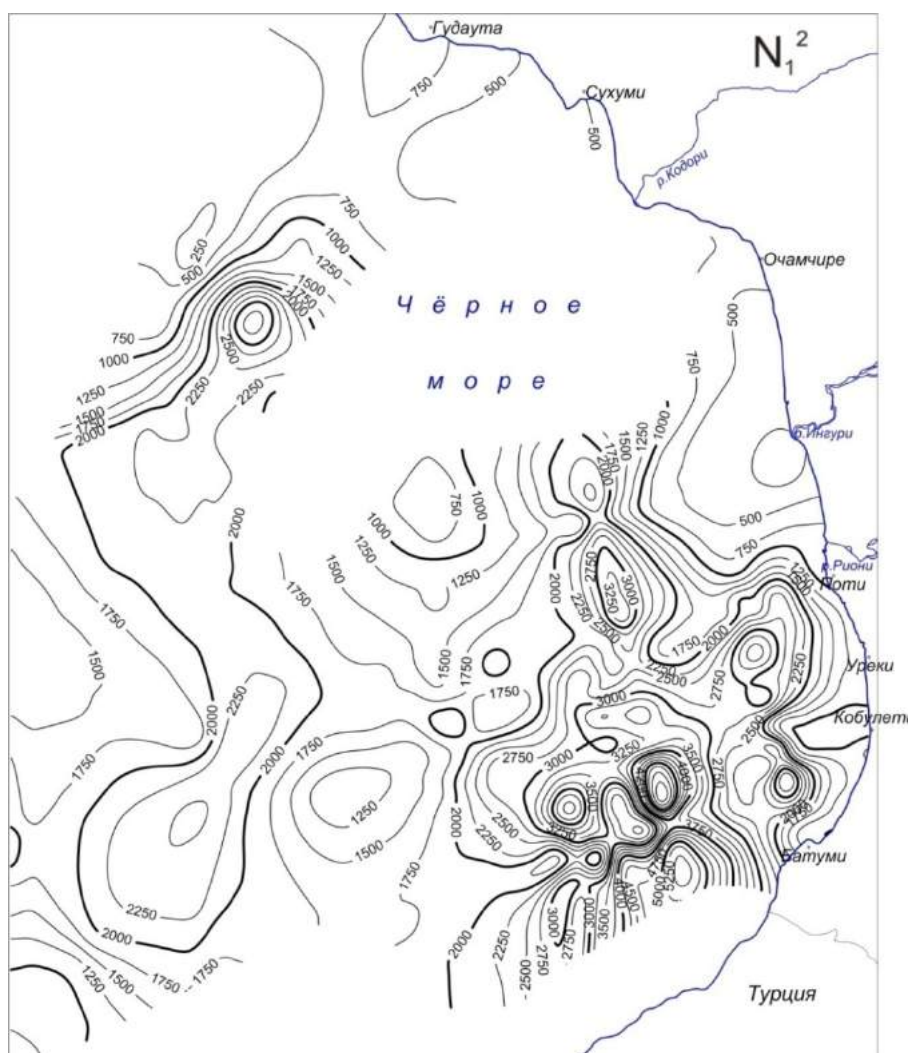


Рис.6.1.15. Карта распределения кажущихся мощностей горизонта среднего миоцена (N_1^2) Восточного сектора Чёрного моря.

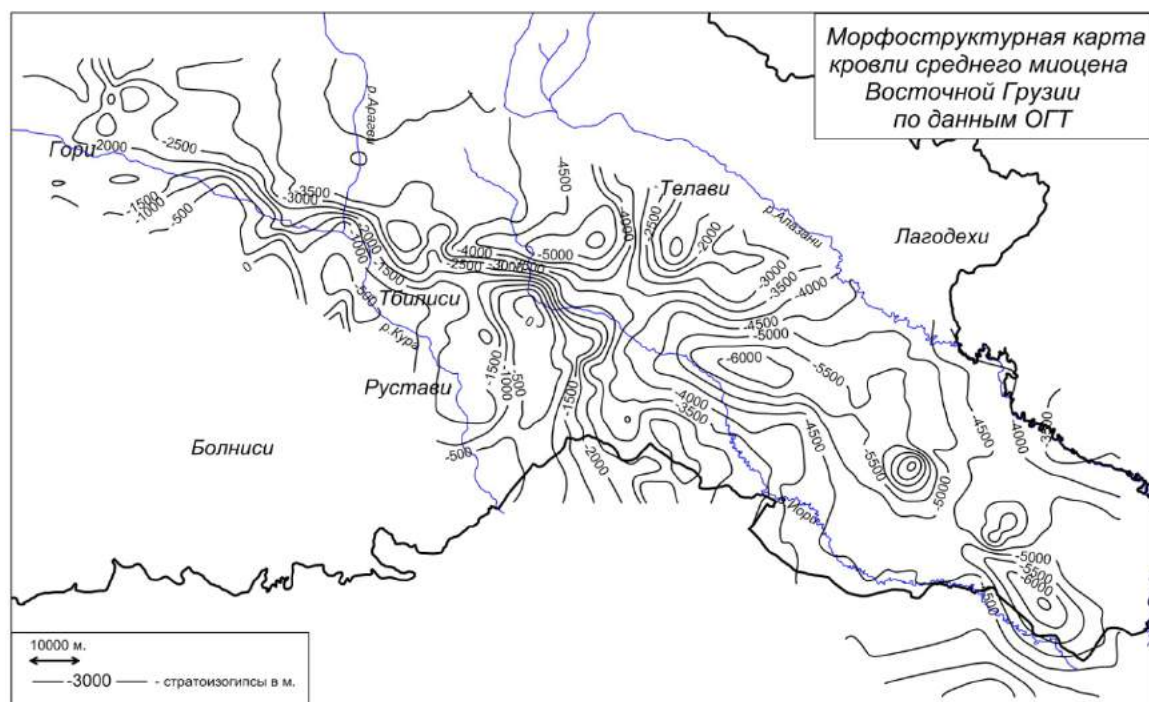


Рис.6.1.16. Морфоструктурная карта среднего миоцена (N_1^2) Восточной Грузии

Средний миоцен в Куринской депрессии по данным ОГТ (рис.6.1.16) имеет широкое и сплошное распространение. Однако он не везде полностью зафиксирован в виду отсутствия профилей наблюдений и редкой системы обработки. Тем не менее, стройность изоглубин поверхности среднего миоцена позволяет допустить полное, вдоль и поперек, простираение в Куринской депрессии. В региональном плане изоглубины отображают «глубокое корыто», закрытое с западной Дзирульской стороны и открытое к востоку. В структурном плане площадь делится на две части: от массива до Мцхеты с продольным раскладом изоглубин горизонта, а восточнее этого пункта идет чередование прогибов и поднятий с преобладанием по площади первых.

На уровне среднего миоцена пока еще заметно отроговое структурное погружение горизонта с двух сторон – с Мамадавитской антиклинали и со стороны Телавского поперечного направления.

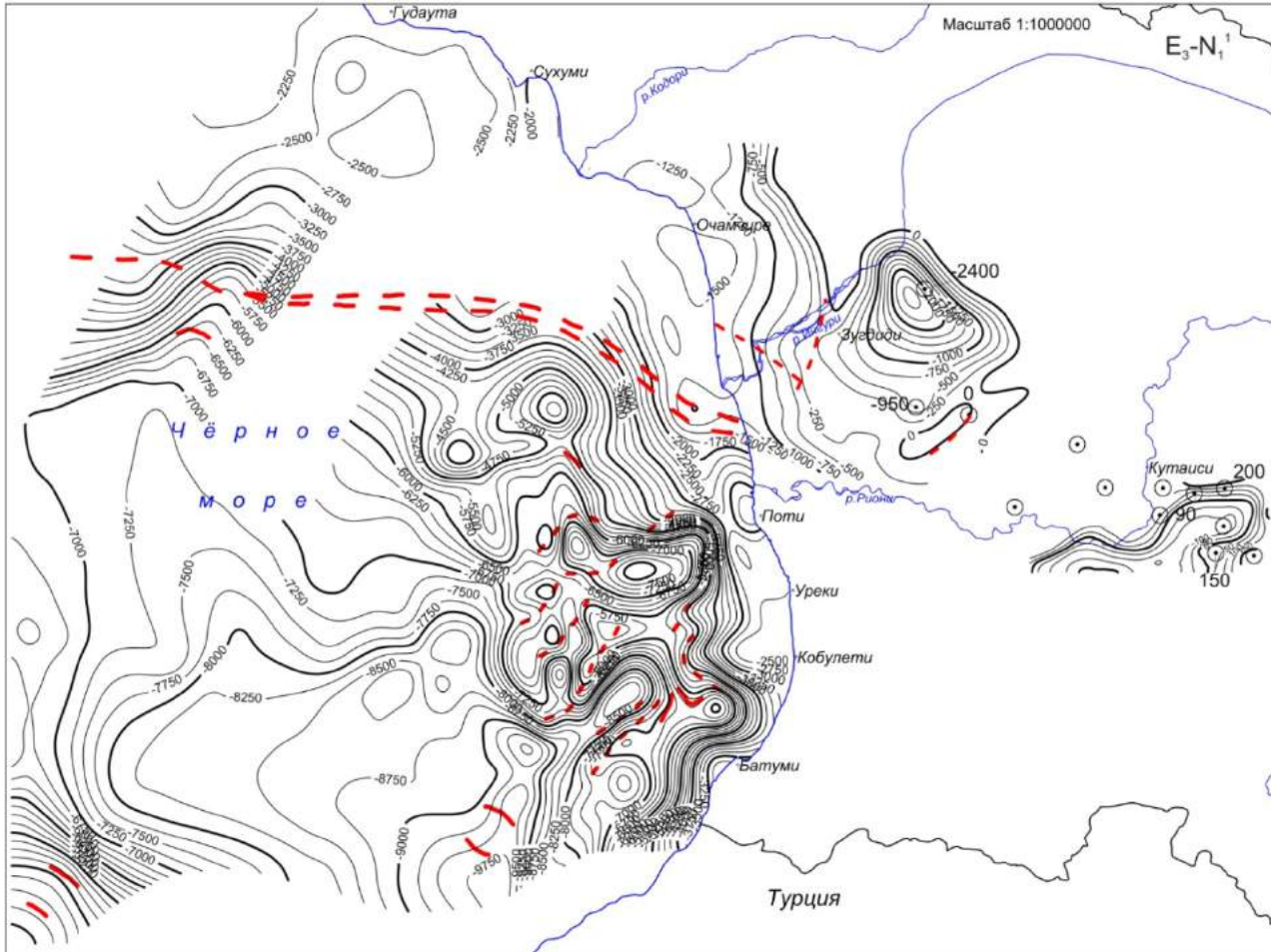


Рис.6.1.17. Структурная карта поверхности отложений майкопской серии ($E_3-N_1^1$).

Структурная карта горизонта майкопской серии пород (рис.6.1.17) в морской части и на правобережье р. Риони почти заполнена рисовкой изоглубин. Там, где их нет, значит что они не фиксируются на временных разрезах (полоса по диагонали р. Кодори) или профили ОГТ на «белых пятнах» отсутствуют. Этим и обусловлены врезки «белых пятен» на карте. Следовательно, можно утверждать, что майкопская серия пород на рассматриваемой территории имеет широкое распространение, но это не отражено полностью на карте. Вместе с тем, наблюдается фрагментарное, контрастное по форме и интенсивности, структурное строение по площади Восточной части Черного моря и Колхиды. В этой ситуации по конфигурации изоглубин кажется, что особняком стоит правобережная часть Рионской впадины, хотя увязка этих изоглубин с морскими при флуктуации линий того же горизонта неплохая (рис.6.1.17).

В тектоническом отношении чётко вырисовывается иная картина, чем на аналогичных картах других стратиграфических горизонтов палеогена и неогена. Морская часть, прилегающая к береговой линии Колхиды, шириной 50-60 км интенсивно дислоцирована, к тому же она разбита характерными конседиментационными до нескольких десятков метров амплитуды разрывными нарушениями. На карте они отмечены, но из-за малой амплитуды прерывистость изоглубин не отображена.

В тектоническом плане стратоизоглубины имеют различное простирание, значит по территории майкопский горизонт структурирован различно. В Колхиде Одишская депрессия севернее известных меловых брахи-структур представляет котлообразный прогиб, опускающийся от -250 м до -2500 м. Южнее отмеченного структурного крыжа горизонт моноклиально опускается к Потти-Чаладидской депрессии, где со стороны моря отмечается кольцеобразный прогиб на глубине до 3000 м. Эта структура, возможно, объединяется с аналогичной структурой, зафиксированной скважинами в нижнем течении р.Квирилы, но между ними на временных разрезах связи нет.

К западу от Потийского прогиба, после небольшого кольцевого поднятия, стратоизогипсы изменяют направление с юго-западного на северо-западное и круто опускаются в глубь моря, где широкой 50-60 км полосой от Турецкого морского берега до Гудаутско-Очамчирского шельфа мелкобугристо сминаются и опускаются в глубоководную корытообразную котловину слегка широтного простирания.

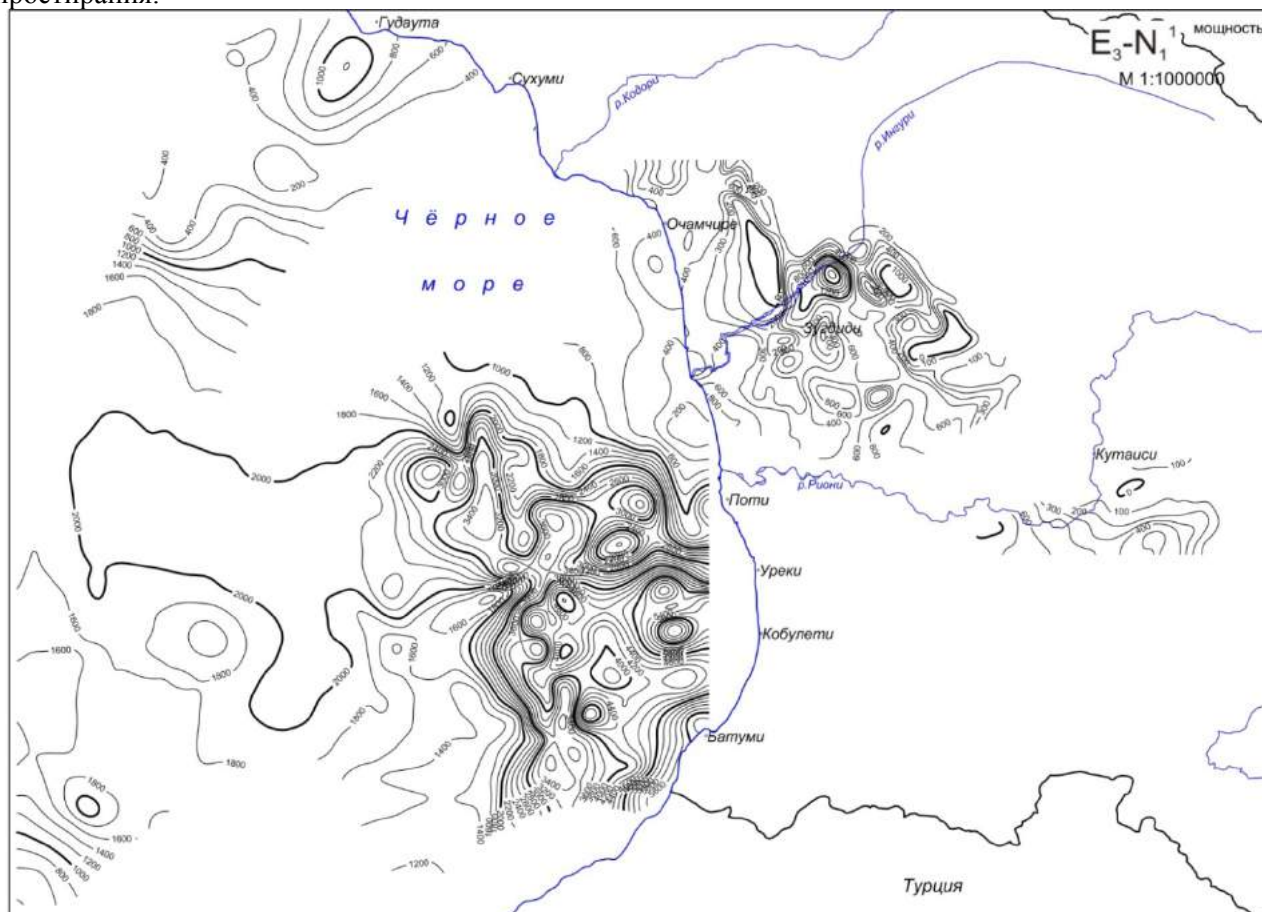


Рис. 6.1.18. Карта распределения мощностей горизонта майкопской серии (E-N₁¹) Восточного Черноморья и Колхиды.

Таким образом, морфоструктура Восточного сектора Черного моря по майкопскому горизонту разделяется на четыре части: 1) Колхидская прибрежная складчатая зона; 2) глубоководная котловидная впадина; 3) слабо гофрированный Гудаутско-Очамчирский шельф и 4) Колхидская слабоскладчатая зона. Хотя майкопская свита здесь не имеет широкого распространения, характер тектоники майкопского горизонта отражается на картине распределения мощностей самого майкопского горизонта (рис. 6.1.18).

В настоящее время майкопские отложения не имеют соприкосновения с аналогичными отложениями Восточной Грузии и неизвестно имелась ли когда-нибудь общая связь седиментации в майкопское время между западом и востоком. Об этом по характеру косвенных факторов никаких признаков нет. Скорее можно предполагать, что они не соприкасались.

Майкопские отложения на периферии Куринской депрессии Грузии всюду выступают на поверхности территории. К центру депрессии они вскрыты отдельными скважинами. Однако, тектоника ее в региональном плане оставалась недоступной познанию. Сейсмические исследования восполняют этот пробел по майкопскому горизонту с достаточной детальностью (рис. 6.1.19).

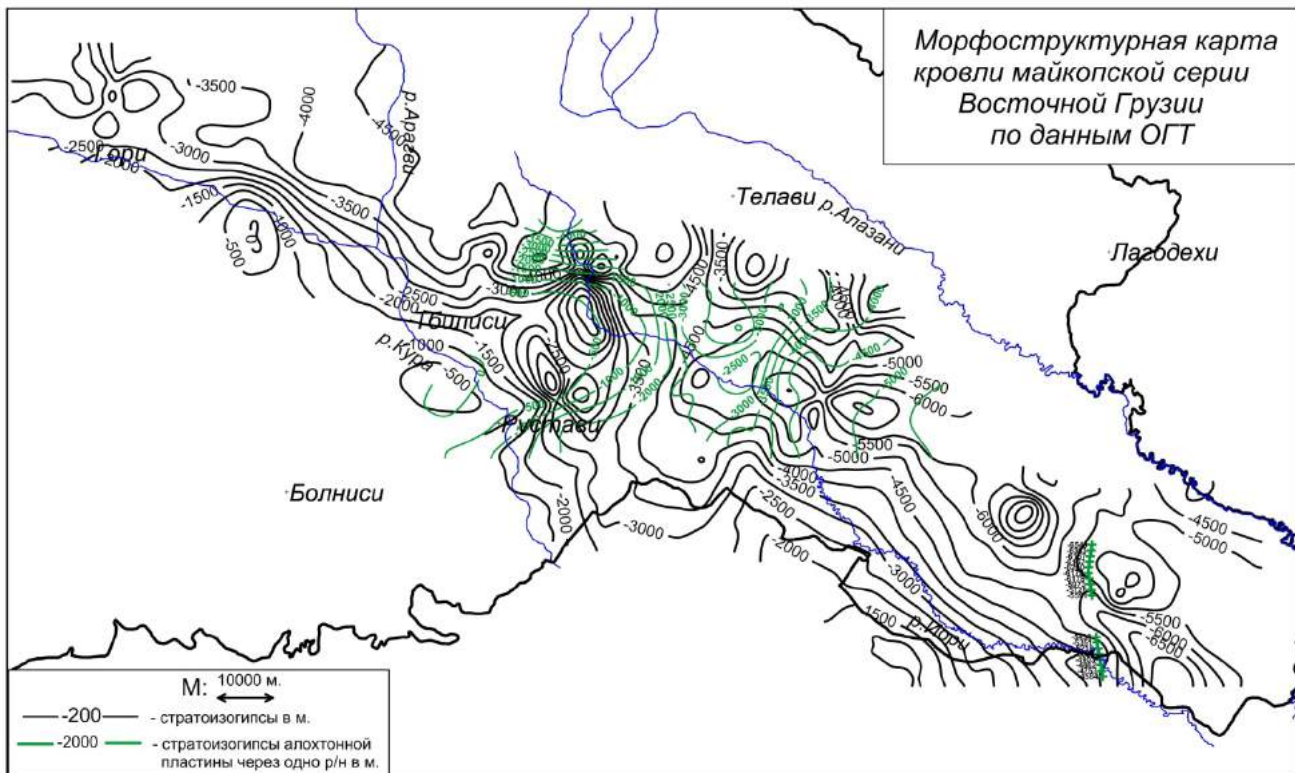


Рис.6.1.19. Морфоструктурная карта майкопской серии ($E_3 - N_1^1$) Восточной Грузии.

Ареал распространения майкопских отложений в Куринской депрессии шире, чем верхних горизонтов миоцена, при этом крайние части крыльев депрессии не охвачены сейсморазведкой ОГТ. На этих участках можно предполагать наличие майкопских горизонтов, по крайней мере выклинивающиеся формы. Тем не менее, съемкой ОГТ дается стройная картина морфоструктуры майкопского горизонта в виде асимметричного синклинория по всей площади Куринской депрессии Грузии. Эта характерная черта структурного плана Куринской депрессии на майкопском уровне разделяется по Руставскому меридиану на две части: западную, охватывающую Картлийскую равнину и правокуринскую полосу до Мцхеты. Самая погруженная часть синклинория здесь проходит вдоль центральной оси Гори-Мухранской депрессии широким дном, но с обрубленным северным крылом. На этом широком, глубоко опущенном до 4 км, дне признаки ступенирования отсутствуют. Эта часть майкопских образований не представляет интереса.

Восточная часть депрессии – Гаре Кахети довольно складчата, с преобладанием отрицательных структур по количеству и занимаемой площади. Вместе с тем, немало замкнутых, закрытых, небольшого размера положительных структур между меридианами 8500 и 8580 км. Вместе с тем на Ширакской площади вырисовывается огромная овальная антиклинальная структура с верхней кромкой на глубине 4 км и с вертикальной амплитудой 750 м. На юго-востоке от этой складки прослеживается синклиналь большего порядка с центром продольной оси на стыке государственной границы с р. Иори, опускающаяся до 7.0 км глубины. Примечательно, что южное крыло впадины на уровне майкопского горизонта от глубины 6.5-7.0 км, наблюдаемой под Шираки, поднимается на юг в Азербайджанскую территорию до глубины 1.5 км. Южнее, в скважине «Гасталар» горизонт майкопа вскрыт на глубине. Это говорит о том, что майкоп в Нижнекуринской депрессии распространен шире и в сторону к Малокавказскому антиклинорию.

К северу, между Ширакской и Алазанской долиной предполагается залегание автохтонного майкопского горизонта, однако, из-за отсутствия соответствующего материала, установить это мы не смогли. Аналогичный случай имеет место на северном борту Гори-Мухранской депрессии, где майкопский горизонт частично должен быть перекрыт надвигом молодых образований.

Чуть выше было упомянуто об автохтонном залегании майкопского горизонта, что понадобилось для того, чтобы подчеркнуть такой характер залегания, поскольку здесь могут быть и горизонты аллохтонного типа. В восточной части Картли-Кахетинской впадины часто встречаются фрагменты аллохтонного или паравтохтонного залегания майкопского горизонта (рис.6.1.19). Эти

фрагменты, очевидно, имеют большое распространение, однако установить это мы не смогли из-за редкой сети профилей.

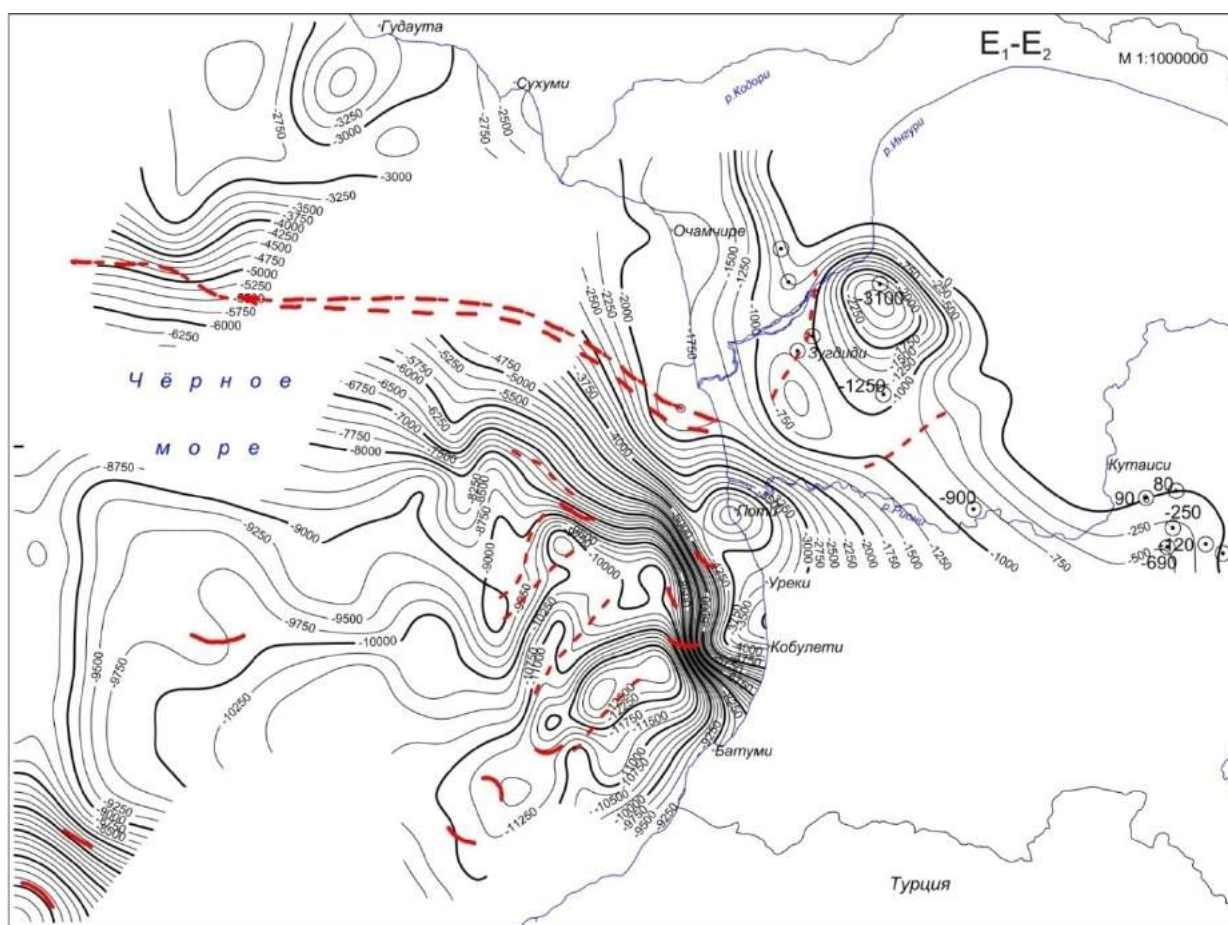


Рис.6.1.20. Структурная карта поверхности отложений эоцена (E₁-E₂) Восточно-Черноморского бассейна и Колхиды

Эоцен в Западной Грузии неразделим по отделам на разрезах ОГТ. Морфоструктура отложений эоцена также неразделима и представлена на рис.6.1.20. Картина здесь более полная и в региональном структурном плане четко разделена. Одишский структурный прогиб с трех сторон, с запада и с юго-востока, окружен поднятием. С запада он ограничен не только поднятием, но и Сатанджийской и Хобской структурами. Последняя структура с амплитудой 500 м замкнута и, возможно, перспективна на содержание нефти. В морской части Колхидского побережья складчатость аналогична майкопскому горизонту. Вместе с тем, здесь структуры более крупные и преобладают синклинальные. В региональном тектоническом плане наблюдается более четкое разделение на три части, что было неоднократно отмечено выше.

Конфигурация изомощностей эоценового горизонта аналогична по занимаемой площади конфигурации изоглубин данного горизонта на территории Восточной части Черного моря и Колхиды (рис.6.1.21), а по характеру изменчивости и простираению делится также на четыре части – глубоководную, прибрежную Колхидскую, Колхидскую и шельфовую Гудаутско-Очамчирскую. Такое разделение распространяется на все стратиграфические горизонты, но соотношения мощностей и простираение изомощностей различны (таблица 3).

Просматривая карты мощностей кайнозойских сейсмостратиграфических горизонтов, каждого в отдельности, трудно разглядеть в них закономерности распределения мощностей от горизонта к горизонту или их связи по простираению; каждый из них своеобразно структурирован изолиниями в этом плане. Тем не менее, наблюдается общая тенденция разделения их по площади на четыре части: глубоководную – чашеобразную впадину; прибрежную к Колхиде складчато-деформированную площадь; Колхидскую и северную шельфовую Гудаутско-Очамчирскую с континентальным склоном.

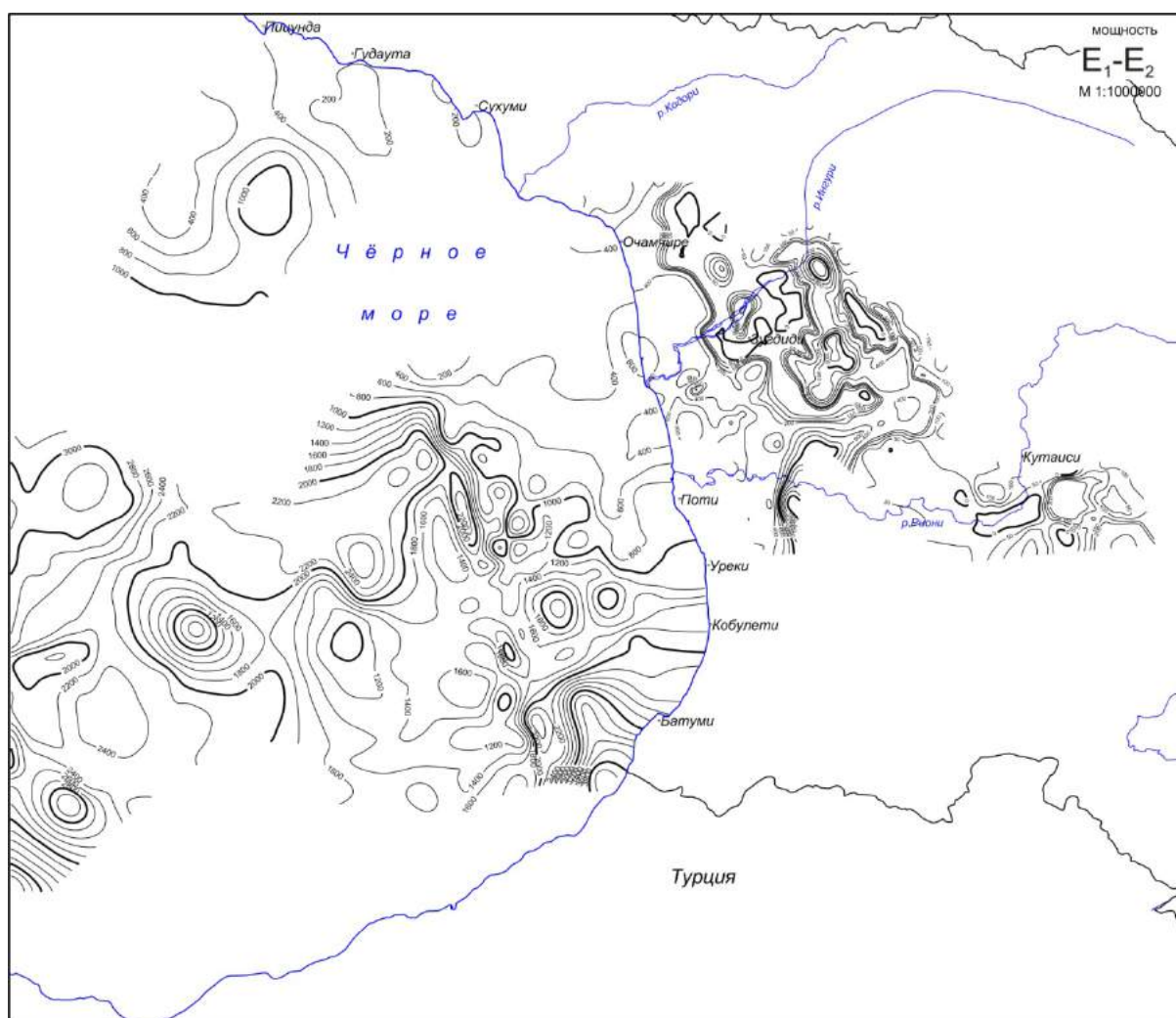


Рис.6.1.21. Карта распределения мощностей горизонта эоцена (E₁-E₂) Восточного Черноморья и Колхиды.

Анализируя морфоструктуры и изопахиты стратиграфических горизонтов кайнозоя можно допустить, что Колхида и теперешняя акватория Восточного Черноморья представляли единый седиментационный бассейн почти до конца верхнего неогена. При таком допущении сопоставление характеров седиментации отмеченных областей Восточного Черного моря и Колхиды вполне правомерно. Подробное сопоставление дано в таблице 3. Если примем сеймостратиграфическое подразделение, приведенное в этой таблице, можно предположить некоторые подробности геологического развития рассмотренного региона. А именно:

1. По сеймостратиграфическим данным третичные образования залегают почти везде несогласно, за исключением некоторых участков глубоководной части акватории.

2. На перифериях акватории горизонты палеоцен-эоцена небольшой мощности упираются в континентальный склон с большим (20°-30°) углом несогласия.

3. По тем же сейсмическим данным эти горизонты залегают над более или менее эродированной поверхностью, стратифицированной верхним мелом, именуемой компанией "Anadarko"- "PreTertiary". Очевидно, этот горизонт находился под воздействием эрозионных процессов и сноса, а не накопления разрушенных материалов. Но трудно предполагать, сколько времени длился этот процесс. Поскольку от времени перерыва осадконакопления зависит заложение и мощность, в данном случае, палеоцен-эоцена, этот вопрос также неопределен. Но то, что нижние горизонты их не достают, нет сомнения. Таким образом, в Восточно-Черноморском секторе на большей части территории и в Колхиде наблюдается большой перерыв в осадконакоплении между верхним мелом и палеоцен-эоценом. Об этом здесь повсюду свидетельствует небольшая мощность последнего.

4. С того же времени (палеоцен-эоцена) на отмеченных площадях осадконакопление происходит дифференцированно интенсивно. Средние мощности палеоцен-эоцена в глубоководной части максимальны – 1.6 км, в прибрежной Колхидской – 1.35 км, в шельфовой Гудаутско-

Очамчирской – 0.5 км, а в самой Колхиде – 0.33 км. В майкопе ситуация меняется в пользу прибрежно-колхидской зоны, где мощность отложений этого возраста достигает 2.89 км, в то время как в глубоководной она равна 1.4 км, в Колхиде – 0.6 км, а на Гудаутско-Очамчирском шельфе – 0.5 км. В среднем миоцене сохраняется прежнее соотношение мощностей между названными подразделениями. В сармате мощности данного горизонта глубоководной и прибрежно-колхидской достигают 2.3 и 2.7 км, соответственно. Различие между ними, возможно, обусловлено утолщением вследствие складчатости. В Колхиде мощность того же горизонта равна 0.75 км, а на Гудаутско-Очамчирском шельфе – 0.68 км, здесь выравнивание между ними еще больше. В Колхиде мощность неогена не определяется, поскольку на временных разрезах горизонт прослеживается частично из-за частичного нахождения в сейсмической тени.

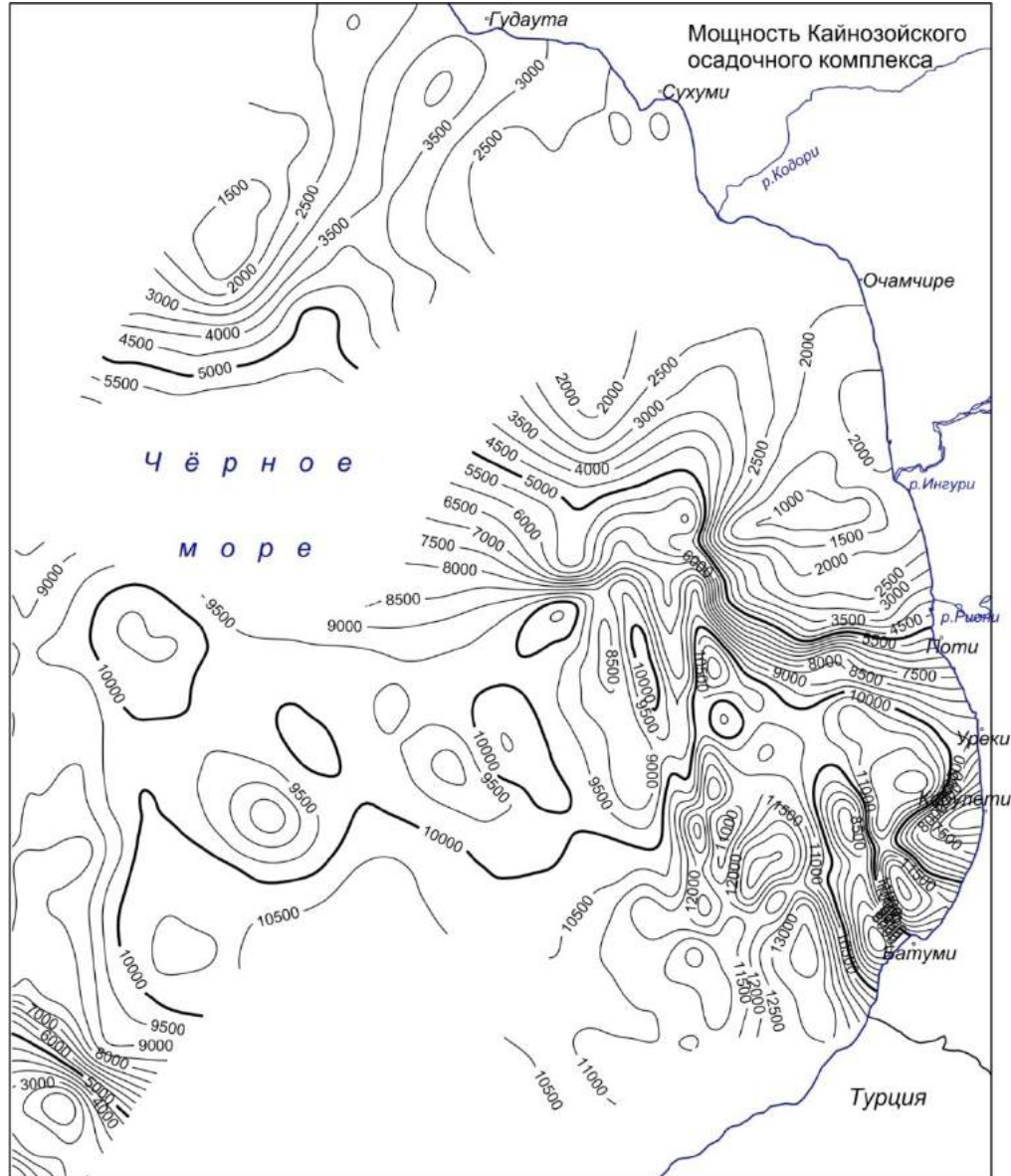


Рис.6.1.22. Карта распределения мощностей кайнозойского осадочного слоя (E_1-N_2) Восточно-Черноморского бассейна.

Таким образом, акватория Восточно-Черноморской впадины и Колхида в кайнозое до верхнего неогена включительно представляли собой единый бассейн седиментации, разделенный, по крайней мере, на четыре сегмента, согласно выше приведенному делению. Они отличаются друг от друга условиями осадконакоплений – вносом в них обломочных материалов, распределением их по площади, различием вертикальной тектонической подвижки ложа-основания с незначительным углом несогласия. В прибрежном колхидском сегменте образована довольно интенсивная складчатость меридионального простирания, в Колхиде преобладает брахиформная кольцевая складчатость, окружающая с запада, юга и востока Одишскую впадину.

Таблица 3

Мощности кайнозойских горизонтов

№	Наименование стратиграфического горизонта	Глубоководная зона		Прибрежно Колхидская зона		Колхидская зона		Гудаутско-Очамчирский шельф					
		Мощность (км). Макс/мин	Сред.зн ач.	Доминирующее направление изомощности	Мощность (км) Макс/мин	Сред.зн ач.	Доминирующее направление изомощности	Мощность (км) Макс/мин	Сред.зн ач.	Доминирующее направление изомощности			
1	Неоген- N ₂	1.2/0.25	0.2	Широтное	1.5-3.0/ 0.25	1.25	Широтное/ Меридио- нально перекрещ.	-	-	1.0/0.25	0.65	Неопределенно е направление	
2	Нижн Сармат- N ₁ ³	3.2/1.5	2.3	Кольцевое равномерное	3.4/2.0	2.7	Множество кольцевых разномерных право диаго- нальных	1.2-1.4/ 0.05-0.1	0.68	Кольцевое овальное	0.8-1.2/0.5	0.75	Право- диагональное
3	Сред. Миоцен -N ₁ ²	2.0-2.5/ 1.0-1.5	1.75	Доминирующее широтное	3.0-3.5/ 1.5-2.0	2.5	Слегка право- диагональное	-	-	-	0.75/0.5	0.65	Право- диагональное
4	Майкоп ская серия- E ₃ N ₁ ¹	1.5-2.0/ 0.8	1.4	Кольцевое равномерное	3.0-4.5/ 1.8-2.0	2.89	Слегка лево- диагональное	0.6-0.8/ 0.2-0.4	0.5	Слегка лево- диагональное	0.6-1.0/0.4 к склону 0.2	0.6	Право - диагональное
5	Палео- цен Эоцен- E ₁ -E ₂	2.0-3.0/0.5=1.0	1.6	Кольцевое слегка широтное	1.8-2.2/ 0.6-0.8	1.35	Четко, узко- диагональное	0.4-0.6/ 0.1-0.2	0.33	Ленточно кольцевое	0.6-0.8/ 0.2-0.4	0.5	Слегка право- диагональное
6	Кайно- зой	8.0-10.0/ 2.5-3.0	5.9	Широтное раскрытое кольцевое	11.0-13.0/4.5-7.5	10.6	Лево- диагональное	-	-	-	2.5-3.5/ к склону 1.5	3.15	Право- диагональное

Большая часть Гудаутско-Очамчирского шельфа на картах изоглубин стратиграфических горизонтов мезо-кайнозоя (рис.6.1.5-6.1.22) отражена белым пятном по одной причине: мы не могли получить первичные материалы от исполнителей, которые после 90-ых годов оказались за рубежом. Тем не менее, из общей конфигурации изоглубин в региональном плане вырисовывается структурная последовательность основных отражающих горизонтов, стратифицированных согласно параграфу 3.4.1. сверху от неогена до средней юры на глубине. По всей мощности этого разреза изоглубины горизонтов и их изомощности ориентированы праводиагонально. Это говорит о том, что

структурный план на Гудаутско-Очамчирском шельфе четко определен своеобразной формой изоглубин и ориентацией простираения. Он пересекается со структурами прибрежно-колхидского сегмента под углом 60° - 70° . Вместе с тем, структурный план шельфового участка направлен тупым углом к складчатости Большого Кавказского направления и тем самым более схож с Колхидской складчатостью.

Такова дифференцированная морфоструктурная картина горизонтов кайнозойской эпохи Восточно-Черноморского бассейна с Колхидой. Эта тенденция сохраняется на карте суммарной мощности кайнозойских отложений, принимающих формально морфоструктурную форму, также дифференцированную по четырем сегментам (рис.6.1.22. без Колхиды, здесь верхний неоген не определяется).

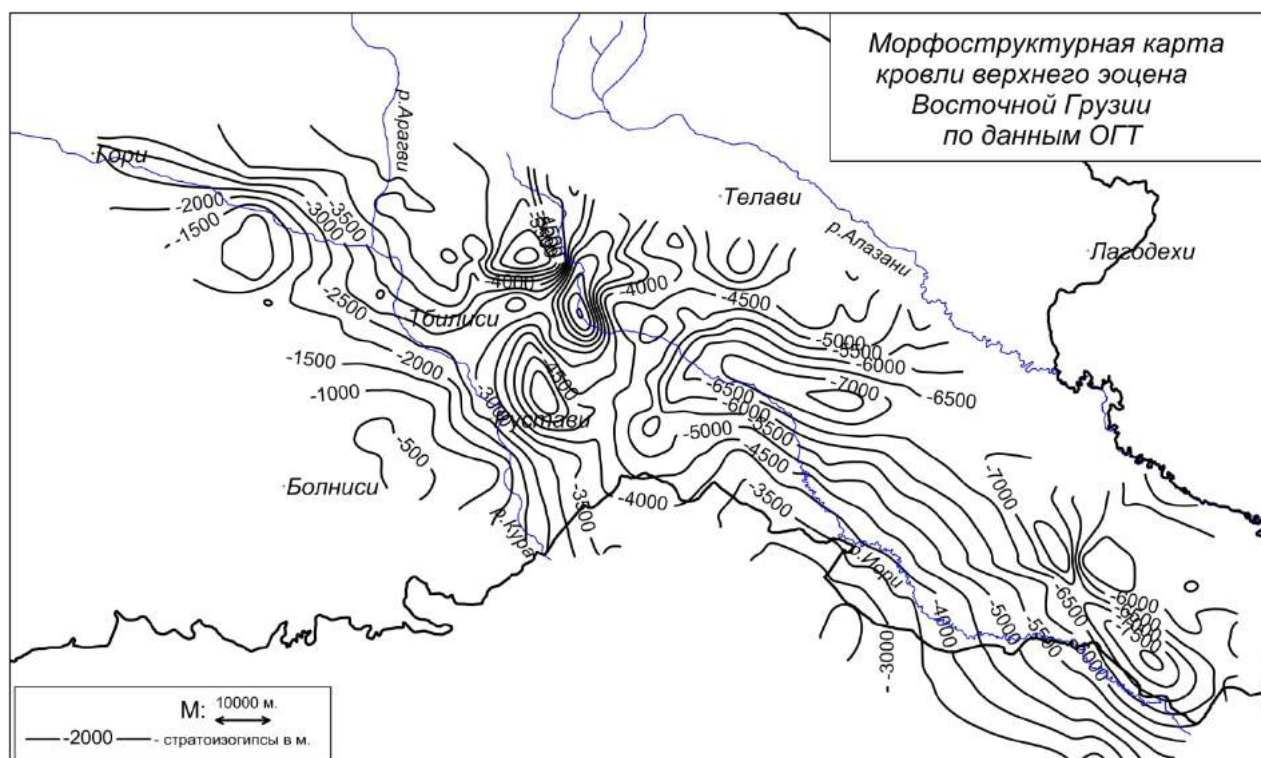


Рис.6.1.23. Структурная карта поверхности отложений верхнего эоцена.

Переходя к характеристике эоценовых отложений Восточной Грузии по данным ОГТ, следует отметить, что упомянутые отложения заметно отличаются от других стратиграфических горизонтов сейсмогеологическими условиями формирования полезных сигналов в виде отраженных волн, прослеживаемых на больших расстояниях. Этому способствует их повышенная мощность и частично акустическая жесткость, способствующие прослеживаемости сеймостратиграфических горизонтов на расстоянии. Эти факторы позволяют исследовать отложения эоцена Восточной Грузии методом ОГТ более детально в аспекте морфоструктурного строения и разделения их по ярусам.

Предгорные бортовые контуры Куринской депрессии служат шаблоном формирования относительно молодых осадочных образований, а также верхнего эоцена, который имеет на плоскости слегка изогнутую форму по Азамбургскому структурному меридиану вверх, а в вертикальном разрезе гофрирован в разной форме и разным простираением. В тектоническом отношении в региональном плане горизонт проявляет Самгорско-Патардзеульское и Руставско-Телетско-Вашлованское узловое складчатое строение с многочисленными пиками мелких структур (рис.6.1.23). На продолжении к востоку в полосе северного крыла Иорского плоскогорья прослеживается один из центров впадины на глубине 7599 м и вторая аналогичная структура на Эльдарско-Тарибанской площади.

Здесь мы имеем сложную тектоническую картину. Выделяются две разные отражающие плоскости одного и того же сеймостратиграфического возраста, различающиеся глубиной залегания, конфигурацией и ориентацией складок. Они образованы в результате интенсивных тектонических напряжений-последствий шарьяжирования или параавтохтонного надвига-перемещения масс на глубине с одного и того же сеймостратиграфического горизонта, в результате чего получилось два

«структурных этажа». Назовем нижний – базовым, автохтонным (нанесен на рисунке), а верхний – аллохтонным. В структурном плане различие между ними по площади выражено по-разному. На западе от Руставского меридиана между Мцхетой и Патардзеули развиты брахиформные структуры. По плановому расположению нижних и верхних структур различий между ними немного. Восточнее того же меридиана различие по ориентации составляет $30-40^\circ$, при этом в нижнем «этаже» складки прослеживаются далеко по широтному направлению, а в верхнем - ограничено в поперечном направлении.

Очевидно, наблюдаемая сложная тектоническая обстановка обусловлена сложной системой геодинамического механизма (дивергентного, конвергентного и ротационного), приводившего в движение геологические образования различно и раздельно в пространстве и во времени.

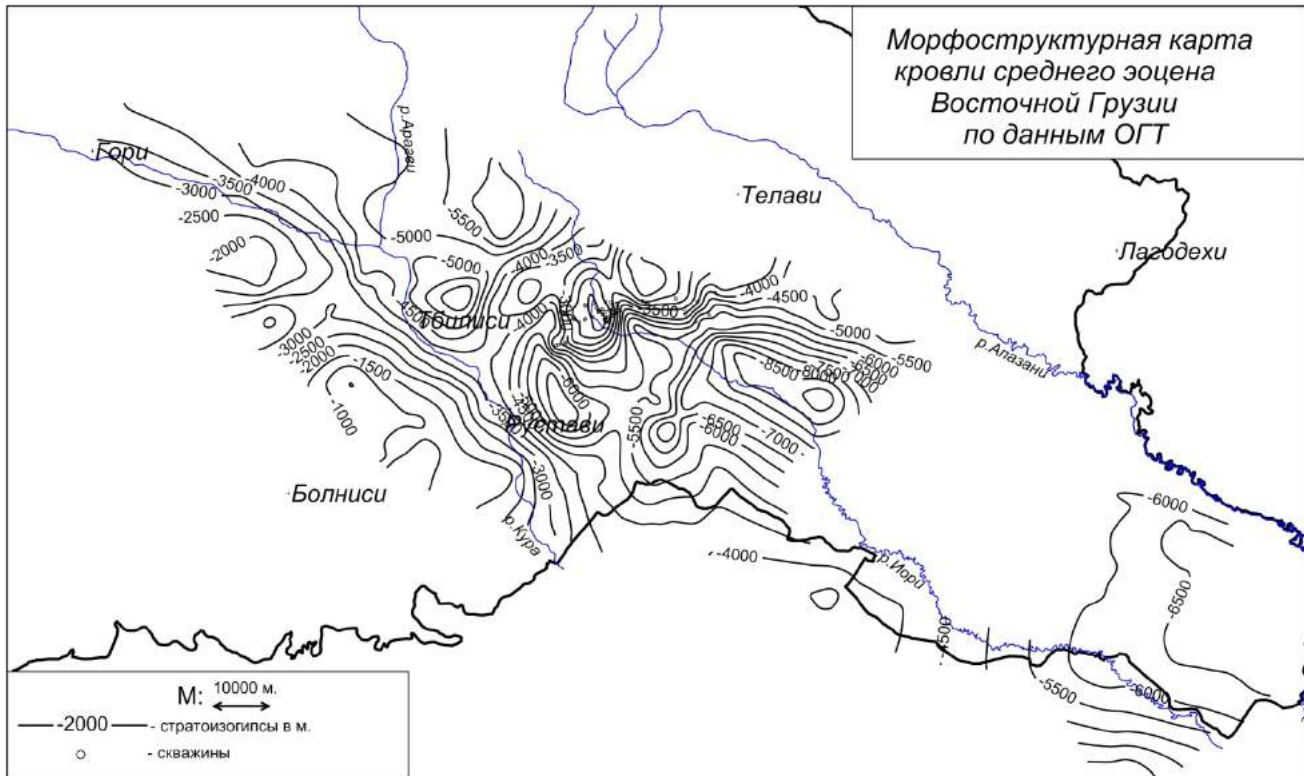


Рис.6.1.24. Структурная карта поверхности отложений среднего эоцена

Средний эоцен по всей длине Куринской депрессии Грузии образует леводиагональный симметричный прогиб (рис.6.1.24).

В глубоководной части Восточно-Черноморского сектора стратиграфический возраст подошвы кайнозойских отложений точно не определен, так, что неизвестно с какого горизонта он начинается. Залегают он на подравненной поверхности верхнего мела, вероятно, согласно. В других частях бассейна те же самые отложения залегают на эрозированной поверхности верхнего мела (на временных разрезах эта поверхность обозначена символом Н), но с неопределенной степенью эрозированной по глубине. Однако, их однозначное раздельное определение эрозированной и неэрозированной невозможно, и они приняты нами в качестве верхнего мела (K_2-N). Этот горизонт является основой кайнозойского структурного этажа. На временных разрезах ОГТ он представлен наиболее полно и достоверно, как по прослеживаемости кровельных отражений, так и по стабильному рисунку текстурных синфазных осей отражений. Морфология поверхности данного горизонта (рис. 6.1.25) определяет в какой-то степени структурный план последующих стратиграфических горизонтов. Разделение акватории площади исследования по морфологии структур и интенсивности складчатого горизонта верхнего мела, состоящего из четырех разделов, в общих чертах повторяется на всех стратиграфических горизонтах кайнозойского структурно-седиментационного этажа.

На рис. 6.1.26 дается распределение мощности верхнего мела. По конфигурации линий изомощностей распределение можно причислить к зонально-блоковому с интересным содержанием осадконакопления и истории формирования данного горизонта.

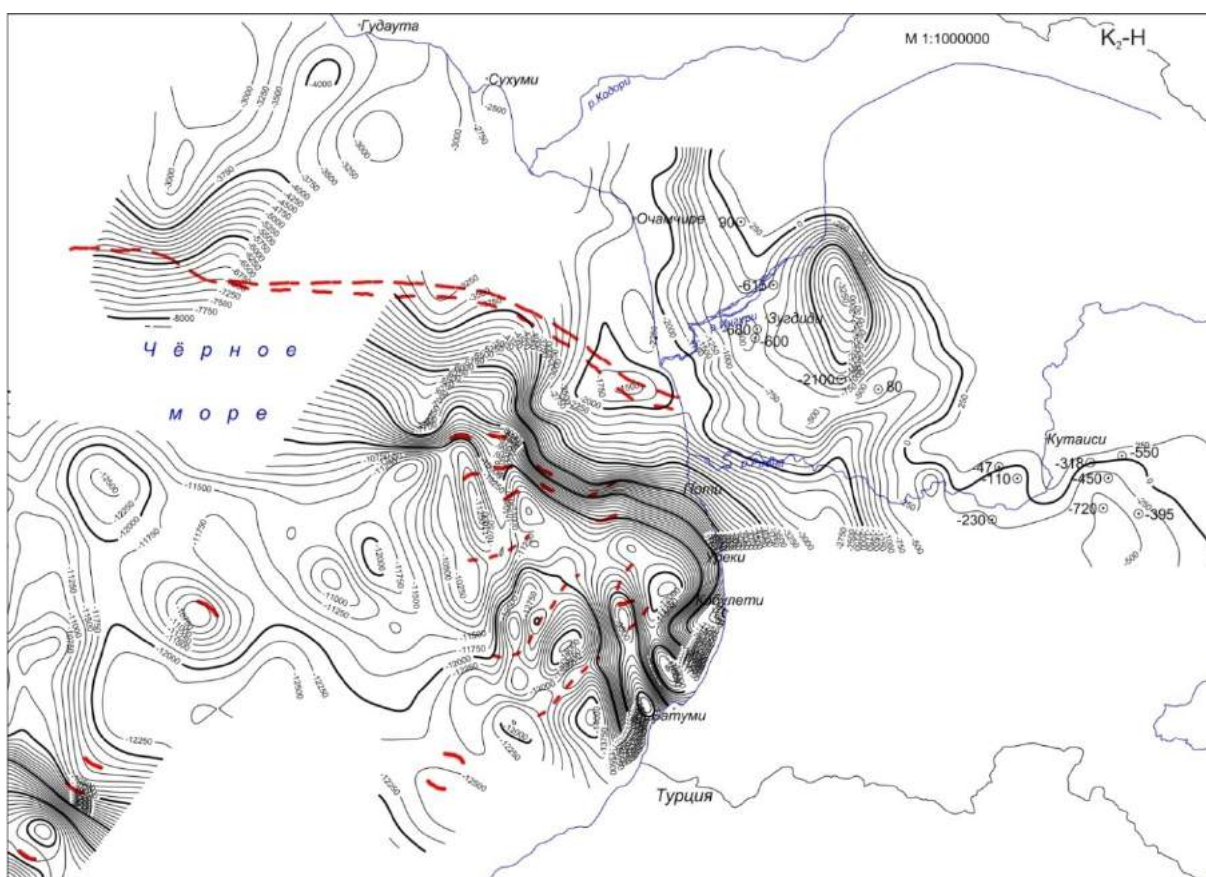


Рис.6.1.25. Структурная карта поверхности отложений верхнего мела K_2-N

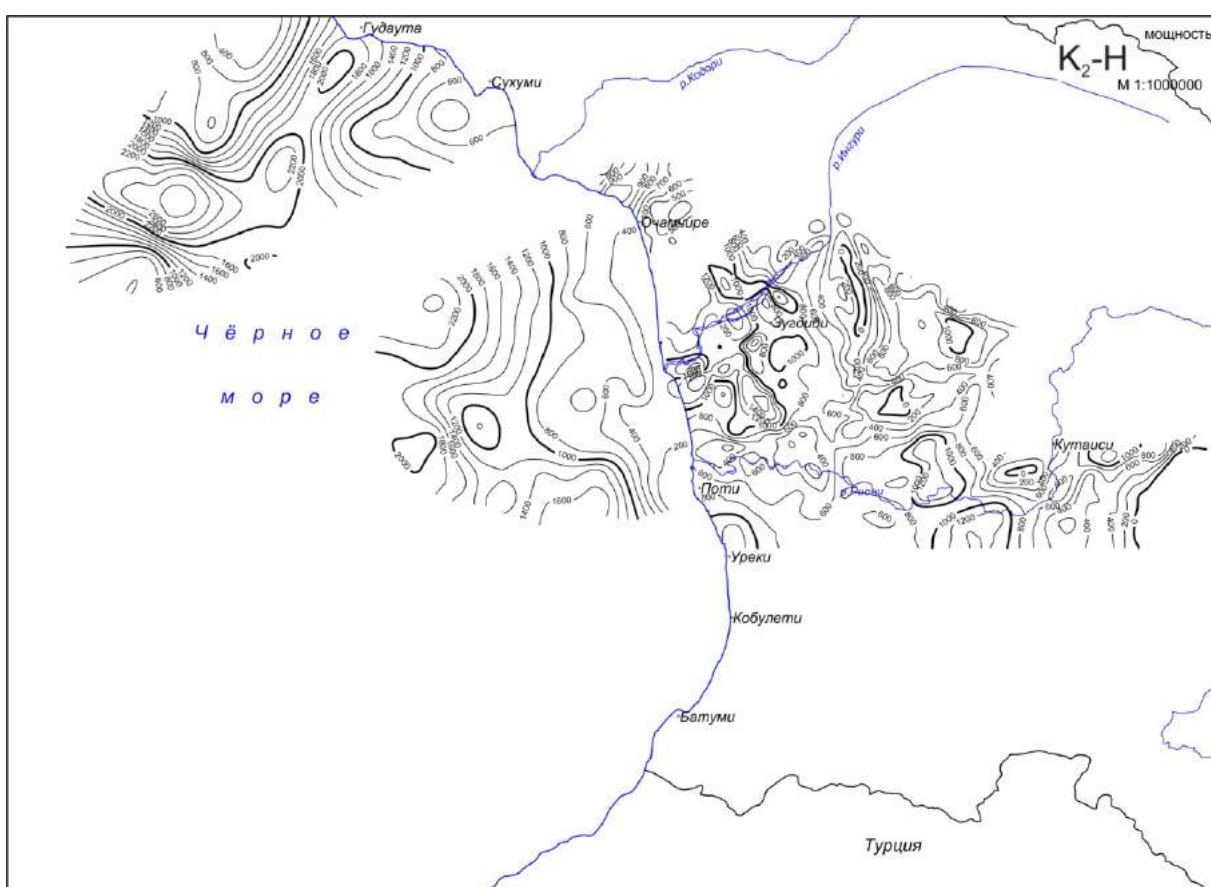


Рис.6.1.26. Карта распределения мощностей горизонта верхнего мела (K_2-N) Восточно-Черноморского сектора и Колхиды.

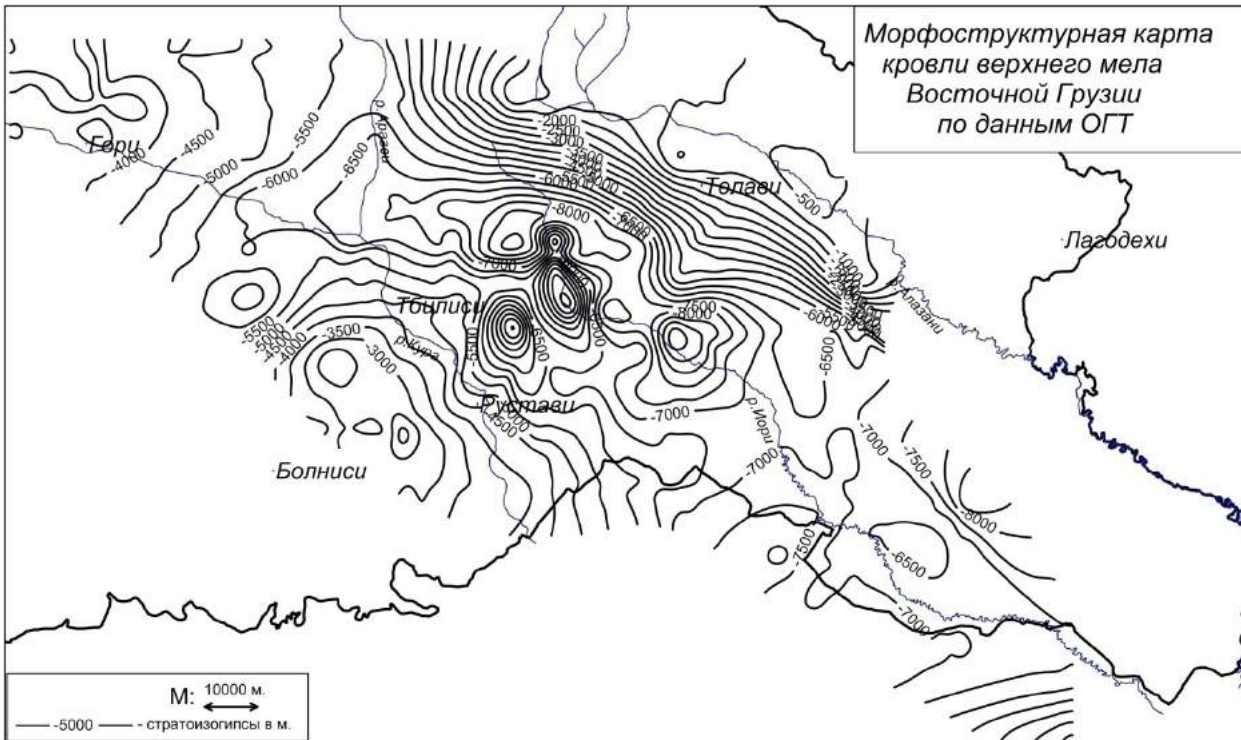


Рис.6.1.27. Структурная карта поверхности отложений верхнего мела (K_2) Восточной Грузии

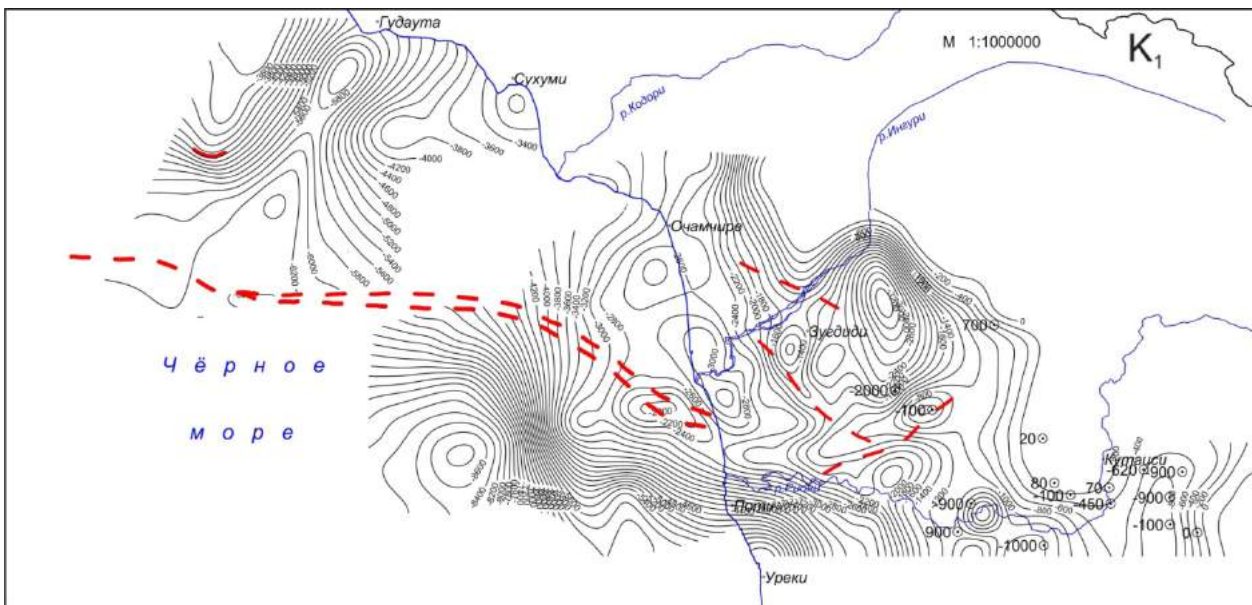


Рис.6.1.28. Структурная карта поверхности отложений нижнего мела K_1 Восточной части Черного моря и Колхиды.

Нижний мел на временных разрезах ОГТ прослеживается в северо-восточной части акватории наших исследований (рис.6.1.28). На остальной площади горизонты нижнего мела и юры остаются ниже восьмисекундной сейсмической, в данном случае максимальной, записи. Поэтому они не могут дать полное представление о характере распределения по всей площади. Тем не менее, там, где они прослеживаются также важно знание соответствующих параметров в геологическом разрезе региона, в частности, глубины залегания, мощности и прогнозного литофациального состава.

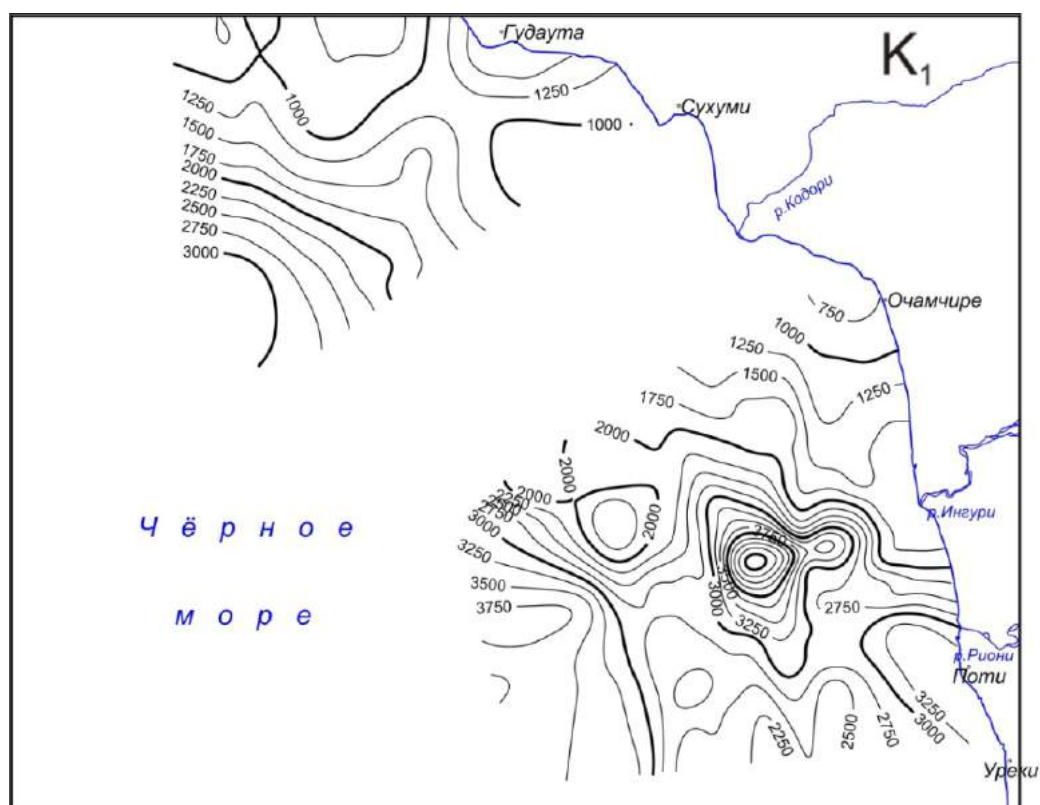


Рис.6.1.29. Карта распределения мощностей горизонта нижнего мела (K_1) Восточной части Черного моря.

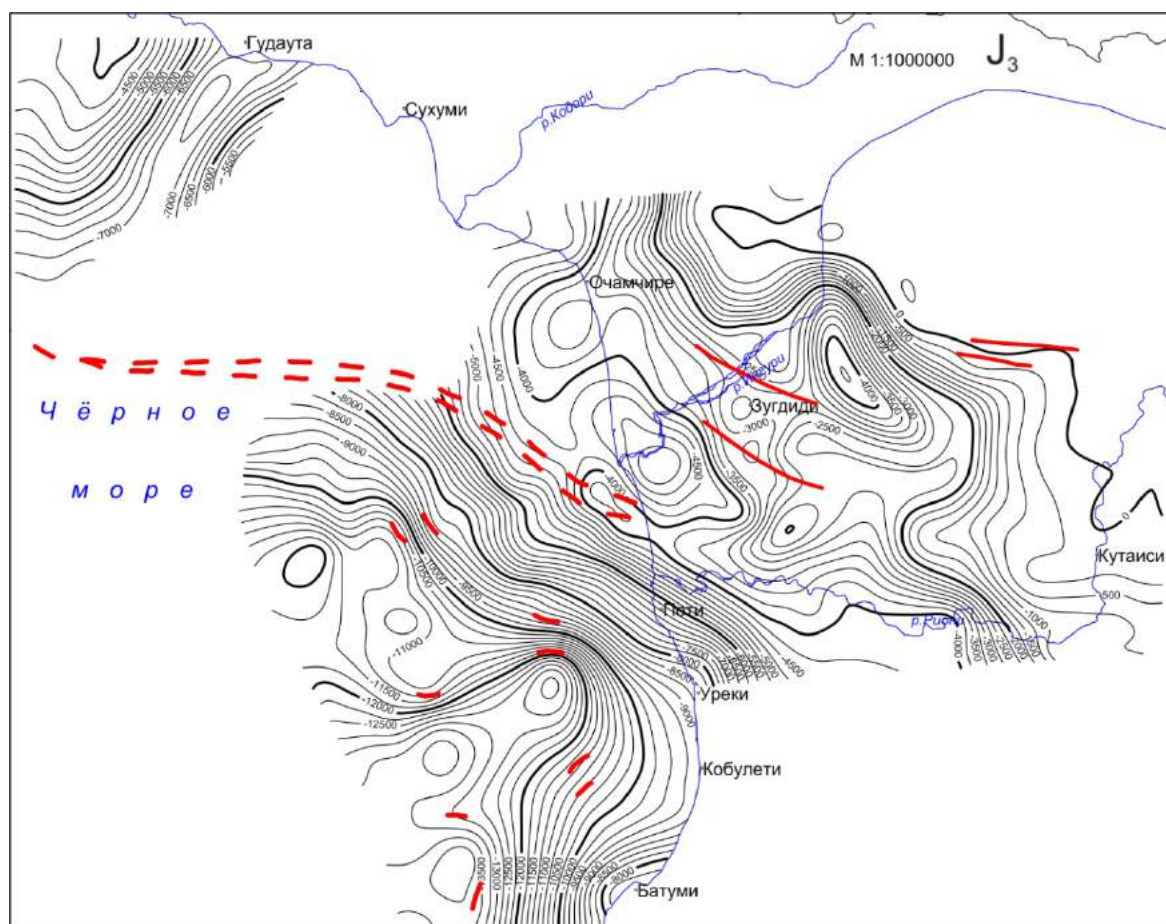


Рис.6.1.30. Структурная карта поверхности отложений верхней юры (J_3) Восточного сектора Черного моря и Колхиды.

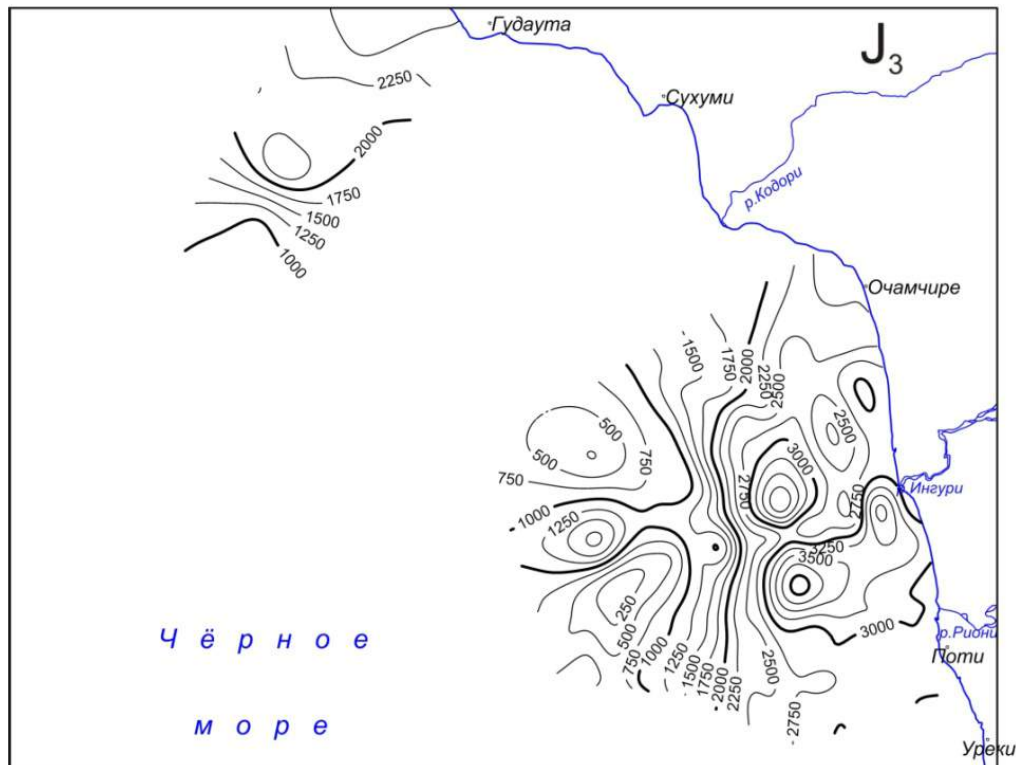


Рис.6.1.31. Карта распределения мощностей горизонта верхней юры (J_3) Восточного сектора Черного моря.

По занимаемой площади горизонт верхней юры на структурной карте (рис. 6.1.30.) немного больше нижнего мела, но далеко не заполняет рассмотренную нами территорию, хотя эти горизонты должны иметь в акватории Восточного Черного моря (ВЧМ) широкое распространение. Из-за больших глубин данный горизонт не охвачен записью временного разреза.

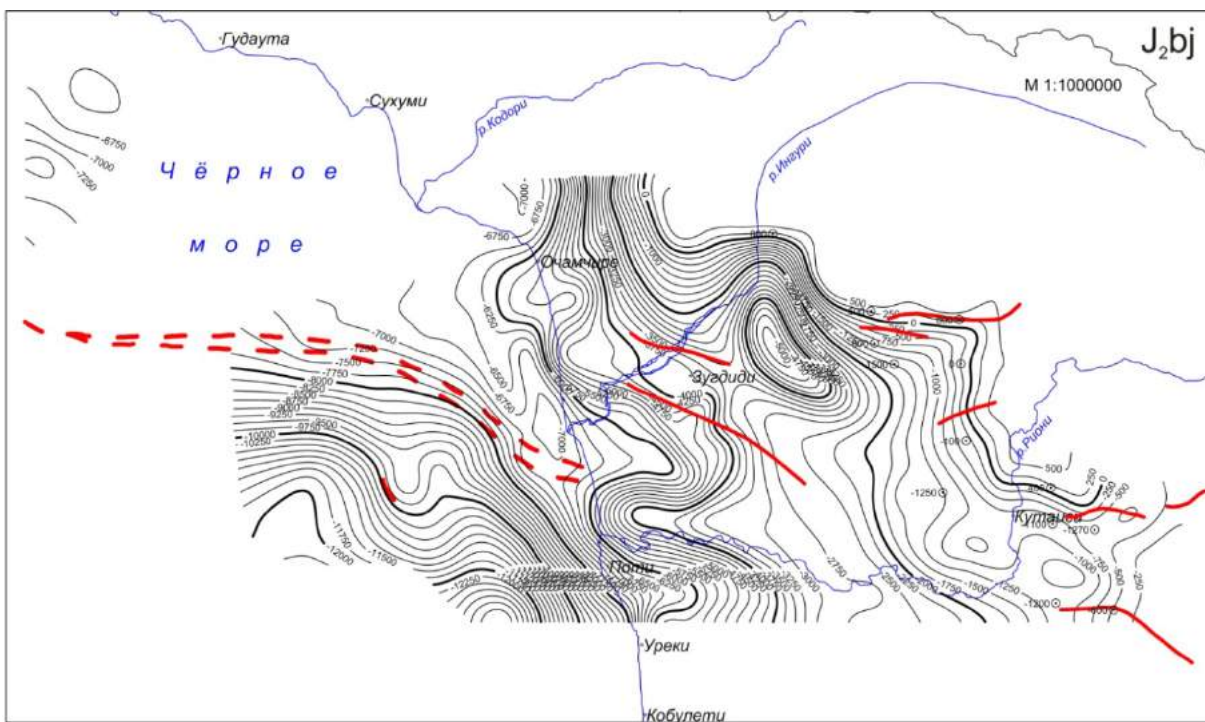


Рис.6.1.32. Структурная карта поверхности отложений средней юры (J_2) ВЧМ и Колхиды.

Самым нижним горизонтом, который прослеживается на временных разрезах Западной Грузии, являются отложения средней юры, однако из-за больших глубин в акватории они не прослеживаются, а в юго-восточной части территории, возможно, их нет (рис.6.1.32).

6.2. Методы преломленных волн и глубинного сейсмического зондирования (КМПВ и ГСЗ).

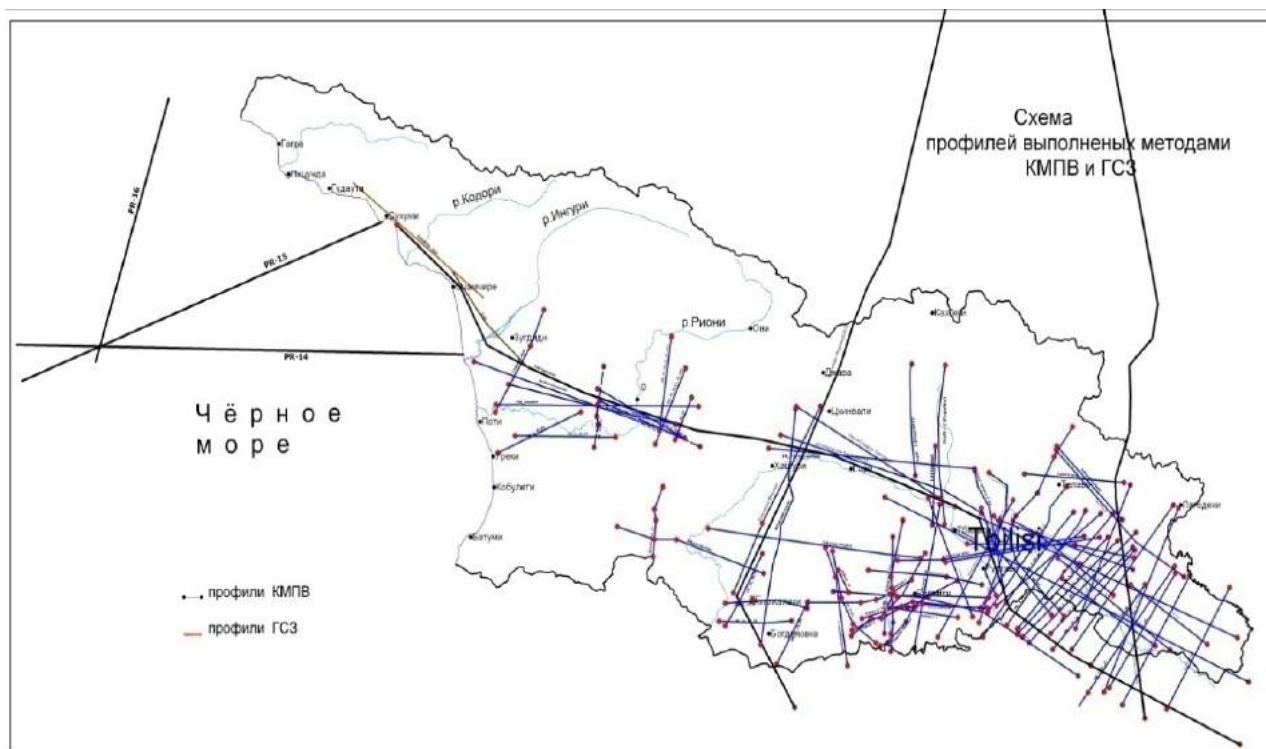


Рис.6.2.1. Схема расположения сейсмических профилей КМПВ и ГСЗ.

В отличие от ОГТ, рассмотрение результатов интерпретации КМПВ мы начнем с Колхидской площади, поскольку в Грузинском секторе Чёрного моря такие работы не проводились.

На рис.6.2.1 представлена схема расположения профилей КМПВ на территории Грузии, ограниченная, в основном, депрессивной частью территории. Тем самым мы лишены возможности рассмотреть в едином информационном аспекте глубинное строение сложного по строению, но узлового, центрального звена горно-складчатой системы Кавказа. Кроме того, имеются определенные претензии и в отношении полевой отработки первичного материала, однако применение компьютерного способа обработки позволило достичь более достоверных результатов интерпретации, удовлетворяющих нас на этом этапе изученности. На Дзирульском массиве морфология его поверхности определена по гравиметрическим данным способом Б. Андреева [8]. В морской части соответствующий фундаменту горизонт определен по неполным и не перекрывающимся встречным годографам ГСЗ.

Корреляционный метод преломленных волн (КМПВ) входит в группу сейсмических исследований осадочного слоя с фундаментом, что в отношении осадочного слоя выполняет МОГТ. Однако первый метод не является продолжением или уточнением второго, поскольку они основываются на разных физических явлениях – первый на преломлениях, а второй на отражениях упругих волн различной длины. При этом условия формирования этих волн – физическая, т.е. геологическая неоднородность – различны. Таким образом, полезные сигналы в виде этих волн порой приходят из разных плоскостей геологических неоднородностей, отражают различное структурное строение и различное физическое содержание и могут не совпадать между собой, а значит, они имеют разную информативность и разное глубинное проникновение. Это осложняет совместное геологическое толкование их геофизических результатов. Хорошим примером для иллюстрации сказанного является весь приведенный здесь материал. Тем не менее, исследование комплексом геофизических методов подразумевает комплексный анализ их результатов. В данной работе этот принцип является основополагающим.

Метод преломленных волн (МПВ) или, что то же самое, корреляционный метод преломленных волн (КМПВ) является одним из эффективных геофизических методов изучения осадочного слоя и его основания – кристаллического фундамента. В данной работе большое внимание уделено обработке и интерпретации материалов современным компьютерным программным обеспечением. В

результате получено большое количество данных, содержащих сведения по различной геологической тематике, заслуживающих детального анализа и обобщения.

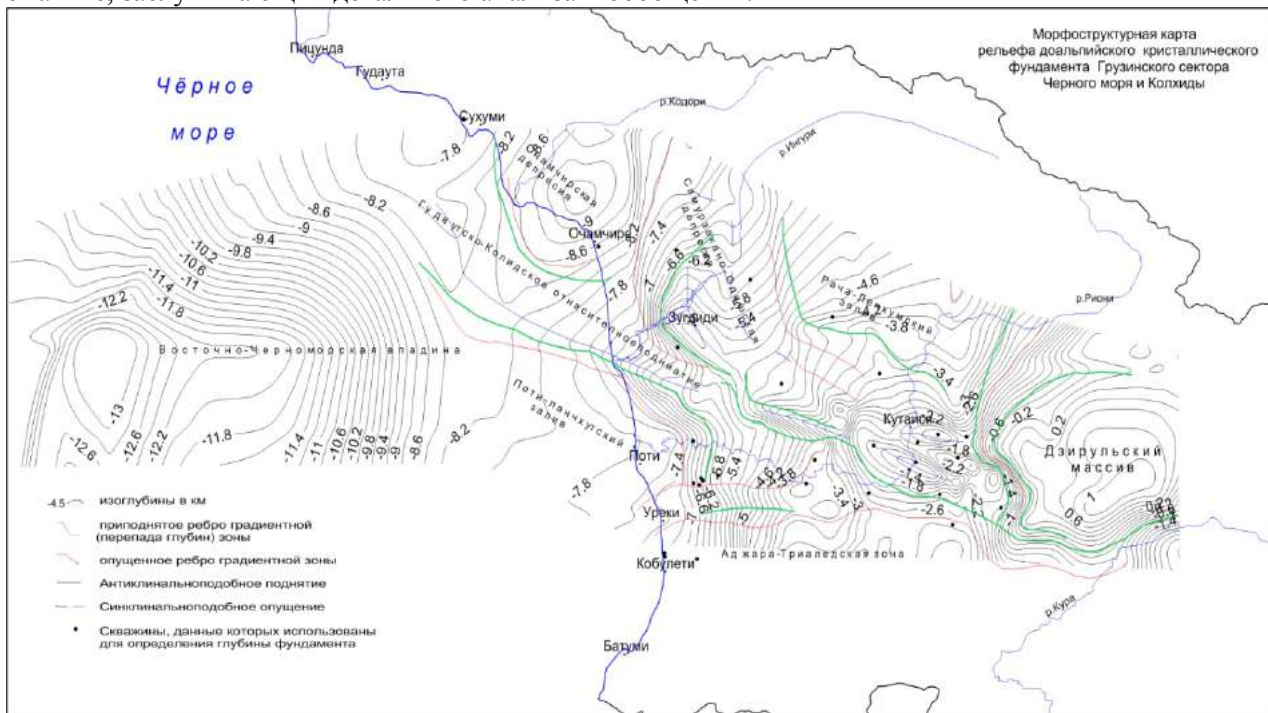


Рис.6.2.2. Морфоструктурная карта доальпийского кристаллического фундамента осадочного слоя Грузинского сектора Черного моря и Колхиды с Дзирульским массивом (изоглубины в км.)

По сложности строения морфоструктуры карту доальпийского кристаллического фундамента (рис.6.2.2) можно разделить на две части: глубоководную (акватории) и «сухопутную» с морским побережьем. Первая – «центроклинально» погружается к чашеобразному котловану. Вторая – разбита вдоль и поперек на блоки, сложенные разнообразно с востока на запад: 1.Дзирульский массив; 2.Сачире-Сакраульское кряжевое поднятие; 3.Нижне-Имеретинская предкряжевая равнина; 4.Окрибское поднятие; 5.Гудаутско-Колхидское промежуточное поднятие со слабо пересеченным рельефом; 6.Самурзакано-Одишский прогиб; 7.Поти-Ланчхутский «залив» прибрежного морского прогиба; 8.Восточно-Черноморская впадина.

Такой перечень структурных единиц на такой маленькой площади красноречиво говорит о сложности и своеобразии строения доальпийского фундамента Колхиды с Дзирульским массивом. Каждая из них обладает определенной степенью свободного перемещения в вертикальную сторону благодаря широкомасштабным разрывным нарушениям (рис.6.2.2). Томография в этом плане еще больше усугубляет картину своими градиентными зонами перепада глубин различной формы и протяженности. На основании сказанного приходим к заключению, что Дзирульский массив в структурном отношении относится, скорее, к Колхидскому тектоническому сегменту, чем к восточному погружению Грузинской глыбы. Он является, не только, водоразделом в виде Лихского хребта между Западом и Востоком Грузии, а также определяющим различное глубинное строение запада и востока.

Представленная на рисунке 6.2.3. карта является продолжением предыдущей на восток с общим для увязки Дзирульским массивом, который является также для обеих карт опорным, исходным ориентиром. На этой карте морфология представлена крайне сложным зонально-блоковым строением, резким перепадом глубин, разрывными нарушениями разного характера и порядка. С учетом этих особенностей произведено ее зонирование:

- 1.Джавახетско-Болнисская зона относительного поднятия;
- 2.Месхетско-Триалетская зона относительного погружения;
- 3.Картлийско-Эрцойская зона погружения;
- 4.Караязско-Джейранчельская зона относительного погружения;
- 5.Ширакско-Аджинаурский блок впадины;
- 6.Удабно-Кизихская зона впадины;
- 7.Самгорско-Гомборский кольцевой блок плоскогорья с прогибами по южному кольцу;
- 8.Алазанско-Агрчайская зона погружения.

Перечисленные зоны интенсивного перепада глубин и разрывные нарушения со значительным простиранием отмечены на карте (рис. 6.2.3) в зарамочном оформлении.

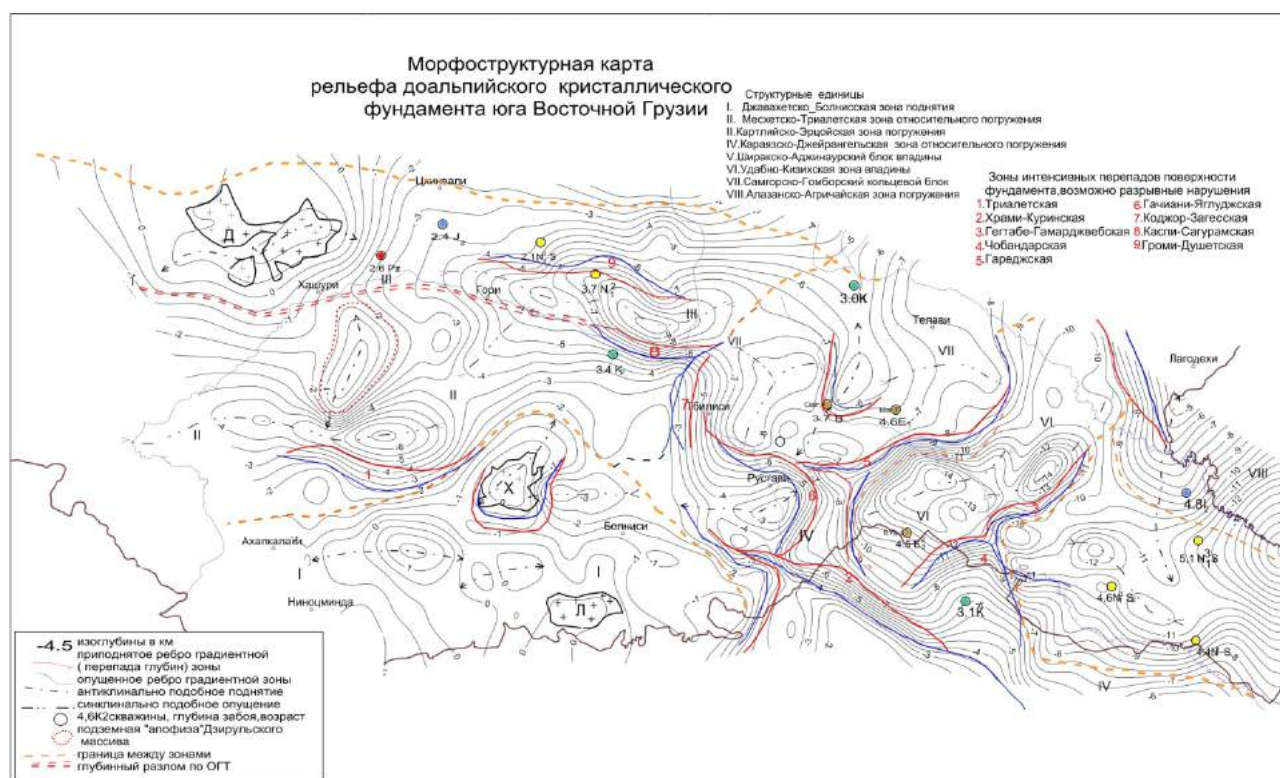


Рис.6.2.3. Карта морфоструктуры доальпийского кристаллического фундамента осадочного слоя юга Восточной Грузии.

В отношении содержания морфоструктурной карты (рис. 6.2.2) прежде всего следует отметить, что она (морская часть и часть суши) составлена по данным ГСЗ и КМПВ, неоднородной по точности и густоте сетью наблюдаемых профилей. Точность определения глубины залегания преломляющего горизонта в методе ГСЗ несколько ниже по сравнению с КМПВ, а сама сеть наблюдений, вследствие сложности сейсмогеологических условий, в обоих случаях проведена нерационально и не заполняет всю ширину площадей.

Второе, что должно быть отмечено, это различие морфоструктурной карты фундамента, составленной по геофизическим данным с обычными пликативными структурными картами осадочного слоя. В первом случае, вероятно, отражены последствия различных геологических процессов – пликативно-разрывных, трансгрессивно-регрессивных, магматическо-метаморфических, которые геофизическими методами на уровне фундамента не наблюдаются. Морфоструктурная карта не имеет единой литолого-петрографической возрастной плоскости. Кроме того, разломы с крутонаклоненной плоскостью смещения и крутонаклоненная преломляющая плоскость порой одинаково отражаются на материалах метода ПВ (преломленных волн). Поэтому отображать их на структурной карте единым условным знаком невозможно. Мы подошли к решению этого вопроса таким образом: ввели два условных обозначения высокого перепада глубин градиентных зон для линий минимального и максимального погружения. Кроме того, антиклинально- и синклинально-подобные структуры обозначили отдельными условными знаками, и в результате представленные карты (рис.6.2.2 и 6.2.3) читаются разборчиво. Тем не менее, сопоставление указанных карт с обычной структурной картой осадочного горизонта некорректно. Это касается всех карт и разрезов, составленных по данным метода ПВ.

На карте морфоструктуры фундамента особый интерес представляют прослеживаемые по градиентам (перепадам) глубин разрывные нарушения, очевидно, небольших размеров (не более единичных километров), но разной глубины заложения и простирания. В совокупности с рельефом фундамента они предопределяют, в какой-то степени, тектонику данного региона. Детальнее об этом позднее.

Учитывая целесообразность привлечения всех геолого-геофизических материалов, геологическое толкование морфоструктурной карты фундамента будет рассмотрено нами позже

совместно с другими геофизическими данными по участкам зональности, определенным по морфоструктуре доальпийского кристаллического фундамента-основания альпийской складчатости (рис.6.2.2 и 6.2.3).

Морфоструктурные карты преломленных волн построены классическим методом геометрической сейсмометрии – t_0 (метод Т нулевых). Профили Грузии с морским сегментом (рис.6.2.1.) обработаны методом томографии ПВ. Некоторые наиболее информативные рисунки распределения скоростей в вертикальной плоскости приведены в этой главе. Структурные карты неоднородностей томографических скоростей представлены на всех уровнях интервальных скоростей, отражающих глубины залеганий и литолого-фациальный состав горизонта данной скоростной неоднородности.

По морфоструктуре фундамента рассмотренная территория более или менее детально расчленена и нанесена на картах (рис. 6.2.2 и 6.2.3). Однако в региональном плане предпочтительно ее более крупномасштабное расчленение. Этого требует и сам характер морфологии глубин залегания фундамента. Здесь нетрудно выделить следующие сегменты: 1.Глубоководный прогиб Восточно-Черноморского бассейна; 2.Колхидское поднятие с Дзирульским массивом; 3.Западно-Картлийский жёлобopodobный прогиб с Эрцо-Тианетской равниной; 4.Квемо-Картлийско-Кахетинский сегмент впадины; 5.Месхетско - Триалетская зона относительного погружения и 6.Джавахетско-Болнисский сегмент относительного поднятия. Эти сегменты совершенно несоразмеримы друг с другом по занимаемой площади, не схожи строением и осадочным слоем. Каждый из них сочетает несколько морфоструктур низкого порядка, характерных для данного сегмента и требующих геологического пояснения.

Глубоководный прогиб Восточного сектора Черного моря изучался Институтом АН СССР имени Ширшова в семидесятых годах прошлого века методом ГСЗ. Здесь по северному побережью между Анаклиа и Сочи на площади треугольной формы с основанием к морскому берегу Абхазии было проведено всего три профиля ГСЗ по 190 – 230 км каждый. Вершина, т. е. место, где пересекаются эти профили, находится в глубоководной части бассейна (рис.6.2.1). Таким образом, по площади охвачена третья часть от северной акватории Грузинского сектора. Такое расположение системы профилей не оправдано с точки зрения охвата площади исследований, а также в смысле изучения целевых горизонтов разреза.

Тем не менее, эти профили переинтерпретированы нами классическим методом геометрической сейсмики и сейсмотомографии, обработаны компьютерным способом и составлены разрезы от морского дна до границы Мохо. Результаты этой переобработки по высокоскоростному горизонту фундамента рассматриваются в данной главе. Анализ результатов вышеупомянутого горизонта будет приведен при обобщении геологических результатов комплекса геофизических данных. Здесь приводится лишь общая характеристика.

Изоглубины поверхности фундамента в акватории Грузинского сектора Абхазской шельфовой части имеют отметки глубины залегания 8-9 км у побережья, а в глубине моря, описывая кольцево-дуговую форму, достигают 13 км (рис. 6.2.2). Это места, где по данным ОГТ глубины морского дна изменяются от 100 м у побережья до 1900 м вглубь. Мощность кайнозойских отложений изменяется от 2000 м до 5000 м, соответственно. Залегание поверхности средней юры здесь от 6.5 км до 7.5 км по отмеченному направлению (рис.6.1.31), т.е. до поверхности основания осадочного слоя, не достает 3-5 км, т.е. пространство, которое должны заполнять горизонты альпийского тектонического возраста. Следовательно, глубины залегания поверхности фундамента бассейна Восточного Черного моря находятся в полной корреляционной связи с залеганием глубин осадочного слоя. Эту аргументацию, основанную на примере северного шельфа, можно распространить на южную акваторию ВЧМ, тем более что изоглубины фундамента на южную сторону открыты (рис.6.2.2) и, как поведут они себя на натуральных картах изоглубин в структурном плане, трудно предположить.

Южнее упомянутого континентального склона, которым ограничивается карта изоглубин поверхности доальпийского кристаллического фундамента (рис.6.2.2), до побережья Турции осадочные породы погружаются глубоко. На временных разрезах они прослеживаются до 8 сек., что позволяет составить структурные карты по всем стратиграфическим горизонтам до верхнего мела включительно (рисунки 6.1.5 - 6.1.26). На временных разрезах “ВРТ” профилей (рис.4.1), хранящихся в фондах нефтяной корпорации Грузии, те же временные разрезы, читаемые как маркирующие осадочные горизонты, опускаются до 12 секунд. Это говорит о том, что осадочный слой здесь не ограничен верхним мелом, и на юге бассейна, как и на его северном продолжении, должен быть полный разрез до подошвы альпийского тектонического этажа. Трудно строить предположения относительно морфоструктуры подошвы без структурных карт, но вряд ли это интенсивная

складчатость. Следовательно, подошва осадочного слоя, здесь, как и на севере бассейна, ограничивается кристаллическим фундаментом магматогенно-метаморфического состава. В ареале наших исследования он должен иметь повсеместное распространение. Проблема здесь только в том, какова его мощность. Об этом можно говорить по сейсмотомографическим данным, которые будут рассматриваться в главе о глубинном строении региона. Однако, пока ограничимся формальным описанием фактических материалов.

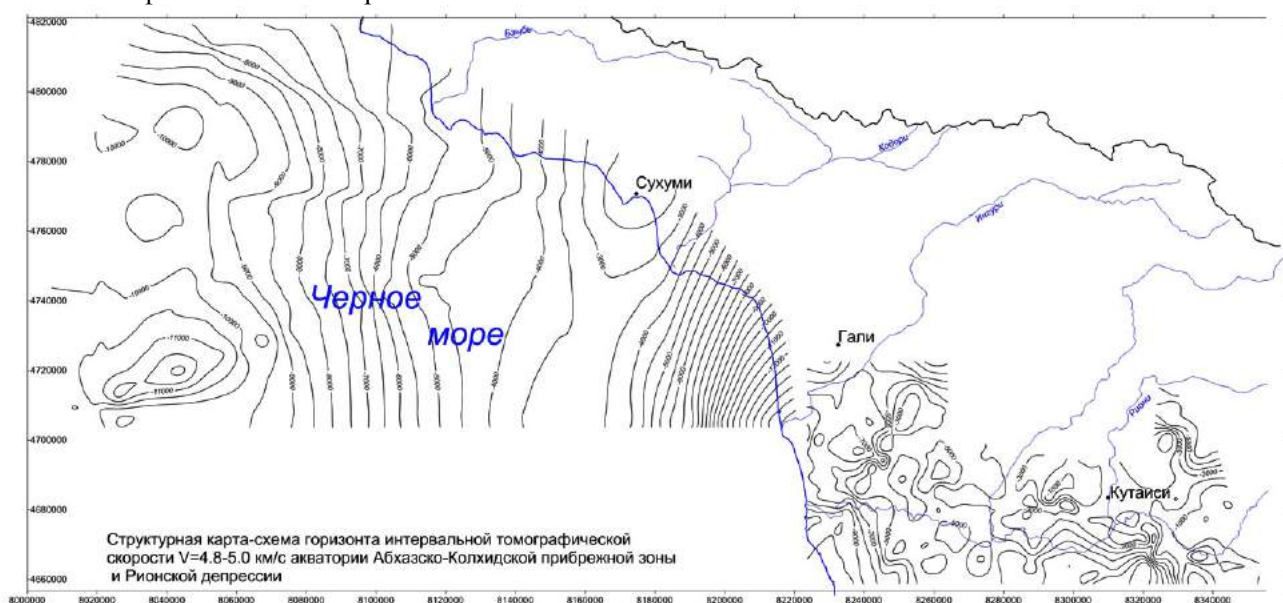


Рис.6.2.4. Морфоструктурная карта горизонта на уровне распределения томоскоростей 4.5-5.0 км/с Гудаутско-Очамчирского шельфа и Колхиды.

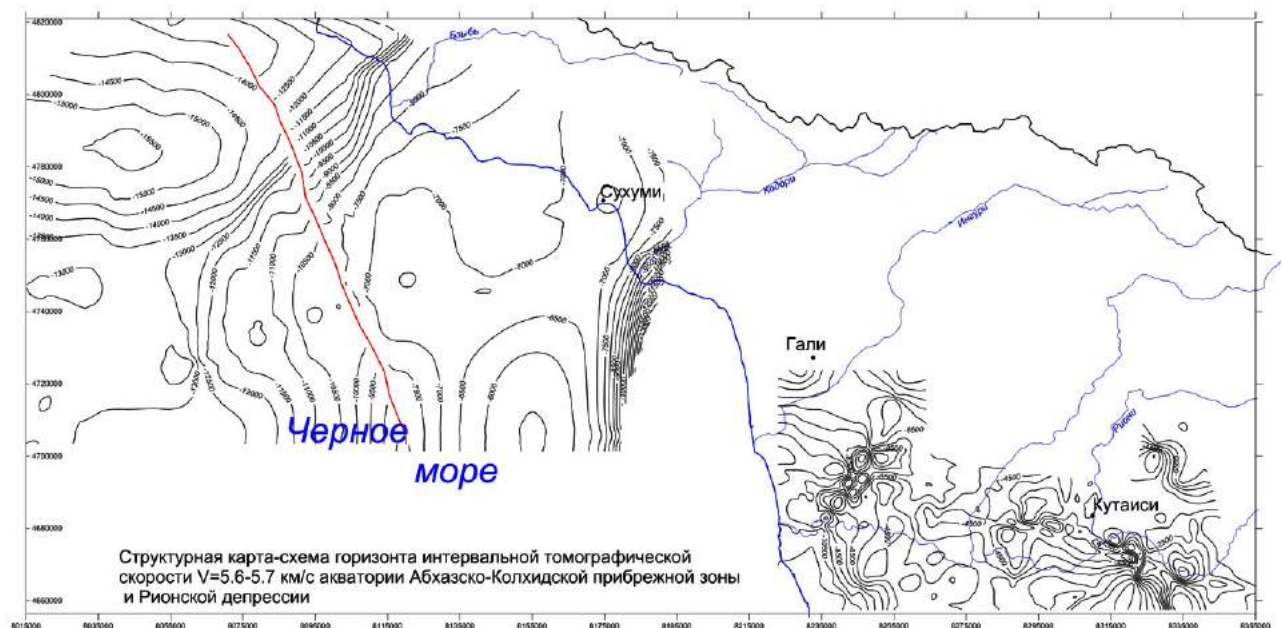


Рис.6.2.5. Морфоструктурная карта на уровне распределения томоскоростей 5.6-5.7 км/с Гудаутско-Очамчирского шельфа и Колхиды.

Карты, приведенные на рисунках (рис.6.2.4 и 6.2.5), составлены по годографам ГСЗ морской части и КМПВ Колхиды, причем они не пересекаются и не увязываются между собой по глубинам (о методических причинах неувязки было сказано выше). В данном случае нас интересует морская часть. Рисунок 6.2.4, по нашему мнению, отражает структуру самого нижнего горизонта осадочного слоя. Изоглубины криволинейные, на шельфе они изогнуты от берега к морю и более или менее равномерно опускаются от Сухумского поднятия вглубь моря, где на 11 км максимальной глубине замыкаются. Рисунок 6.2.5 отражает структуру переходной зоны от осадочного слоя к консолидированному горизонту или, наоборот, от консолидированной коры к осадочному. Здесь по

изоглубинам шельфовая часть приподнята, затем опускается через разломную структуру вглубь моря до глубины 12-15 км и там выполаживается.

О Колхидском поднятии с Дзирульским массивом следует особый разговор, который пойдет позже.

Западно-Картлийский с Эрцо-Тианетской равниной желобоподобный прогиб начинается южнее Дзирульского массива в ущельи р. Куры, примерно, у с. Ахалдаба. К востоку по р. Куре он расширяется, охватывая ее право- и левобережные равнины до г. Мцхета. На юг желоб расширяется до предгорья, а на север - до г. Цхинвали. Ось максимального погружения проходит по Проне-Мухранской депрессии с отметкой от -1.5 км и до -9.5 км в Мухранской депрессии. От этого пункта начинается центроклинальное поднятие синклиноподобного фундамента по направлению к Эрцо-Тианетской депрессии, где «желоб» закрывается на уровне -7 км. Его борта поднимаются: южный - до -4.5 км, северный - до -2.5 км. На таком основании развита слабоскладчатая система осадочного слоя - на периферии прогиба в виде брахи-структур, возможно имеющих практическое значение с точки зрения нефтегазоносности, но в центральной части заметны слабые ундуляции синклинорного типа.

Квемо-Картлийско-Кахетинский сегмент впадины охватывает территорию между реками Алазани и Курой, восточнее выхода последней из Армазско-Загесского каньона. Этот сегмент сложен блочно-зонально разбитым геологическим образованием, характеризующимся повышенным значением граничной скорости сейсмических волн 5.8-6.2 км/с. Считаем, как это принято, что оно является магматогенно-метаморфическим образованием доальпийского фундамента, который шарнирован по сегментам. Конфигурация и морфология этих сегментов следующая: 1) Караязко-Джейранчельский; 2) Ширакско-Аджинаурский; 3) Алазанско-Агричайский; 4) Удабно-Кизихский и 5) Самгорско-Гомборский кольцевой блок. Они «шарнирно» соединяются между собой разрывными нарушениями, слагают осадочное основание и определяют седиментационный характер и тектонику последующих молодых образований.

Месхетско-Триалетский сегмент относительного погружения начинается от Годердзского перевала на западе (начинается, очевидно, западнее названного места, но об этом нет сейсмических данных), продолжается по широтному направлению и заканчивается у подступов к Мцхетскому Куринскому ущелью. Его северной границей являются предгорья Триалетского хребта по правобережью р. Куры, а южной - южное погружение того же хребта.

По хребту сегмент неравномерно полосчато погружен максимально до -6 км, а по Бакурианско-Хашурскому направлению также неравномерно приподнят до -0.5 км. Изоглубины, кроме Земокартлийского желобоподобного прогиба, широким фронтом загибаются к этому сегменту наподобие морского залива. Таково основание Аджаро-Триалетской зоны в интервале между Годердзским перевалом и г. Мцхета.

Джавахетско-Болнисский сегмент относительного поднятия занимает территорию Юго-Восточной Грузии. Морфоструктура фундамента осадочного слоя здесь, напоминает возвышенное плоскогорье. В западной половине сегмента перепад глубин поверхности фундамента напоминает перепад высот между вершинами вулканических аппаратов с их дневным основанием (от +1.5 км до -2.0÷-2.5 км и меньше). Во второй, восточной, половине фундамент в виде Храмского и Локского массивов выступает на поверхность на 1.5-2.0 км абсолютной высоты, а под осадочным слоем покоится на глубине 1.5÷-2.0 км. Таковы результаты интерпретации КМПВ классическим методом геометрической сейсмоки по доальпийскому кристаллическому фундаменту складчатого основания.

Интерес представляет рассмотрение результатов интерпретации тех же материалов методом сейсмотомографии.

Как уже было отмечено, по всем профилям КМПВ была выполнена сейсмотомография годографов первых вступлений преломленных волн. По рисункам распределения томоскоростей получены весьма эффективные по геологической информативности разрезы. Выборочно составлены морфоструктурные карты горизонтов, характеризующихся интервальными скоростями (например, 5.6-5.7 км/сек), близкими к граничным скоростям маркирующего сейсмического горизонта пород фундамента.

Таким образом, получен комплект карт интервальных скоростей маркирующих горизонтов по нарастанию глубин и этих скоростей. Эти карты, безусловно, заслуживают анализа и сопоставления, примерно, с теми же горизонтами, составленными методом геометрической сейсмоки. Для карт доальпийского фундамента (рис. 6.2.2 и 6.2.3) выбраны горизонты интервальных скоростей 5.6-5.7 и 6.0-6.2 км/сек. Поэтому следует рассмотреть различные варианты. Причиной такого выбора является то, что соотношение томографической и граничной скоростей ни теоретически, ни эмпирически не

установлено вообще. Кроме того, сложные скоростные неоднородности подошвы осадочного покрова и магматогенно-метаморфических образований фундамента не позволяют однозначно определить границы раздела между ними.



Рис.6.2.6. Карта изоглубин горизонта интервала сейсмотомоскоростей 5.6-5.7 км/сек юга территории Грузии с сектором ВЧМ.

На рисунке 6.2.6 представлена морфоструктурная карта сейсмотомографического горизонта интервальной скорости 5.6-5.7 км/сек юга территории с сектором Восточного Черноморья Грузии. При её сопоставлении с картами доальпийского фундамента Грузии (рис.6.2.2 и 6.2.3) видно, что сходство между ними большое, но и расхождение также значительное, поэтому следует их рассмотреть каждую в отдельности.

На морфоструктурной карте (рис.6.2.6) выделены и отмечены в условных обозначениях 16 структур и 14 градиентных зон интенсивного перепада глубин, предположительно, разрывных нарушений, разделяющих последние. Их перечисление здесь нецелесообразно, но рассмотрение некоторых необходимо. На карте в акватории Гудаутско-Очамчирского шельфа отмечена структура № 1, под названием Сухумского морского поднятия с глубиной залегания, соизмеримой с глубиной на рис. 6.2.2.

Колхида по фундаменту несколько приподнята по отношению к морской части. Она сложена из относительно приподнятых и опущенных структур. В числе отмеченных структур третья – это Анаклиа-Хобский прогиб, опущенный разломом 4 от севера-восточных структур, он круто опускается к морю. Четвертая структура – Варцixe-Хонская занимает территорию от Окуми по направлению к Абаша на всей восточной Колхиде. Пятая – Одишская депрессия с южным крылом Лечхумской антиклинали синклиналией граничит с предгорьем Эгрисского хребта. Седьмой номер это Дзирульсий массив, ограниченный нулевой изоглубиной поверхности фундамента. Она проходит впритык к массиву, даже обрезает его древние небольшие части с юга, а на севере-востоке конусом отходит от него. За нулевой следует изоглубинная линия -1, которая простирается диагонально на северо-восток по направлению Джавы, а на юго-запад по направлению курорта Абастумани. Здесь уже изоглубины отражают положение поверхности фундамента. Северо-восточная полоса замкнутых изоглубин приподнятого фундамента отделена глубинным разломом от изоглубин, погружающихся на север к Рача-Лечхумской синклинали. Этот разлом проходит от Дмуиси (Окриба) по широтному направлению к устью Черной Арагви. Он частично совпадает с Сачхере-Кутаисским разломом, выделенным П. Гамкрелидзе.

Интерес представляет характер контакта массива с фундаментом. Можно сказать, что на запад он погружается резко, видимо разломом, а на восток погружается плавно. В отношении петрологического вещественного состава и петрофизического взаимоотношения массива с фундаментом известно недостаточно. Вопросы о единстве фундамента с массивом, в чем мы

сомневаемся, являются кардинальными! Поэтому попытаемся позже с помощью комплекса геофизических методов внести некоторую ясность в существующее представление. А пока будем считать, что массив и фундамент не едины. Когда говорится о петрофизическом характере основания фундамента, подразумевается его магматогенно-метаморфическое происхождение (генезис) и высокое петрофизическое состояние (обладание высокими физическими параметрами). И то, и другое они могли получить независимо друг от друга.

Верхнекартлийский прогиб (рис. 6.2.6) на Тирифонской долине раздваивается и принимает направление на 10 км севернее Чорчанских выходов массива. На восточном завершении прогиб опускается на Мухранскую и Арагвскую глубокие впадины. За Арагви четко отрисовано и приподнято разломом под номером №7 Тианетское поднятие № 12.

Восточнее Тбилиси и Тианетского поднятия номером №13 обозначена Кахетинская обширная впадина, находящаяся в центре, как широкая плоскодонная котловина глубиной 10-11 км, от которой по бокам отходят сужающиеся «ущелья». Впадина осложнена небольшими поднятиями, и на карте они показаны соответствующим знаком. Продольные борта долины с севера ограничены линейным разломом, а с юга – фигурными разломами №№ 6, 11, 9, 15. С южной стороны впадину огибает Джандар - Джейранчельский прогиб, также завершающийся с юга фигурными разломами №№ 13, 10.

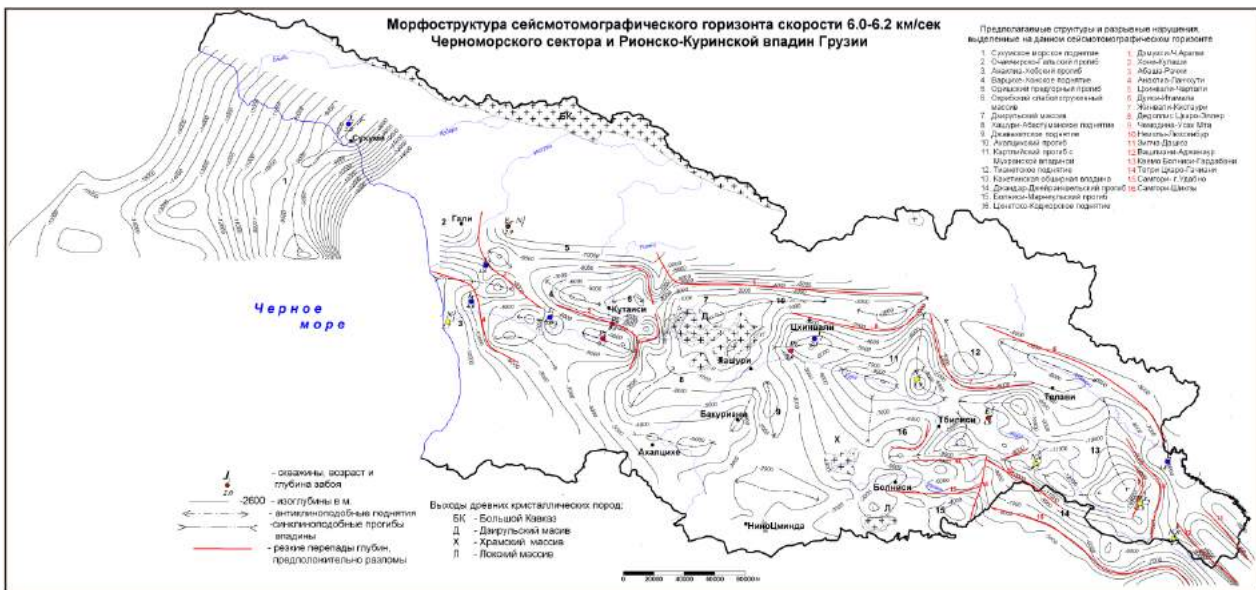


Рис.6.2.7. Карта изоглубин горизонта интервала сейсмотомоскоростей 6.0-6.2 км/сек.

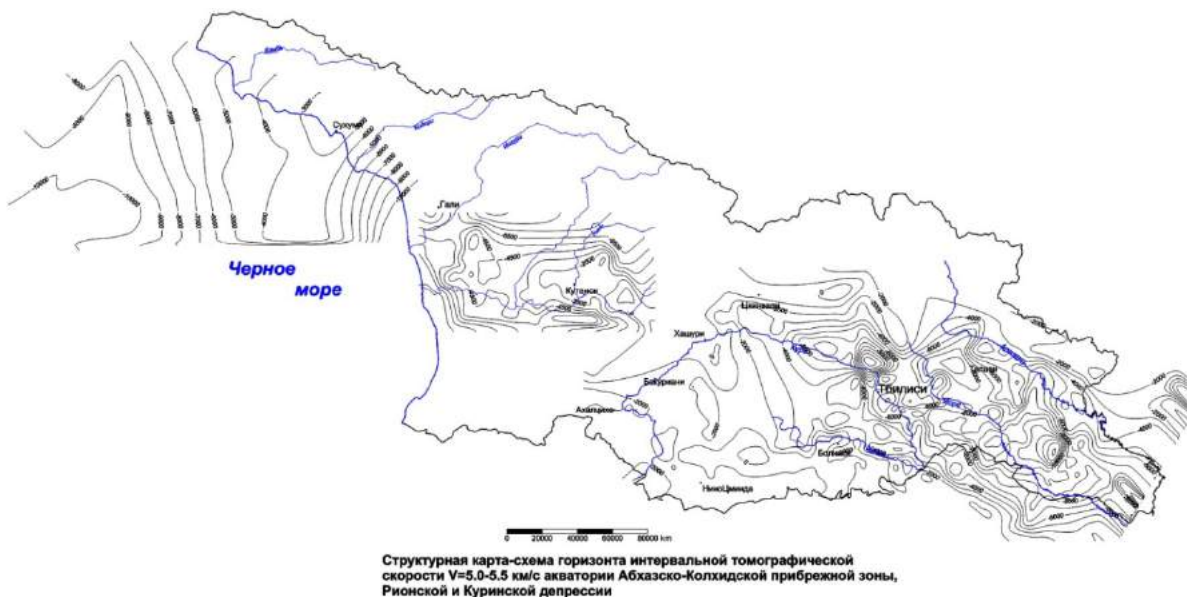


Рис.6.2.8. Морфоструктурная карта подошвы юры Рионско-Куринской депрессии с морским сектором Грузии.

Томографией выделяются тектонические дислокации – различные блоковые перемещения фундамента и осадочных слоев в обе стороны разреза.

На рисунках 6.2.8-6.2.10 даны структурные карты границ раздела неоднородностей томографических скоростей осадочного слоя Грузинского сектора Черного моря и Рионско-Куринской впадины.

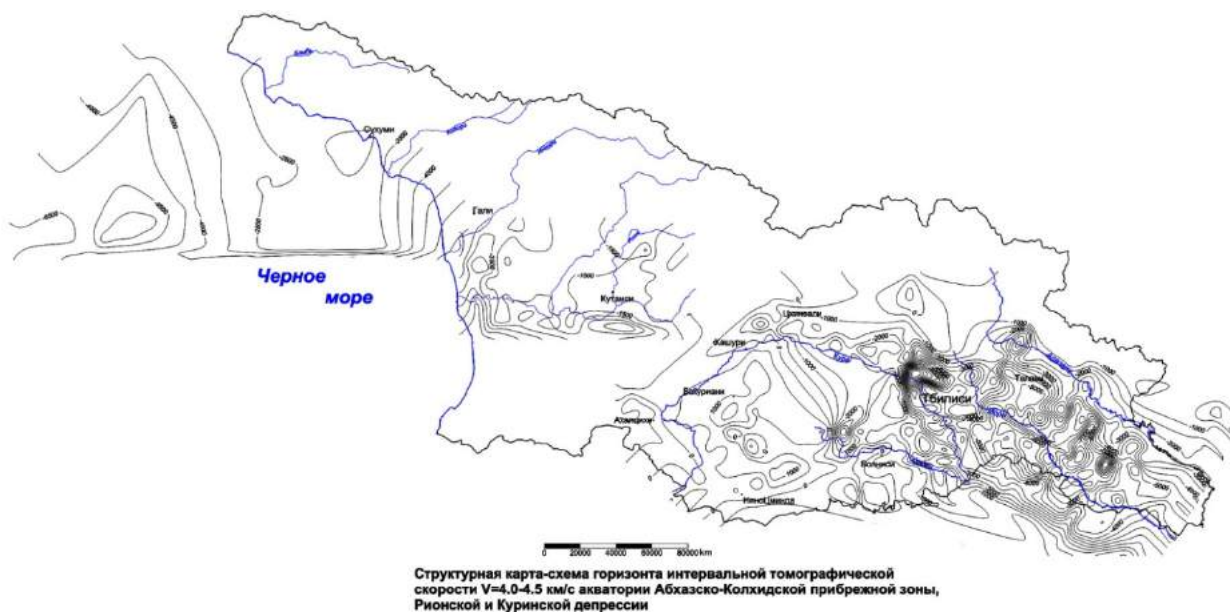


Рис.6.2.9. Морфоструктурная карта подошвы мела Рионско-Куринской депрессии с морским сектором Грузии

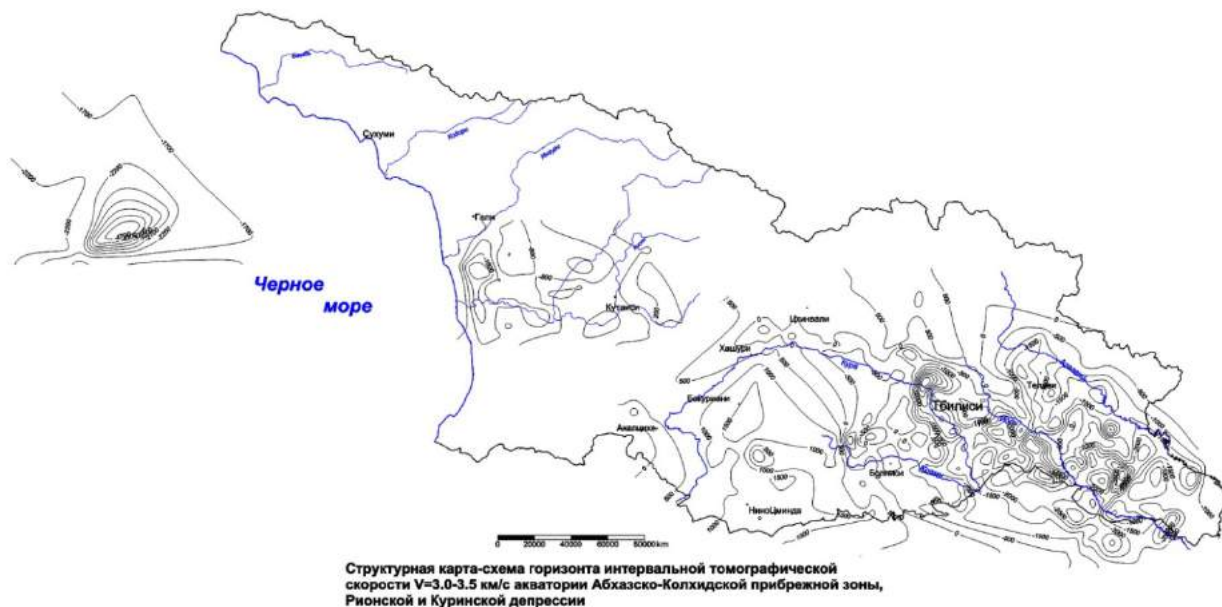


Рис.6.2.10. Морфоструктурная карта подошвы неоген-современных образований Рионско-Куринской депрессии с морским сектором Грузии.

Сейсмотомография требует определенной точности входных данных, полученных при выполнении полевых работ: прямолинейности профилей наблюдений, учета пересеченности рельефа, идентификации первых вступлений. Они не были учтены при выполнении полевых работ, но могли бы быть выполнены при камеральной обработке при наличии первичных сейсмограмм. Имеются только годографы первых и последующих вступлений. Поэтому мы ограничились внесением в них поправок за рельеф местности и частично за угловатые неровности профилей наблюдений. Там, где не было возможности последнего, не исключено некоторое искажение результатов. Тем не менее, предполагается, что эти неточности отражаются на глубинах распределения скоростной неоднородности, без существенных изменений определения скоростного параметра и структуры.

Глубины на этой карте и на всех других (рис.6.2.8-6.2.10) определены с дневной поверхности. На карте (рис.6.2.7) горизонт представлен криволинейными кружками с увеличивающейся мощностью от Дзирульского массива на запад от 200 до 2600 м и на восток от 500 до 3000 м. Карта содержит полезную информацию о мощностях слабо диагенезированных и рыхлых образований, необходимых, как априори, для поисково-разведочного бурения и сейсморазведки.

6.3. Интерпретация магнитного и гравитационного полей

В решениях различных геологических задач методам потенциальных полей принадлежит немаловажная роль. Для этого используются их разномасштабные съемки, которые у нас имеются.

Мы ограничиваемся полуколичественными способами их интерпретации, заключающихся в различной трансформации, оценке геометрических форм и других параметров. Способ позволяет разделить сложных аномалий на их образующие составляющие и раздельную интерпретацию. Теоретические основы определения трансформации-преобразования, аналитического продолжения в верхние и нижние пространства на разных высотах или преобразования в другие функции приводятся в обширной литературе, и здесь нет необходимости их повторения. Вместе с тем, надо отметить, что в этих геофизических методах большая доля решений обратных задач геофизики приходится на качественную интерпретацию данных. Из-за своей, порой, чрезмерной сложности, учитывающей влияние масс, лежащих в нижнем полупространстве, количественное решение обратных задач потенциальных полей весьма сложно и порой некорректно, неоднозначно. В этом плане, качественные способы решения задач потенциальных полей свободны от этих недостатков и могут пополнить информативность геофизических исследований настолько, что не в состоянии сделать другие методы. Вместе с тем при трансформации потенциальных полей может образоваться огромное количество лишних и ложных вариантов трансформантов для данного конкретного поля и геологической обстановки. Поэтому следует выбрать в опытном порядке, какие параметры подобрать для данной геологической обстановки. Для опытной апробации метода выбрано АМП (аномальное магнитное поле) территории исследований.

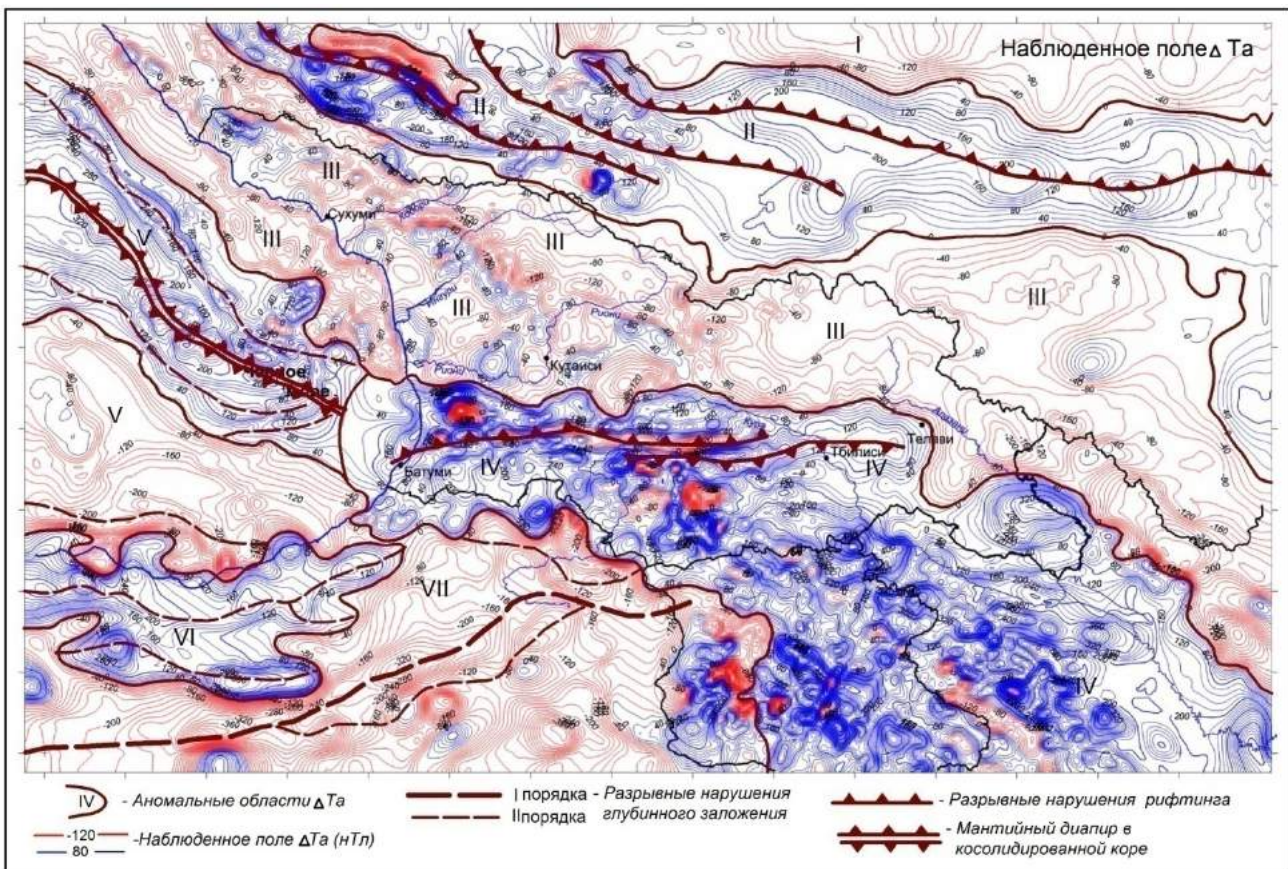


Рис.6.3.1. Карта наблюдаемого поля ΔT_a Кавказа масштаба 1:200000 на высоте 2.5-3.0 км.

Такие опыты следует начать с карты ΔT_a масштаба 1: 200000, составленной нами для территории республики Грузия на основании аэромагнитной съемки того же масштаба, выполненной на высоте 2500-3000 м, а по прилегающим территориям—компиляцией материалов полученных из разных источников.

Картина распределения ΔT_a по площади чрезвычайно сложна (рис.6.3.1) и, вероятно, отражает геологическую среду с такой же сложной неоднородностью вещественно-петрологического состава тел, залегающих на разных глубинах до нескольких десятков километров. На первый взгляд, в глаза бросается зонально-изомерное распределение ΔT_a различной интенсивности. По формам зонирования АМП разбивается в крупном региональном плане на глубинные геологические тела и далее на зональные системы меньших порядков с конфигурацией, совпадающей весьма близко с тектонической зональностью, наблюдаемой на поверхности (рис.7.1.10). Такое сходство между ними позволяет предполагать аномалии ΔT_a , обусловленные отмеченными глубинными телами, отражающие геометрию залегания магнитоактивных тел с информативностью до отмеченной глубины. Зональность поля, кроме того, что выделяется полярностью АМП, отмечается также системно распределенными на плоскости наблюдений значениями пониженной и повышенной интенсивности, что позволяет его трансформирование любым аналитическим способом. Поэтому интерпретация АМП Кавказа основывается на его различных трансформациях.

Прежде, чем приступить к детальному анализу структуры поля, представленного на карте (рис.6.3.1), следует разбить ее на крупные сравнительно однородные морфоструктуры, которые отражают, прежде всего, глубинное строение тектонических областей. Так выделены следующие области: I.Терско-Каспийский предкавказский прогиб со слабым отрицательным АМП; II.Главный хребет Большого Кавказа с интенсивным положительным АМП; III.Южный склон Большого Кавказа с Закавказским межгорным прогибом и с Дагестанским плоскогорьем со средним отрицательным АМП; IV.Малый Кавказа с интенсивным и весьма сложным строением АМП; V.Восточно-Черноморская акватория с зонально поляризованным АМП высокой интенсивности; VI.Анатолийская область с Зангезурским хребтом с АМП средней интенсивности.

В качестве первого трансформанта выбран пересчет вверх на 4 км (рис. 6.3.2). На этом рисунке поле ΔT_a достаточно сглажено, четкость крупномасштабного разделения аномального поля улучшена. Выделено 7 крупных аномалий со своими особенностями морфологии, структуры и интенсивности, приуроченных, очевидно, к крупным глубинным геологическим телам. Наиболее крупные аномалии пронумерованы и их характеристика дается ниже.

Таким образом, на рисунке 6.3.2, с севера первым номером выделяется небольшая часть - ΔT_a Терско-Каспийского предкавказского прогиба с глубоко опущенным отрицательным АМП. Вторым номером на северном склоне Главного хребта Б. Кавказа до р. Аргун, а затем по Сунжа-Суланской впадине прослеживается интенсивная положительная аномалия ΔT_a . Она обусловлена, по всей вероятности, глубоко залегающим древним палеозойским магматизмом. Аномалия имеет широтное простираение и только западнее Сухумского меридиана отклоняется немного на север, затем, затухая, переходит в отрицательную аномалию и погружается под мезозойские породы.

На юге третьим номером прослеживается аномалия ΔT_a отрицательного знака небольшой интенсивности, осложненная мелкими аномалиями в западной части, и названная нами аномальной областью Закавказского межгорного прогиба. Аномалия занимает южный склон Б. Кавказа, Колхиду, часть Картли и Алазанскую депрессию, Горный Дагестан и южную Прикаспийскую впадину. Такое разделение объясняется ее зональностью: Адлерско-Колхидского прогиба с Дзирульским массивом. Далее зона характеризуется мелкими аномалиями разной конфигурации обоих знаков ΔT_a . Аномалия Абхазско-Рача-Кахетинской горно-складчатой системы отличается от предыдущей крупной мозаичностью, удлинённой формой и интенсивностью. Восточное погружение Большого Кавказа от верховьев р. Аргун охватывает так называемый «Известняковый Дагестан», погружение Главного хребта и Прикаспийскую низменность Азербайджана, занимает обширный минимум, за исключением двух небольших кружков с ΔT_a 25 нТл в центре аномалии. Аномалия Туапсинско-Очамчирского континентального шельфа выделяется узкой, замкнутой полосой, слабо сглаженной укладкой изодинам отрицательного знака.

Четвертым сплошным, интенсивным, положительным ΔT_a характеризуется весь Малый Кавказ с Талышом, за исключением редких мелких отрицательных кружков. Здесь выделяются зоны АМП второго порядка: Аджаро-Триалетская с интенсивным, положительным неоднородным полем широтного простираения, Гаре-Кахетинско-Саатлийская зона с положительным высоким АМП, Месхет-Джавахетское вулканическое нагорье с интенсивным АМП обоих знаков, Сомхитско-Карабахская зона с мощным вулканогенным покровом и над ними кулисообразно расположенным

интенсивным положительным АМП, Локско-Кафанская зона с интенсивным положительным АМП, Севано-Акеринская шовная тектоническая зона с резко неоднородным, интенсивным, слабо полярным АМП и Ереванско-Ордубадская зона с дипольно полярным знаком АМП.

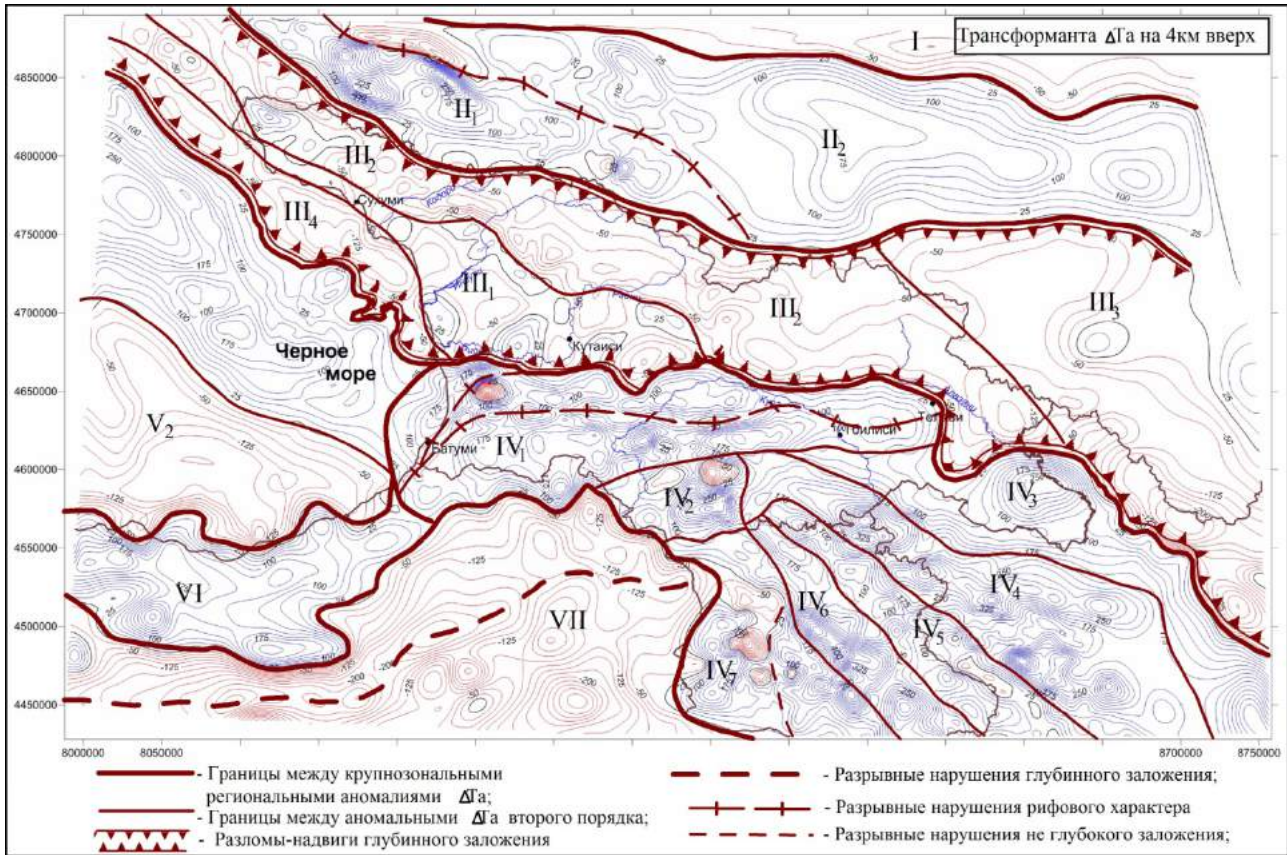


Рис.6.3.2 Схема морфоструктурного расчленения АМП ΔТа Кавказа (пересчёт вверх на 4 км).

Аномальные области ΔТа: I.Терско-Каспийского предкавказского прогиба; II. Главного хребта Б. Кавказа с Сунжа-Суланской впадиной. Зоны: II₁-Западных горных систем с Передовым хребтом, II₂-Восточных горных систем с Сунжа-Суланской впадиной. III.Закавказского межгорного прогиба; Зоны: III₁-Адлерско-Колхидского прогиба с Дзирульским массивом, III₂-Абхазко-Рача-Кахетинской горно-складчатой системы, III₃-Восточного погружения Большого Кавказа (Дагестанская и Азербайджанская части), III₄-Туапсинско-Очамчирского континентального шельфа. IV.Малого Кавказа с Талышом, Зоны: IV₁-Аджаро-Триалетской, IV₂-Гаре-Кахетинско-Саатлийской, IV₃-Месхет-Джавахетской, IV₄-Сомхитско-Карабахской, IV₅-Локско-Кафанской, IV₆ - Севанско-Акеринской, IV₇-Ереванско-Ордубадской; V- Восточно-Черноморского бассейна за исключением Абхазского шельфа, зоны: V₁ - Симферопольско-Потиской, V₂ - Глубоководной впадины Восточно-Черноморского сектора; VI. Восточных Понтид (Турция), VII. Анатолии (Турция).

Пятой аномальной областью обозначен Восточно-Черноморский бассейн, за исключением Туапсинско–Очамчирского континентального шельфа, отнесенного нами условно к аномальной области Закавказского межгорного прогиба. Пятая аномальная область, ориентированная на северо-запад, разделена на две части: северную положительную, простирающуюся широкой полосой и южную отрицательную, занимающую глубоководную часть ВосточногоЧерноморья.

Шестым аномальным участком на рисунке 6.3.2 с положительным ΔТа являются Восточные Понтиды (Турция).

На том же рисунке седьмым номером обозначено Анатолийское плоскогорье с обширным, интенсивным отрицательным АМП (Турция).

На рисунке 6.3.3 представлена схема остаточного АМП ΔТа, являющегося надстройкой трансформанты рис.6.3.2, дополняющей её по информативности. В частности, проведение разрывных тектонических нарушений и локация различных магматических проявлений локального характера.

Схема (рис. 6.3.4.) составлена на основе трансформирования наблюдаемого АМП на 10 км вверх. По конфигурации аномальных крупных площадей (областей), она мало чем отличается от тех

же площадей, выделенных на схеме 6.3.2, трансформанты на 4 км вверх. Однако поле здесь более сглажено, четко выделяются границы между зонами. За счет уточнения этих границ в некоторой степени изменяются конфигурации зон, а Сомхитско-Карабахскую зону требуется расчленить на подзоны: Сомхитско-Агдамскую и Карабахскую. Весьма примечательно, что при пересчете вверх происходит расширение положительных аномалий за счет сужения отрицательных Закавказской межгорной депрессии. Сужение связано, по-видимому, с продвижением с севера магнитоактивных масс региона. Оно отмечено на рисунках зубчатым условным знаком разрывного нарушения.

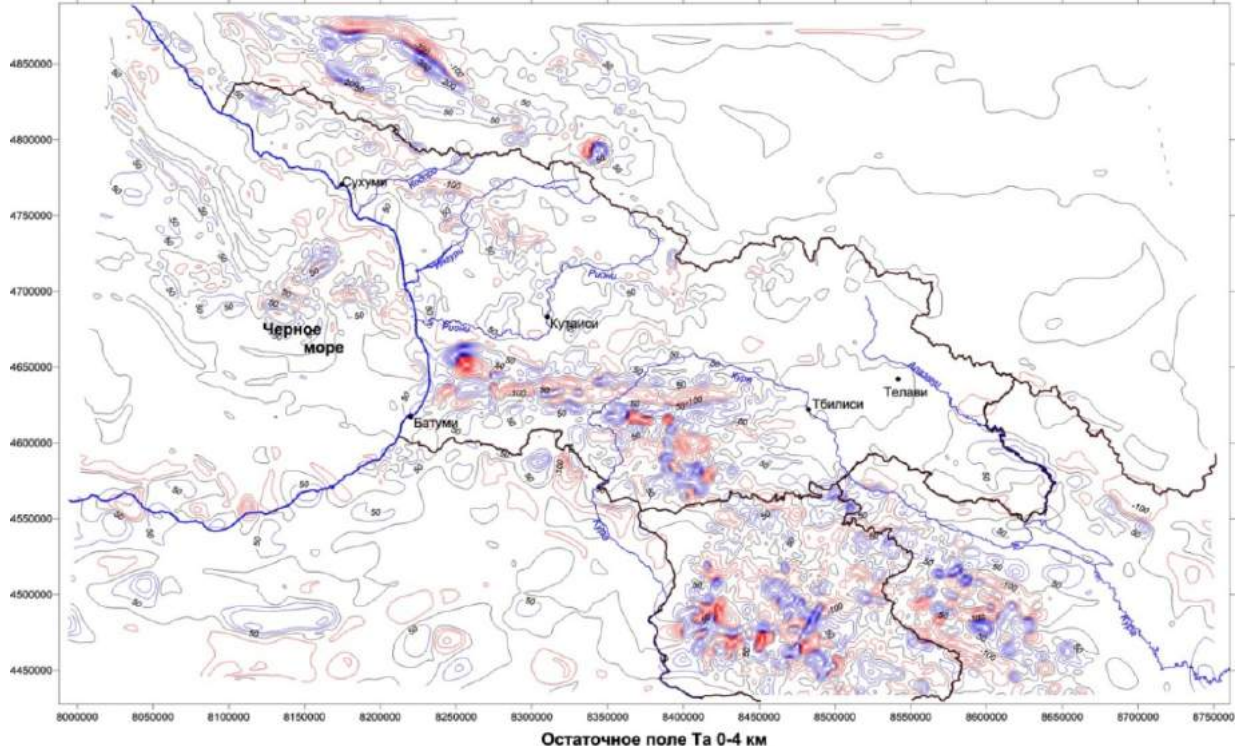


Рис.6.3.3 Схема остаточного АМП Кавказа ($\Delta Ta_{нб}$ - $\Delta Ta_{тр}$) на 4 км.

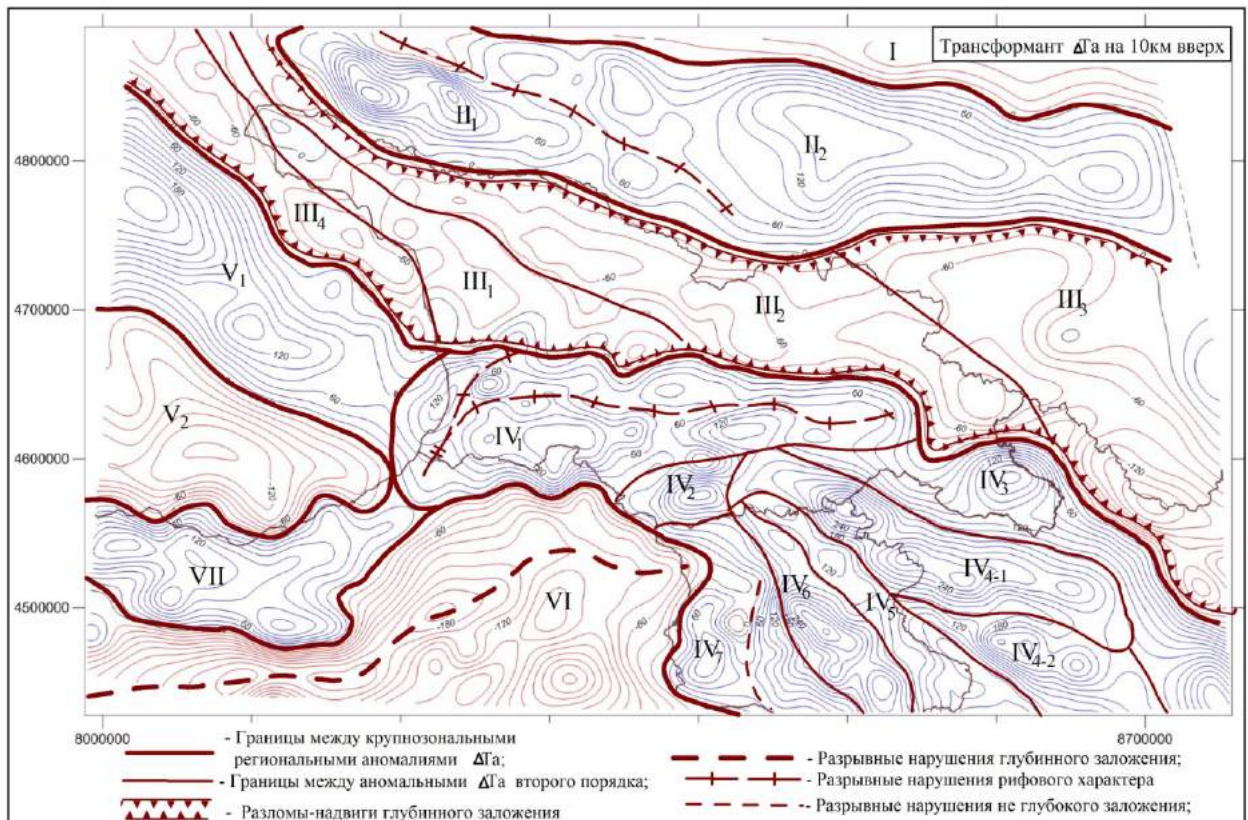


Рис.6.3.4. Схема морфоструктурного расчленения АМП ΔTa Кавказа, пересчитанного вверх на 10 км.

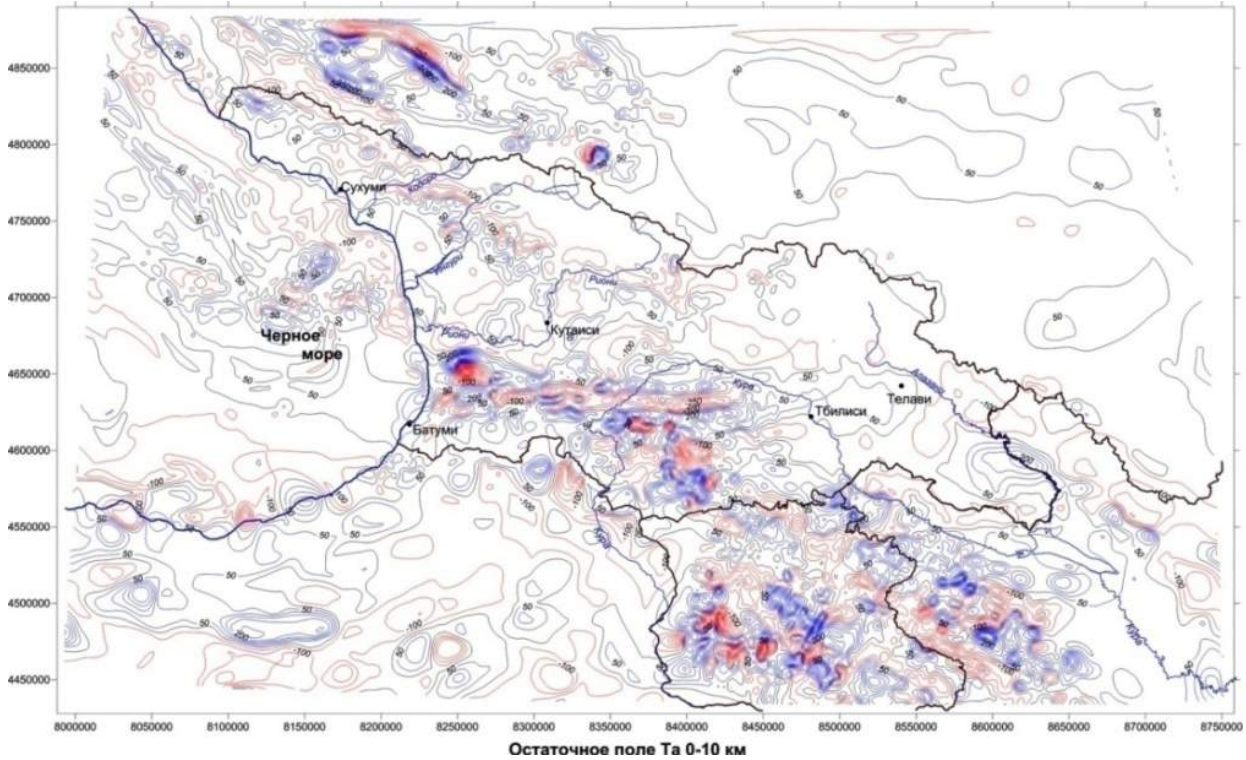


Рис.6.3.5. Схема остаточного АМП Кавказа (ΔT_a .нб- ΔT_a .тр. на 10км.).

Этот признак более наглядно можно наблюдать на трансформантах 20-ти и 50-ти километровых высотах (рис.6.3.6. и 6.3.7). Однако, при пересчете потенциальных полей вверх на больших высотах происходит объединение сопредельных аномалий разной природы происхождения, нарушается структура их взаимоотношений, трудно находить аномалиеобразующий объект и, в целом, геолого-геофизически истолковывать аномальную область. Используются эти методы редко.

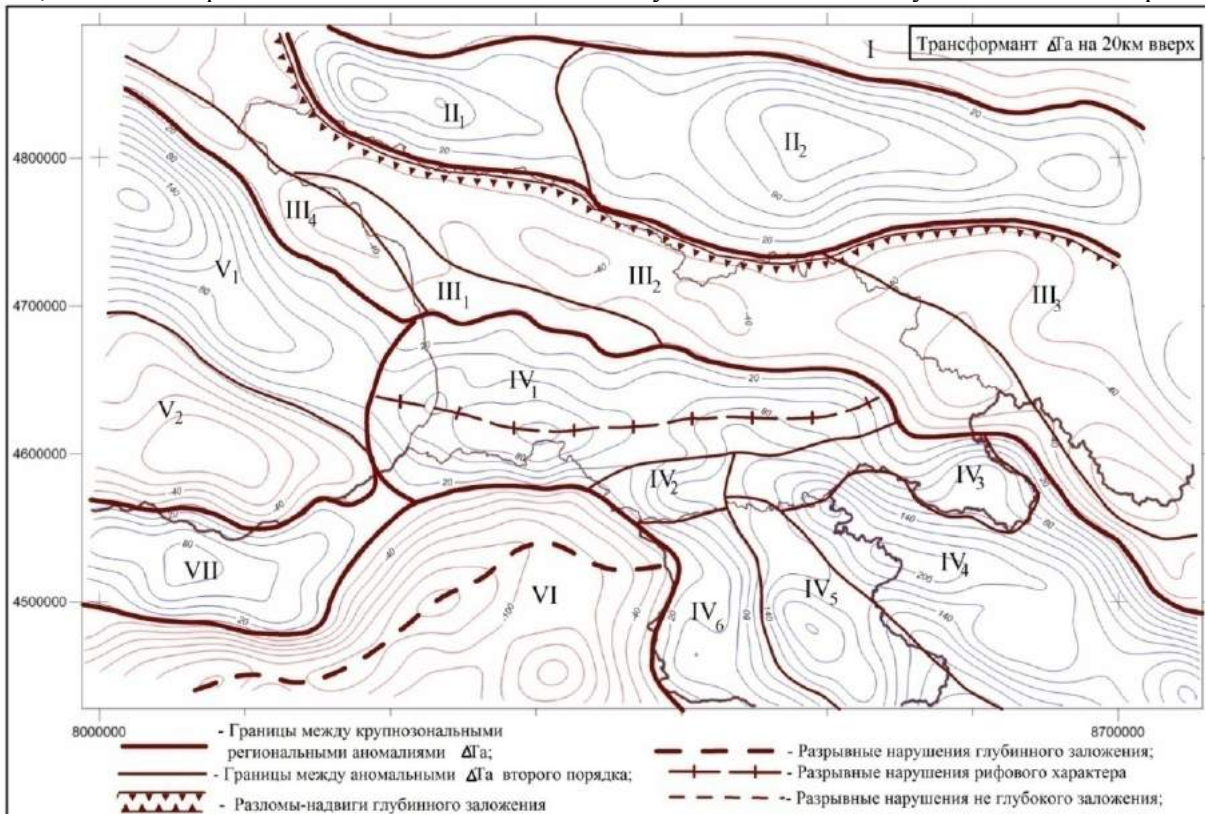


Рис. 6.3.6. Схема морфоструктурного расчленения АМП ΔT_a Кавказа, пересчитанного вверх на 20 км.

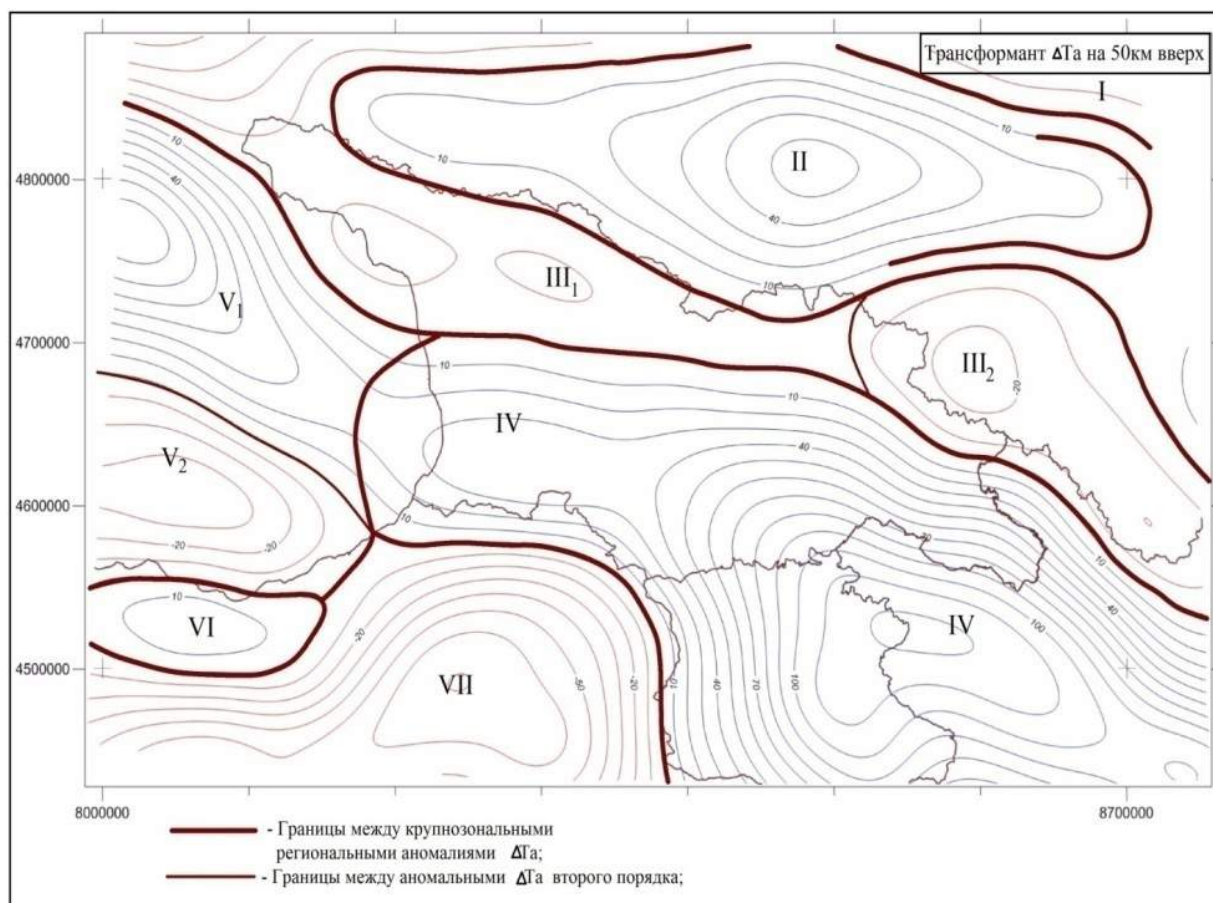


Рис. 6.3.7. Схема морфоструктурного расчленения АМП ΔT_a Кавказа, пересчитанного вверх на 50 км.

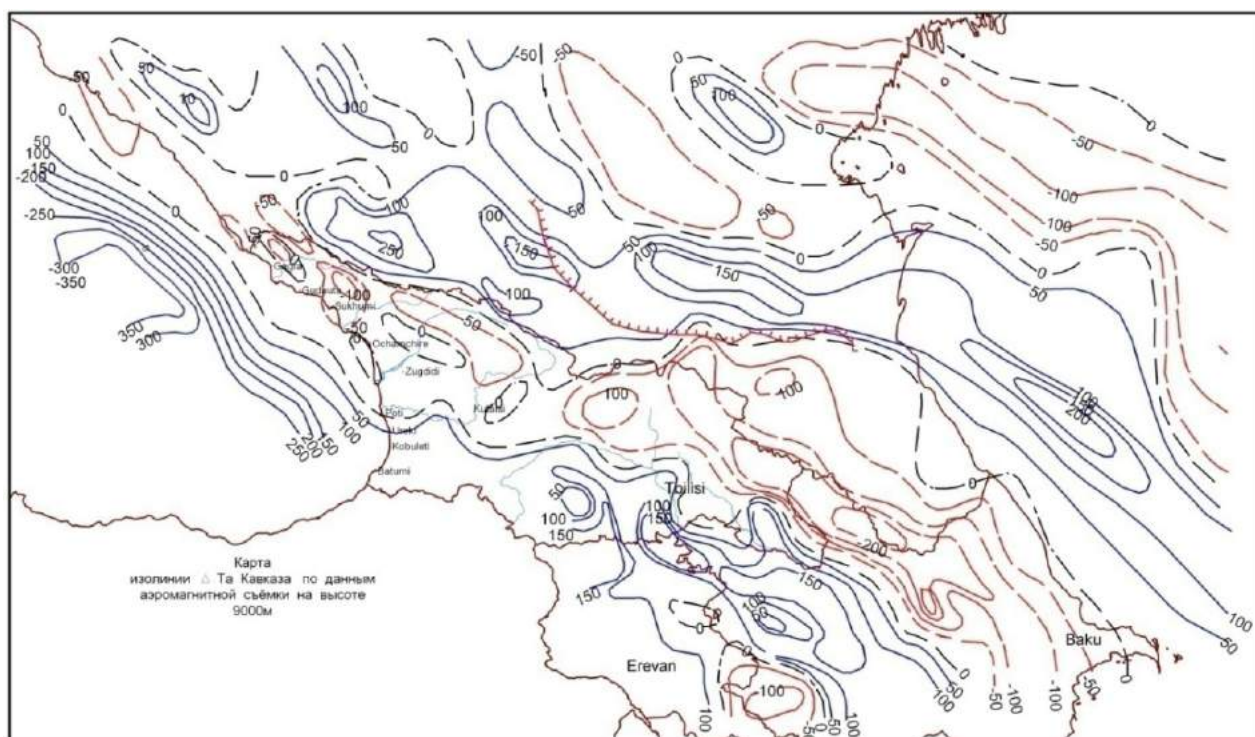


Рис.6.3.8.Карта аномального магнитного поля ΔT_a съемки, выполненной на высоте 9км
[по Е.Г.Лапиной]

Карта на рис.6.3.8, фактически, это схема с редкой сетью наблюдений. Она приведена с целью сопоставления с ней различных трансформантов с близкой к ней высотой. Однако, не по конфигурации, не по интенсивности они оказались трудно сопоставимыми. Тем не менее различные

полярные области на этой карте и сопоставляемых с ней картах занимают одинаковую площадь и принятое подобие достаточно при таких грубых сопоставлениях.

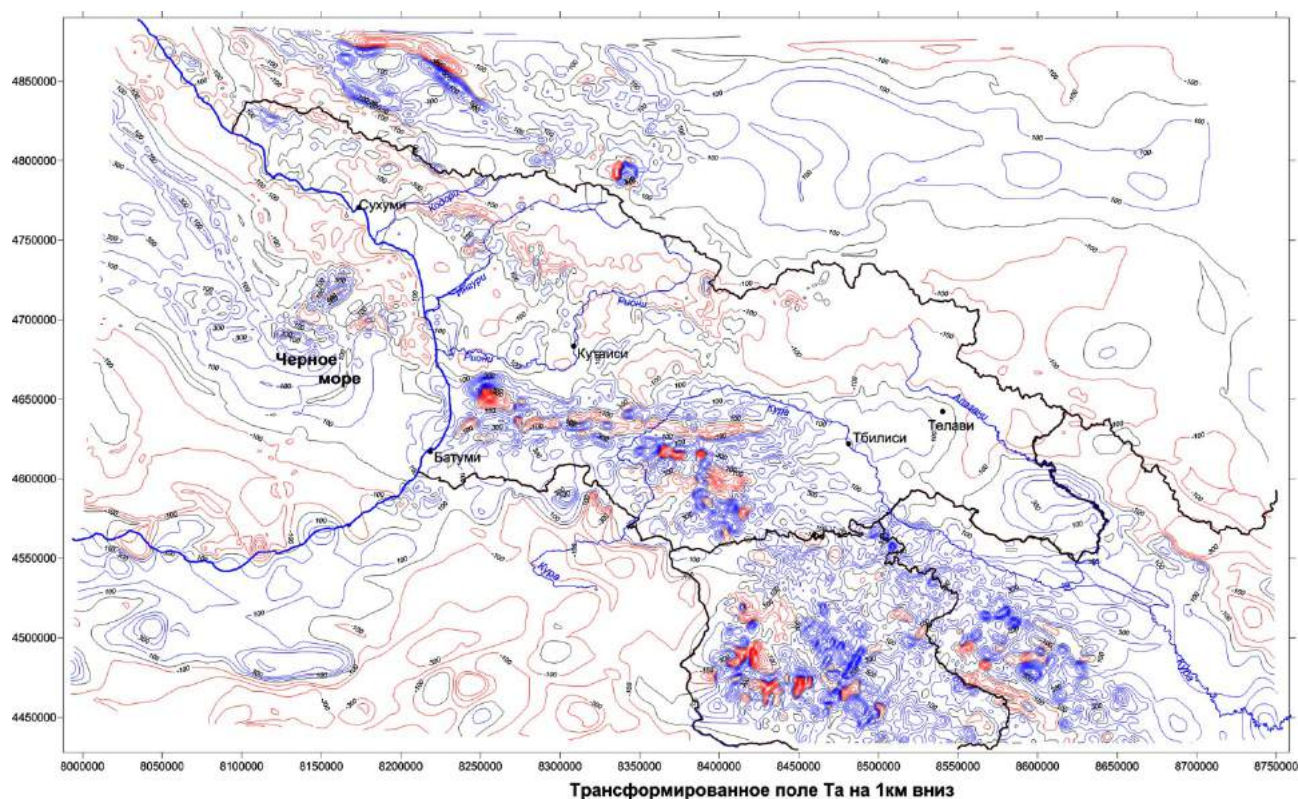


Рис.6.3.9. Трансформированное поле ΔT_a после пересчета вниз $h = -1$ км

По рисунку 6.3.9 устанавливается, что аномалии средней интенсивности, занимающие небольшую площадь, при пересчете вниз, даже на -1 км, сосредотачиваются, становятся концентрированными и повышается их интенсивность, но ненамного. Вместе с тем, слабые, особенно отрицательной полярности, по-видимому, индуктивной природы, слабеют, сосредотачиваются, а местами исчезают, местами становятся контрастнее. Так, например, Гагрско-Джавская зона в наблюдаемом ΔT_a слабо прослеживается, а на карте рис.6.3.9 контрастность по зоне повышается, и вдоль нее с обеих сторон изодинамы наоборот становятся реже. Интерес представляют пересчеты вниз на большей глубине.

На рисунке 6.3.10 изодинамы красной расцветки почти исчезли, исчезли также положительные аномалии, занимавшие большую площадь с интенсивностью до $600-800$ нТл рассредоточенными изодинамами. Изолинии обнуляются, сосредотачиваются преимущественно в градиентных зонах в виде пучков обнуленных изодинам. Если в этом пучке только две-три изолинии на этой глубине, то данная трансформанта нечитаема и задача некорректна.

Таким образом, в условиях геологической обстановки Кавказа использование аналитического способа продолжения или преобразования потенциальных полей в другие плоскости пространства или преобразования в другую функцию с целью распознавания геологической обстановки возможно, даже крайне необходимо вместе с количественными методами пересчета на высоту $h=10$ км и вниз $h=-(1\div 3)$ км глубины. За пределами названных величин корректность решения задач нарушена до неузнаваемости.

Приведенные выше операции методом трансформации потенциальных полей были применены к гравитационному полю Кавказа. Формально результаты, в отношении корректности решения задач, при применении упомянутого метода получены одинаковые. Поэтому приведение результатов апробации аномального гравитационного поля считаем излишним.

Вместе с тем, апробация возможностей аналитических способов интерпретации потенциальных полей с целью установления глубинных геофизических неоднородностей и прогнозирования их геологических соответствий позволяют наметить некоторые вопросы, которые можно поставить для изучения геологических регионов Грузии. В частности, особенности Восточно-Черноморского сектора Грузии, Аджаро-Триалетской зоны и Большого Кавказского хребта в геофизических полях в

аспекте их глубинного геологического строения. Рассмотрение вместе и сопоставление этих несоприкасающихся между собой глубинных мегаструктур, различных по морфологии, объёму, неравнозначных в геологическом строении Кавказского региона, мотивируется сходством вопросов их формирования и глубинного строения, а также тем, что они являются составными частями единого структурно-седиментного бассейна Палео-Средиземноморья, именуемого Тетис.

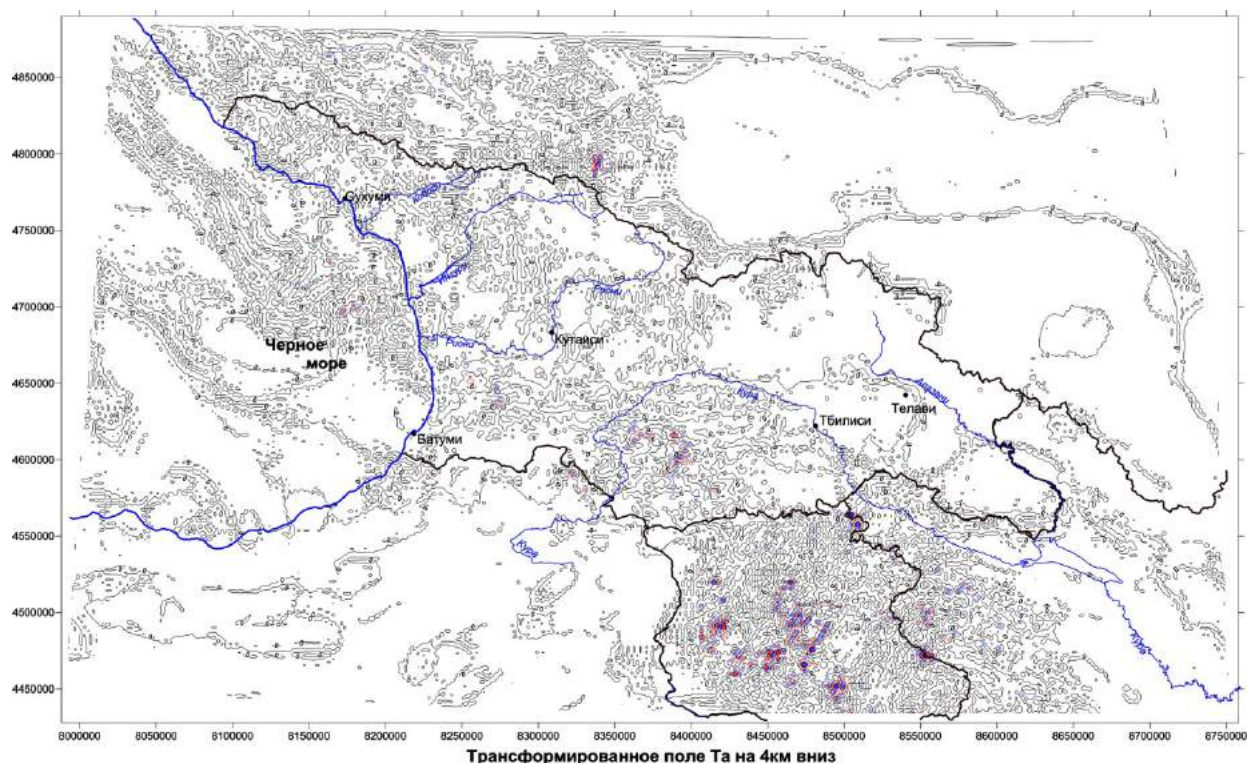


Рис.6.3.10. Трансформированное поле ΔT_a после пересчета вниз, $h = -4$ км, (выполнено программой «Oasis Montaj»).

Среди таких вопросов, прежде всего, можно назвать геолого-геофизическое районирование территории по глубинным признакам. Далее по Грузинскому сектору Восточно-Черноморской впадины: а) выявление наличия в нем эффузивного и интрузивного магматизма с разделением по составу основных пород; б) выделение структурных форм и этажей. По Аджаро-Триалетской зоне: а) установление площадей распространения эффузивного и интрузивного магматизма с определением форм их залегания на глубине, а также прогнозирование литолого-фациального состава; б) установление разрывных нарушений на погружениях разного порядка. По Большому Кавказу: а) установление границ поперечного простирания складчатых систем; б) выявление глубинного эффузивного и интрузивного магматизма с прогнозированием петро-литологического состава; в) прослеживание разрывных нарушений разного ранга и порядка, в частности, Главного Южного Надвига.

7. Глубинное геолого-геофизическое строение территории Грузии и прилегающих к ней площадей

Считаем уместным привести здесь некоторое определение данного заглавия. Что такое глубинное строение? Где начинается оно и где заканчивается? По-нашему мнению, глубинное строение территории начинается ниже эрозионного среза. На этом уровне обнажения геологических образований позволяют воочию ощутить физическую геологическую действительность данного участка. Ниже этой глубины судить об этой действительности без привлечения других определений будет умозрительным или спекуляцией. Вглубь уже есть глубинное строение с привлечением данных геохимии, геофизики, буровых и других данных дистанционных методов. Глубинность и детальность освещения дистанционными методами определяется их технико-методической возможностью получения ими информативных сигналов.

Ниже эрозионного среза мы говорим о геолого-геофизическом строении, несмотря на то, что нами преимущественно использованы данные геофизики, а геология здесь попросту ассоциирована – таким-то геофизическим полям должно соответствовать такое-то геологическое строение, которое определяется порой неоднозначно. Под понятием «геолого-геофизическое строение» подразумевается модельное представление о глубинной геологии, которая на данном этапе не может быть истинно опознана, в отличие от наблюдаемой на поверхности.

Выше геофизические материалы были разложены по нарастающим глубинам и возрасту с кратким формальным описанием. Теперь предлагаем их геологическое толкование и обобщение в обратном порядке с глубины – от древних к поверхностным, молодым образованиям.

В геологии с целью познания глубинного строения немаловажным моментом является тектоническое районирование. «Задачей тектонического районирования является разделение исследуемой площади на районы с одинаковой геологической структурой и историей геологического развития» [52]. В геологии на закрытых площадях оно связано с определенными трудностями, отсутствием соответствующей информации о глубинных горизонтах. Нет необходимости доказывать, что геофизические аномальные поля отражают физические неоднородности, обусловленные геологическими телами, в частности, тектоническими структурами разного порядка, слагающими нижнее пространство Земли. Глубинность охвата ими соответствующей информативностью зависит от ряда факторов, характеризующих отмеченные тела и подлежащих определению. Если геофизические поля содержат такую информацию, то они могут быть индикаторами обнаружения их локации на поверхности наблюдений и определения глубин, вместе с другими их факторами (геометрии, петрофизики). Первая задача (суперпозитивная) решается относительно нетрудно, вторая, аддитивная, труднее. Следовательно, составление карт тектонического районирования по геофизическим данным есть, во-первых, прямое решение геологических задач, во-вторых, конкретизирует и способствует решению последующих самих геофизических задач (геометрии, петрофизики и пр.).

Сказанное выше послужило основанием составления ниже приведенных карт тектонического районирования по гравимагнитным полям и их трансформантам.

В этой главе подразумевается геологическая интерпретация геолого-геофизических материалов в аспекте региональной геологии, опираясь, в основном, на данные геофизики, полученные нами в соответствии с выше приведенной интерпретацией. В этом плане предпочтительно начать с древних и глубинных образований, тем более, что у нас все подготовлено в обратном порядке.

Территория Грузии – значительная юго-западная часть Кавказа, одного из крупных и молодых, своеобразных сегментов Альпийско-Гималайского тектонического пояса, и некорректно будет при интерпретации аномальных полей территории Грузии не ссылаться на геологию и геофизику соседних территорий. В связи с этим целесообразно попытаться провести тектоническое районирование совместно с площадями, окружающими территорию нашего исследования. Следует отметить также, что аномальные потенциальные поля не ограничиваются в рамках государственных границ, а интерпретация их с решением обратных задач требует охвата больших территорий.

Представленные ниже карты потенциальных полей содержат указанную территорию, и площади по обрамлению даже недостаточно для интерпретации по южному и восточному направлениям. Тем не менее, было проведено тектоническое зонирование их в отдельности по методам аномального магнитного и гравиметрического поля, а результаты были сопоставлены с геологическим районированием. После этого была сделана попытка составления уточненной по двум методам карты единого тектонического районирования и геологической интерпретации.

7.1. Гравимагнитное тектоническое районирование Кавказа и Восточного сектора Чёрного моря

На приведенной карте (рис. 7.1.1) невооруженным глазом можно заметить и отметить зональное распределение магнитного поля, проведение точной границы в ней невозможно. Для этого в порядке опыта использовали различные трансформанты, пересчеты вверх на высотах 5, 10, 20 и 50 км. На последних высотах слишком свернуты аномалии и теряется увязка с их обуславливающими телами. Первые две трансформанты условно принимаются наиболее информативными для тектонического районирования до сопоставления с другими видами трансформантов – остаточными и производными на разных высотах. Мы предпочли остаточные на 5 и 10 км и производные в виде горизонтального градиента на высоте 5 км.

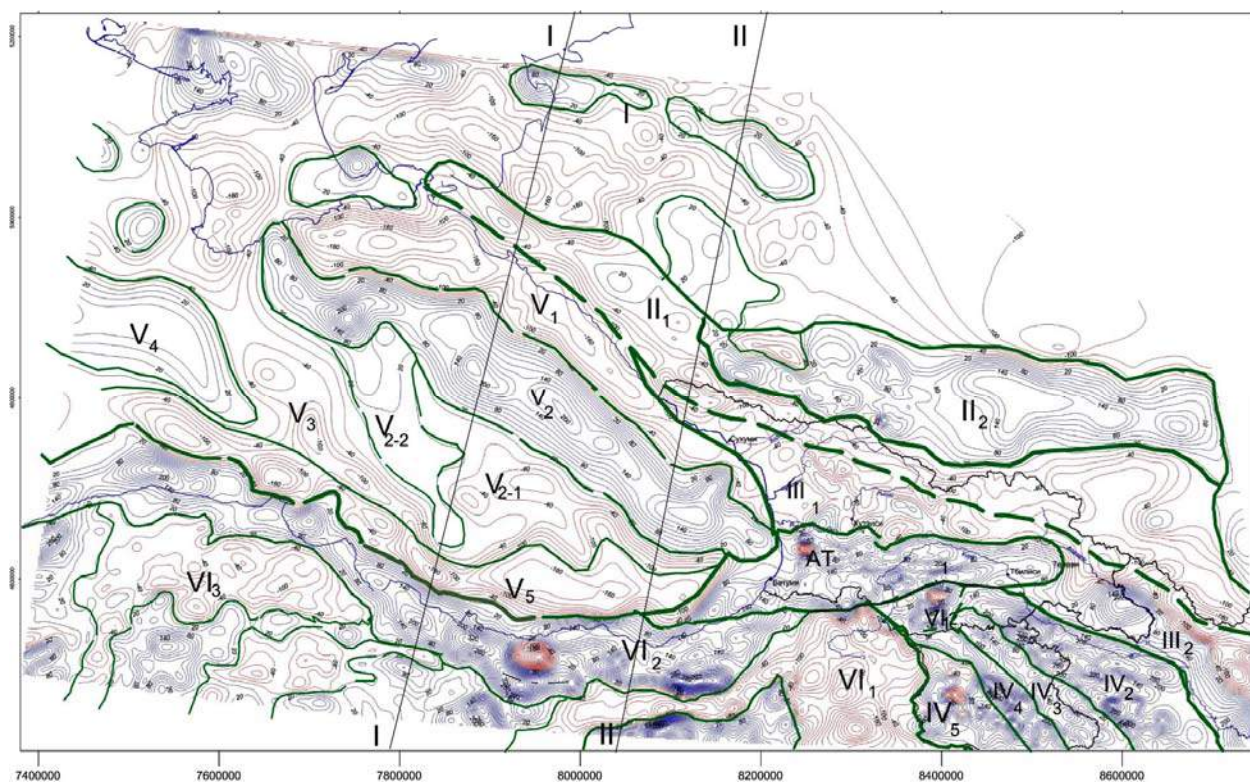


Рис. 7.1.1. Карта АМП ΔT_a ВЧМ и территории Грузии с обрамлением.

Условные обозначения: большой римской цифрой обозначены аномальные области, римская цифра с индексом – аномальные зоны, положительные значения – пол., отрицательные – отр.

I. Азовско-Ставропольская область с знако-переменной слабой ΔT_a ; II. Область Большого Кавказа с интенсивной биполярной $\pm \Delta T_a$: II₁. Западная зона с отр. ΔT_a , II₂. Восточная зона с пол. ΔT_a ; III. Рионско-Куринская область ΔT_a : III₁. Колхидская зона с Дзирульским массивом и Верхнекуринской территорией с отр. ΔT_a , III₂. Нижнекуринская зона ΔT_a ; Аджаро-Триалетская зона ΔT_a ; IV. Область Малого Кавказа с крупно мозаичной ΔT_a : IV₁. Джавахетская кольцевая зона с $\pm \Delta T_a$: IV₂. Болнисско-Карабахская зона с интенсивной пол. ΔT_a , IV₃. Севано-Акеринская зона с отр. ΔT_a , IV₄. Мисхано-Зангезурская зона с пол. ΔT_a , IV₅. Еревано-Ордубадская зона с $\pm \Delta T_a$; V. Восточно Черноморская область с зонально чередующимся $\pm \Delta T_a$: V₁. Новороссийско-Очамчирская зона с отр. ΔT_a , V₂. Симферопольско-Потийская зона с интенсивной пол. ΔT_a , V₃. Алушта-Пазарская зона овражного вида с отр. ΔT_a , V₄. Симферопольско-Ризеская зона с пол. ΔT_a , V₅. Ялтинско-Трабзонская зона овражного вида с отр. ΔT_a , V₆. Восточное окончание западной аномальной зоны с интенсивной пол. ΔT_a , V₇. Восточно-Турецкая прибрежная кружевного рисунка отр. ΔT_a ; VI. Анатолийская область кольцевого рисунка, мозаичная ΔT_a : VI₁. Восточно-Анатолийская зона с интенсивной отр. ΔT_a , VI₂. Восточно-Понтидская зона кружевного рисунка с пол. ΔT_a . VI₃. Западно-Анатолийская зона с мозаичной пол. ΔT_a .

На карте первой (I) выделяется ее северо-восточная часть, отнесенная к Российской платформе, именуемой по глобальной тектонической номенклатуре. Западная ее половина на этой карте характеризуется смещенной полярностью ΔT_a средней интенсивности, а вторая половина – слабым отрицательным полем. Трансформированное поле на всех высотах отрицательное, за исключением отдельных небольших кружков широтного простираия в левом верхнем углу на высотах 5, 10 км.

II-ой выделяется область Большого Кавказа с разнополярными интенсивными аномалиями ΔT_a . Она ориентирована по диагональному простираию от полуострова Тамань до Самурской впадины Прикаспия. С севера она ограничена Азовско-Ставропольской аномалией, с юга – полосой Черноморско-Закавказской слабой отрицательной аномалией ΔT_a . По зонам она структурирована относительно проще. Левая половина отрицательного знака с гребнем нулевых и единичных положительных кружков на плоскости треугольной формы с вершиной, которая заканчивается у Тамани. Восточная половина в целом положительная, за исключением юго-восточной Дагестанской части. Она структурирована как бы из двух магнитных кусков, смещенных по отношению друг к другу по Кавказскому простираию. Южная левая, отмеченная гребнем, узкой полосой отделена от северной со слабым аномальным полем, охватывающим большую площадь.

Аномалия Большого Кавказа ΔT_a с приданным ей структурированием во всех трансформантах (рис.7.1.2 и 7.1.3 и др.) выделяется выразительно и четко.

III аномальная область ΔT_a в тектоническом районировании характеризуется узкой полосой отрицательного поля, простирающегося по Рионско–Куринской депрессии. Выделяется она с севера условно по грани отсутствия градиента. С юга граница читается на всех трансформантах уверенной сменой полярности поля.

Аджаро-Триалетская (АТ) зона ΔT_a строго с широтным простираем, иным структурным строением перекрывает Восточно-Анатолийскую и Мало-Кавказскую системы ΔT_a с севера от Черного моря до Телавского меридиана. Эти две различно структурированные системы, примкнувшие пространственно друг к другу, очевидно, органически разделены и не имеют ничего общего между собой.

IV- обозначена аномальная область Малого Кавказа, которая характеризуется системой крупно мозаичного интенсивного АМП, с зональной раскладкой по леводиагональному направлению. В трансформных полях эта зональность усугублена и дифференцирована по тектоническому распорядку, что позволяет разделить систему по зонам:

IV₁. Аномалия мозаики кольцевого типа структуры ΔT_a , расположенная между аномалиями Аджаро-Триалетской и, собственно, Мало-Кавказской, назовем Джавахетско-Кысырской (гора в Турции) зоной.

IV₂. Болнисско-Карабахская зона ΔT_a , на карте наблюденного АМП (рис.7.1.1) смутно выделяемая, а на ее трансформантах выделяется четко и однозначно мозаикой интенсивных аномалий положительного знака, удлинённой формы по зоне простираения. Она является крайней фигурой в Мало Кавказской системе аномалий ΔT_a , но играет, вероятно, ведущую роль в формировании этой системы.

IV₃. (Лок)-Севанско-Акеринская зона в наблюденном АМП смутно выделяется, но в его трансформантах прослеживается отрицательной полосой между Сомхитско-Карабахской и Мисхано-Зангезурской зонами положительными ΔT_a ; отсюда ее четкое прослеживание. К названию зоны добавлено «Лок», поскольку она перекрывает Локский массив.

IV₄. Мисхано-Зангезурская зона положительной аномалии ΔT_a с начала до конца совпадает с тектонической зоной, тоже мозаичного строения и с удлинённой формой по простираению.

IV₅. Еревано-Ордубадская зона спаренных разно-полярных площадей ΔT_a , где преимущественно преобладают отрицательные значения.

V номером выделяется аномальная система ΔT_a Восточного Черноморья. Выделяется она структурной особенностью каждой из ее составных частей, интенсивностью, укладкой изодинам, простираений, ограниченных в одной замкнутой Черноморской системе, не доступной окружающим. В этой системе выделяются следующие аномальные зоны:

V₁-Новороссийско-Очамчирская линейная, слабо возмущенная отрицательная аномалия ΔT_a , отображающая полосы погружения континентальной зоны.

V₂-Симферопольско-Потийская положительная ΔT_a – интенсивная, линейного простираения между названными пунктами и четырьмя эпицентрами максимумов по интенсивности. Аномалия закрывается в пределах акватории, не имеет продолжения ни в Крыму и ни в Колхиде. V_{2-а}-Алушта-Пазарская овражной рисовки- ΔT_a , средней интенсивности, расширяющаяся к югу с повышением интенсивности. V_{2-б}-Симферопольско-Ризеская слабой интенсивности «отроговой» рисовки положительная ΔT_a . V_{2-а} и V_{2-б} подзоны являются придатками крупной региональной Симферопольско Потийской зоны.

V₃-Ялтинско-Трабзонская зона овражной рисовки отрицательной ΔT_a средней интенсивности.

V₄-Восточное окончание западной интенсивной аномальной зоны положительной ΔT_a .

V₅-Восточно-Понтидская прибрежная зона кружевной рисовки отрицательной ΔT_a средней интенсивности.

VI-Анатолийская аномальная область отрицательной ΔT_a кольцевой рисовки мозаичного поля.

VI₁-Восточно Анатолийская зона интенсивная отрицательной ΔT_a .

VI₂-Восточно-Понтидская кружевного рисунка зона средней интенсивности.

VI₃-Западно-Анатолийская разнополярная зона средней интенсивности $\pm \Delta T_a$.

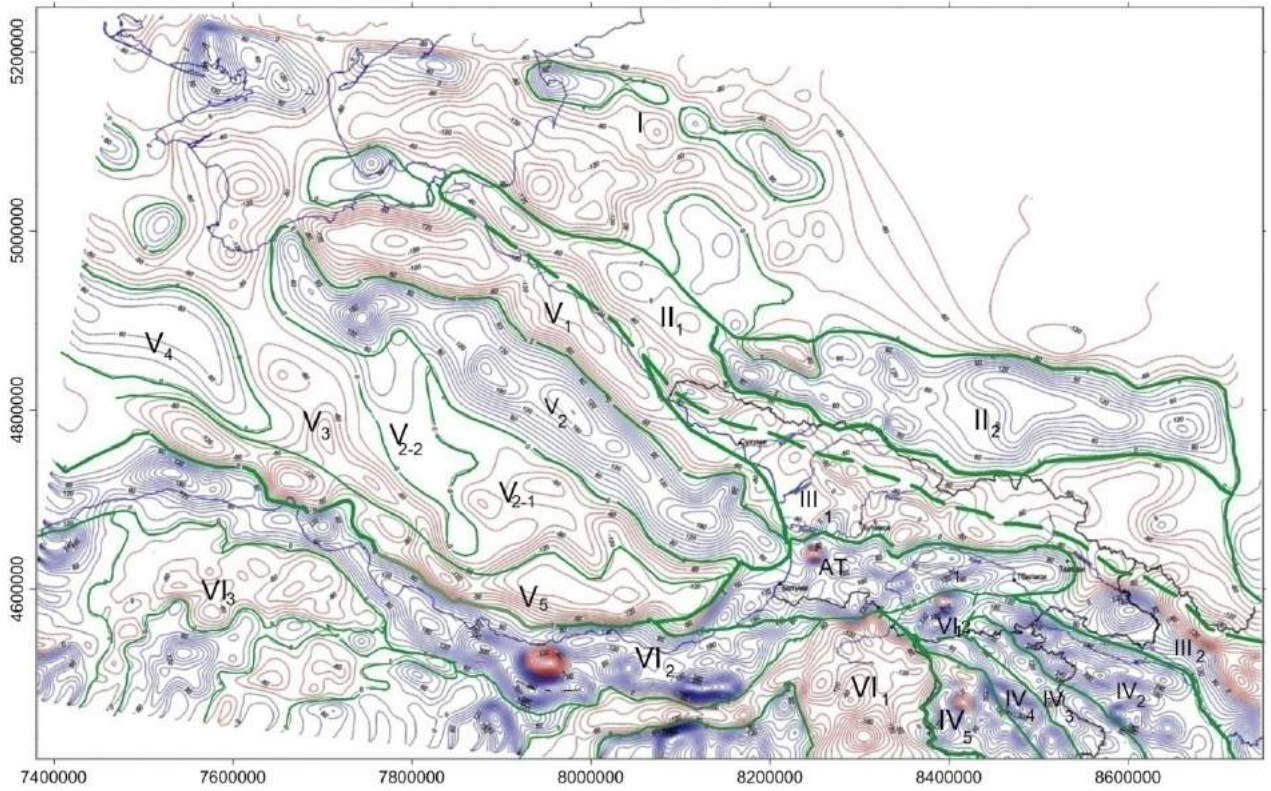


Рис. 7.1.2. Карта магнито-тектонического районирования по АМП ΔT_a , пересчитанного вверх на 5км, ВЧМ и территории Грузии с обрамлением (Условные обозначения см. под рис.7.1.1)

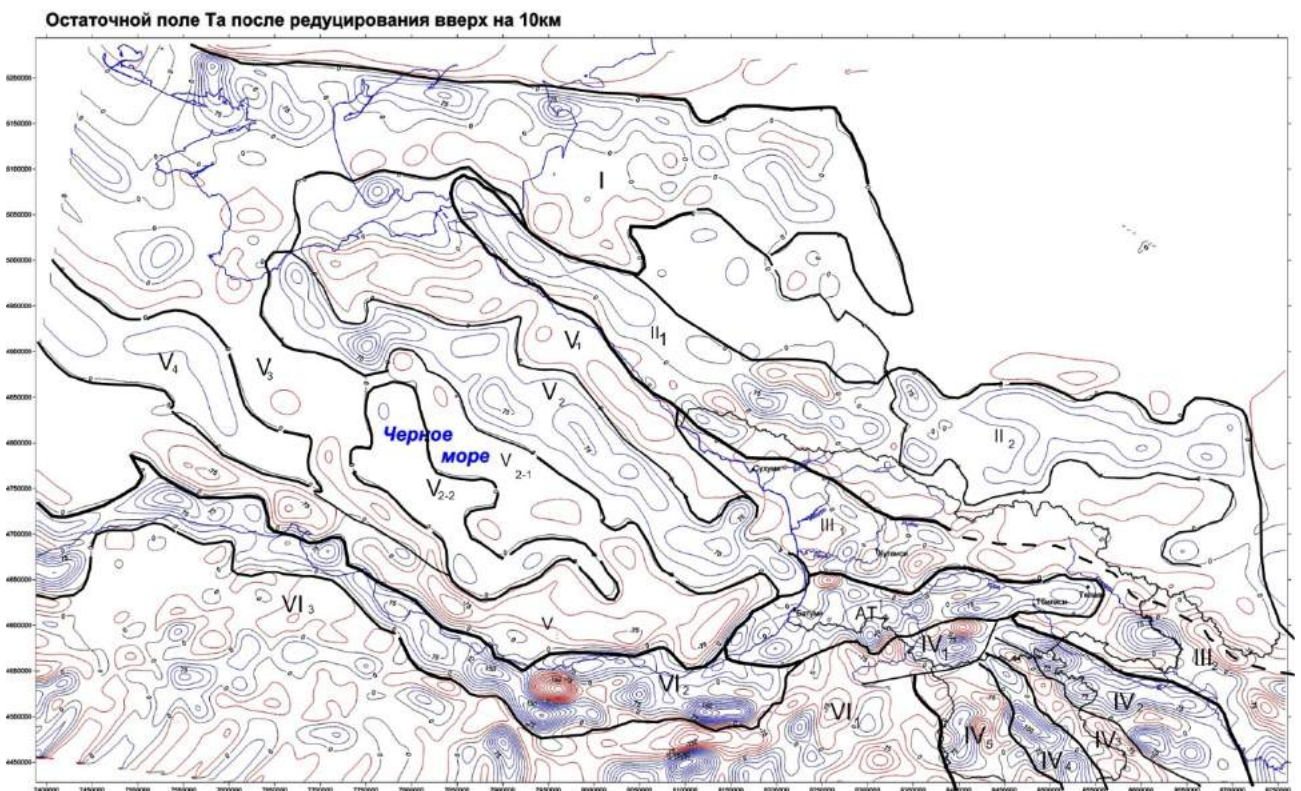


Рис.7.1.3.Карта остаточного АМП ($\Delta T_a - \Delta T_{ah} = 10\text{км}$) ВЧМ и территории Грузии с обрамлением. (Условные обозначения см. под рисунком 7.1.1)

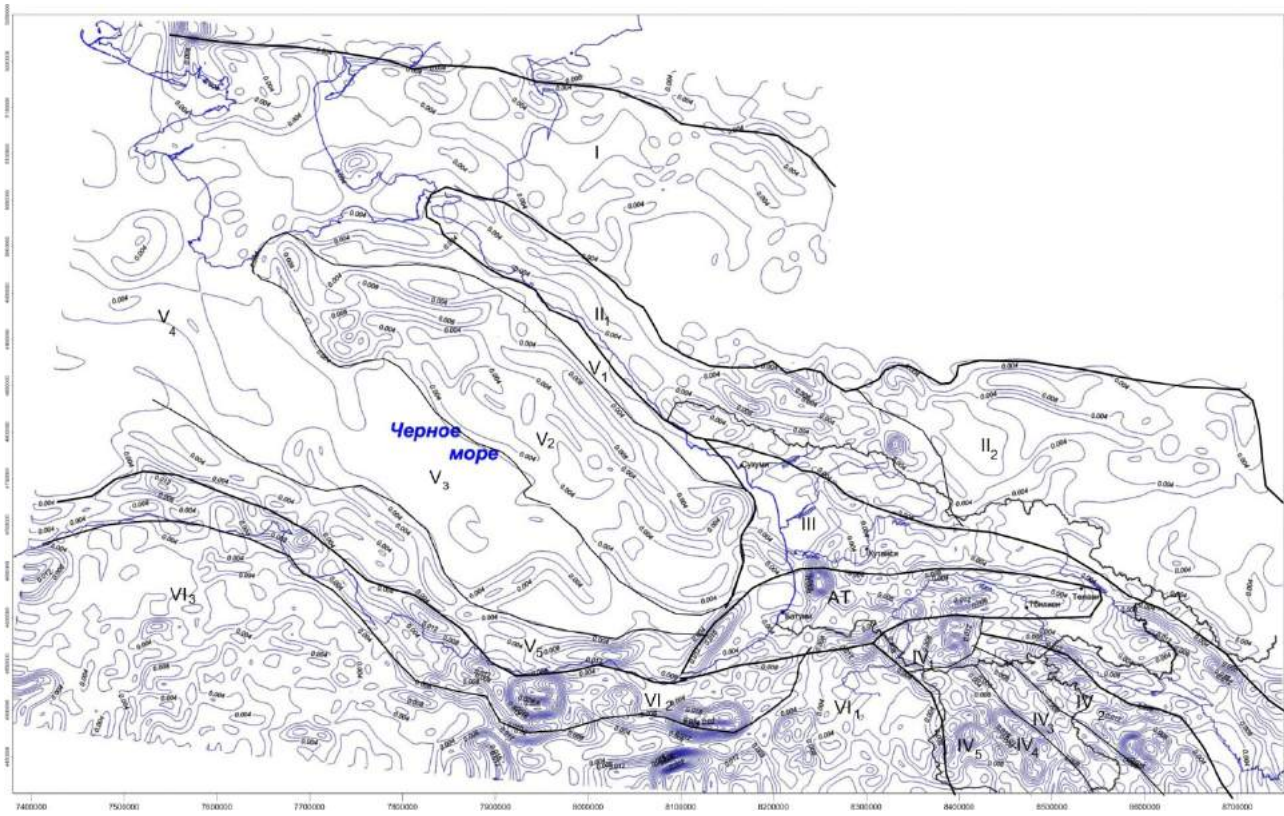


Рис.7.1.4. Полный горизонтальный градиент магнитного поля ΔT_a , пересчитанного на высоте 5 км, Восточно-Черноморского бассейна и территории Грузии с обрамлением.
(Условные обозначения см. под рисунком 7.1.1).

Приведенные выше трансформанты АМП ΔT_a (рис.7.1.2-7.1.4) уточняют результаты магнито-тектонического расчленения этого поля территории исследований или выявляют детали аномальных зон по информативности и способствуют качественной и количественной геолого-геофизической интерпретации.

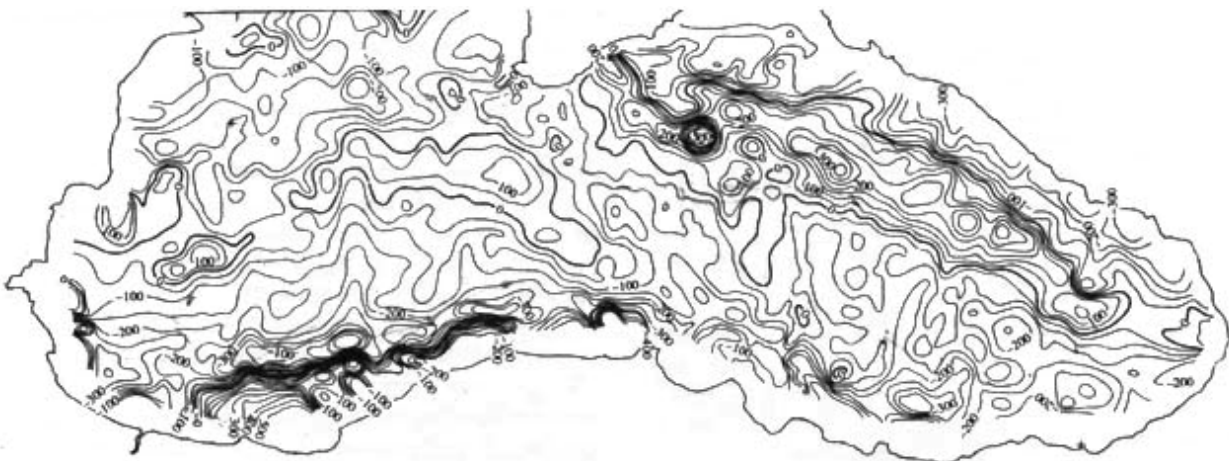


Рис.7.1.5.Магнитное поле ΔT_a Чёрного моря [по работе А.А.Шрейдер, В.Г. Казьмин, 1997]

Представленная на рисунке 7.1.5 карта приведена, во-первых, для сопоставления с картой (рис.7.1.1), использованной нами. Карта на рис.7.1.5 аналогична карте, составленной нами по морфоструктуре, но меньше по интенсивности и хуже по укладке изодинам и информативности. Во-вторых, на этой карте приведено магнитное поле всего Чёрного моря, которое необходимо при анализе потенциальных полей.

Характеристика АГП (аномальное гравитационное поле) Δg_a ВЧМ и территории Грузии с обрамлением.

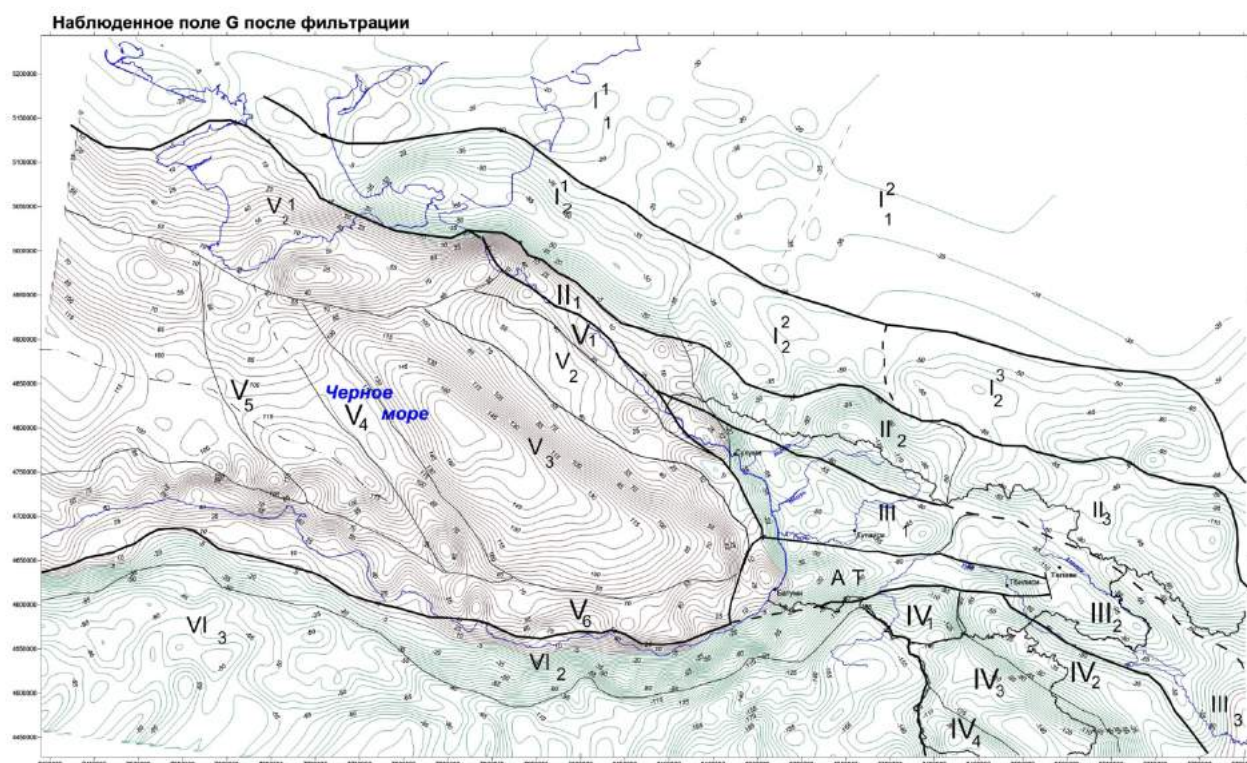


Рис.7.1.6. Карта АГП Δg_a ВЧМ и территории Грузии с обрамлением и гравитетоническим районированием.

Условные обозначения: I (римская цифра) – аномальные области, I_2 (римская цифра с индексом внизу) – аномальные зоны, I_2^1 (римская цифра с нижним и верхним индексом) – аномальные подзоны, пол.- положительные значения, отр.- отрицательные.

I-Азовско-Каспийская область отр. Δg_a средней интенсивности: I_1 -Азовско-Ставропольская зона отр. Δg_a слабой интенсивности: I_1^1 -приазовская подзона отр. Δg_a возмущенной слабой интенсивности, I_1^2 -Ставропольская подзона отр. Δg_a слабой интенсивности, I_2 -Кубанско-Терская зона отр. Δg_a средней интенсивности: I_2^1 -Западно-Кубанская подзона отр. Δg_a , I_2^2 -Восточно-Кубанская подзона отр. Δg_a , I_2^3 -Терско-Каспийская подзона отр. Δg_a высокой интенсивности.

II-Область Большого Кавказа отр. Δg_a повышенной интенсивности: II_1 -Западная зона пол. Δg_a , II_2 -Средняя зона отр. Δg_a высокой интенсивности, II_3 -Восточная зона отр. Δg_a умеренной интенсивности.

III-Закавказская межгорная область отр. Δg_a : III_1 -Колхидская зона с Дзирульским массивом отр. Δg_a слабой интенсивности. III_2 -Картлийско-Кахетинская отр. Δg_a высокой интенсивности, III_3 -Нижне Куринская зона с Тамышом отр. Δg_a умеренной интенсивности.

А.Т.- Аджаро-Триалетская зона отр. Δg_a умеренной интенсивности.

IV- Область Малого Кавказа отр. Δg_a высокой интенсивности: IV_1 -Джавахетская аномальная зона отр. Δg_a высокой интенсивности, IV_2 -Болнисско-Карабахская зона отр. Δg_a слабой интенсивности, IV_3 -Мисхано-Севано-Зангезурская отр. Δg_a высокой интенсивности, IV_4 -Ереванская зона отр. Δg_a умеренной интенсивности.

V-Восточно-Черноморская область пол. Δg_a высокой интенсивности: V_1 -Новороссийско-Очамчирская пол. Δg_a слабой интенсивности, слабо возмущенной, V_2 -Алушта-Анаклийская зона пол. Δg_a слабой интенсивности, с нарушенной укладкой изодинам, V_3 -Симферопольско-Батумская пол. Δg_a высокой интенсивности, V_4 -Алупко-Бююк-лиманская пол. Δg_a повышенной интенсивности, полукруглой укладкой изодинам, V_5 -Восточно-Турецкая прибрежная зона пол. Δg_a с укладкой изодинам «кружевного» типа умеренной интенсивности.

VI-Анатолийская аномальная область – система отрицательных аномалий силы тяжести: высокой интенсивности: VI_1 -собственно Анатолийская зона кольцевой структуры отр. Δg_a высокой интенсивности, VI_2 -Восточно-Понтидская отр. Δg_a средней интенсивности с равномерной укладкой

изодинам, VI₃-Западная Анатолийская зона отр. Δга средней интенсивности крупной морфоструктуры.

Первое, что можно заметить по карте на рис.7.1.6, это гладкая сглаженность и зональное распределение силы тяжести, поляризация по интенсивности и по знаку. Складчатые области и древние платформенные территории характеризуются сложным, интенсивным (за исключением платформ) отрицательным АГП, а акватория Чёрного моря с Крымом - интенсивным положительным АГП. В этих однородных полях зональность прослеживается зональным чередованием их интенсивности. Это качество прослеживается во всех его трансформантах. Согласно отмеченным критериям, смутно, но предварительно можно выделить гравитектонические зоны и подзоны. При этом характерно, что все они имеют общее Больше-Кавказское простирание, за исключением Аджаро-Триалетского и Мало-Кавказского АГП, где аномальное поле, собственно, Малого Кавказа острым углом отходит от Кавказского направления и простирается на юг к Западно-Афгано-Иранским плоскогорьям. Оно является предварительной мотивацией априорного тектонического расчленения исследуемой территории. Второе – основная канва зональности наблюдаемого поля, переходящая разной формой в конфигурации в его трансформантах, границы которых колеблются (флуктуация) около средней. Третье, та же градация по интенсивности сохраняется и порой усугубляется по отношению друг к другу.

Приведенные критерии позволяют с повышенной вероятностью произвести гравитектоническое районирование на закрытых площадях исследуемой территории.

На следующей карте (рис.7.1.7) зональность распределения поля на трансформированную поверхность подчеркивается, хотя некая детальность исчезает. Тем не менее, этот вариант принят за основу для гравитектонического районирования.

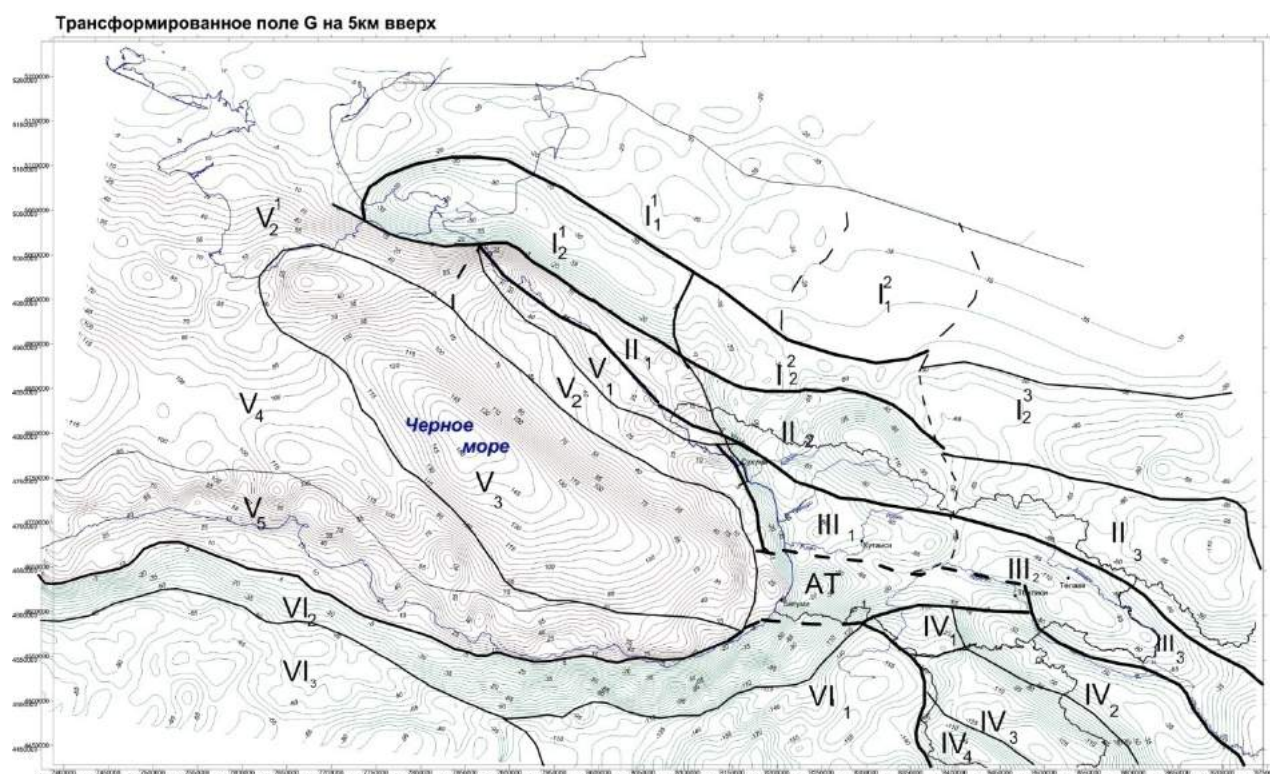


Рис.7.1.7. Карта трансформированного АГП Δга на высоте 5 км ВЧМ и территории Грузии с обрамлением. (Условные обозначения см. под рис.7.1.6)

Остаточное АГП Δга строже разделяет разно-интенсивные зоны силы тяжести на положительные и отрицательные поля, и в совокупности с другими вариантами трансформантов уточняется карта гравитектонического районирования и априори для интерпретации глубинного строения.

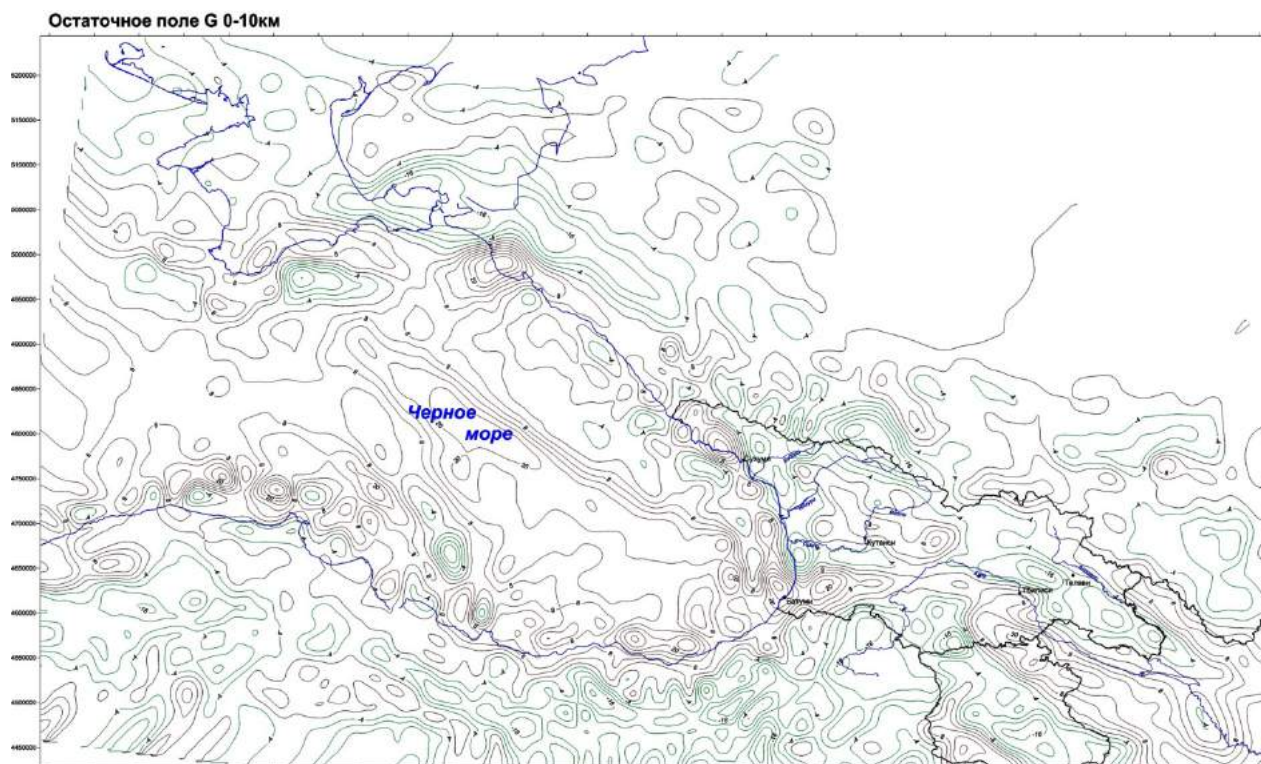


Рис.7.1.8. Карта остаточного ($h=0-10\text{км}$) АГП Δg_a на высоте 10 км ВЧМ и территории Грузии с обрамлением. (Условные обозначения см. под рис.7.1.6)

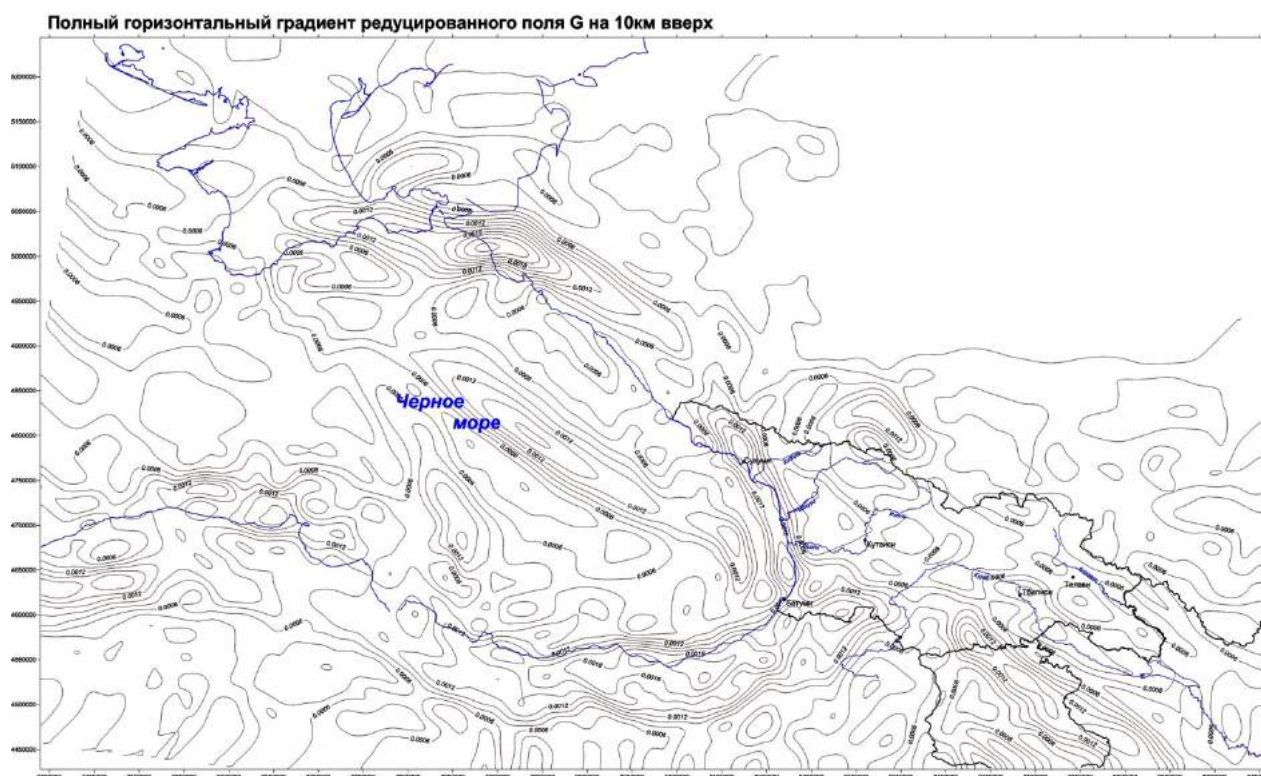


Рис.7.1.9. Карта полного горизонтального градиента АГП Δg_a на высоте 10 км Восточного Черноморья и территории Грузии с обрамлением. (Условные обозначения см. под рис.7.1.6)

Карта горизонтальных производных детально дифференцирует горизонтальные неоднородности и в зависимости от интенсивности, ширины и длины прослеживаемости позволяет их достоверное разделение на области и зоны.

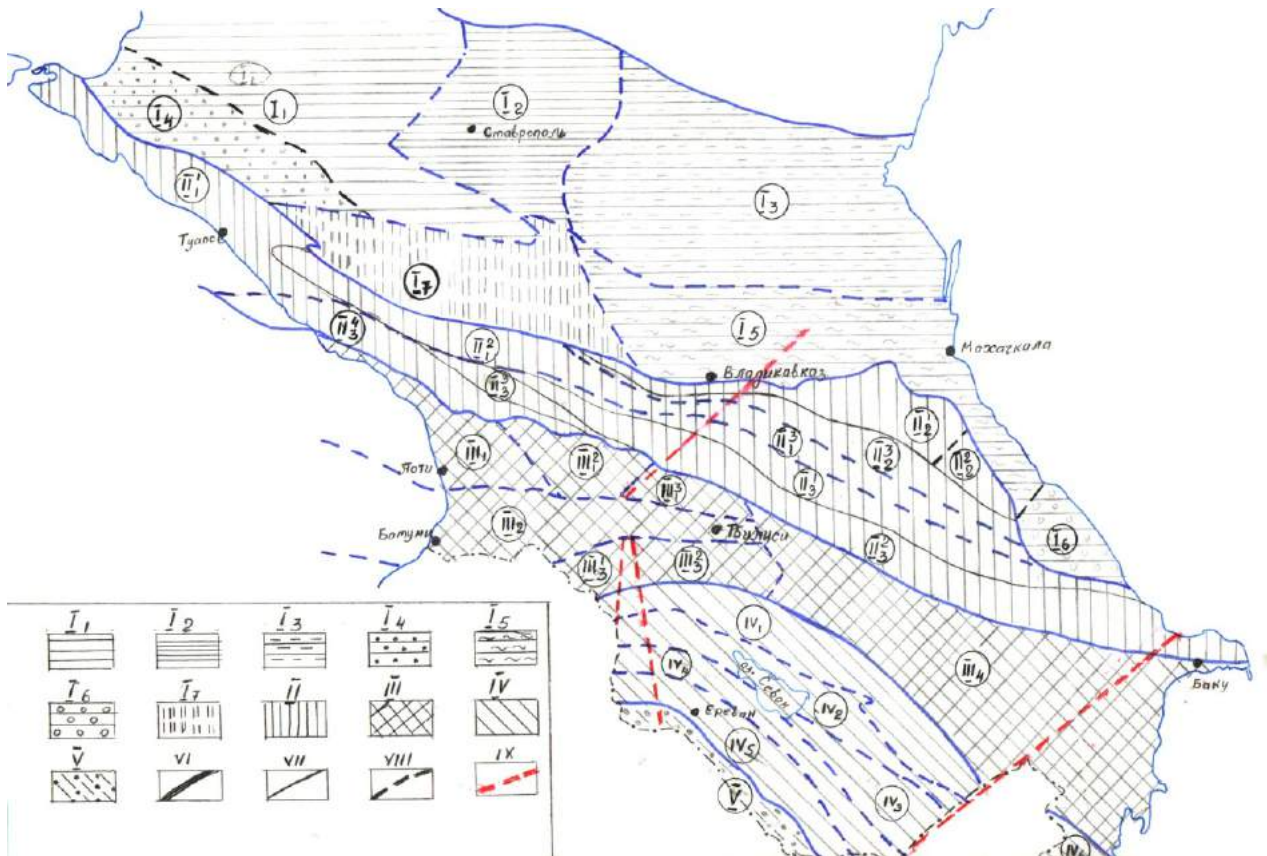


Рис.7.1.10.Схема тектонического расчленения Кавказа
[по работам П.Д. Гамкрелидзе,1966 и И.П. Гамкрелидзе, 1976, с небольшими изменениями].

I- Предкавказская (Скифская плита): I₁-Азово-Кубанская впадина, I₂-Ставропольский свод, I₃-Терско-Кумская впадина, I₄-Западно-Кубанский передовой прогиб, I₅-Терско-Каспийский передовой прогиб, I₆-Кусаро-Дивичинский передовой прогиб, I₇-Северо-Кавказский краевой массив. II-Мегаантиклинорий Большого Кавказа: II₁-Антиклинорий Главного хребта Большого Кавказа: II₁¹-Западная зона погружения, II₁²-Центральная зона воздымания, II₁³-Восточная зона погружения Антиклинория Главного хребта, Внешняя зона Горного Дагестана, II₃-складчатая система южного склона Большого Кавказа: II₃¹-Казбекско-Лагодехская, II₃²-Местийско-Тианетская (Чианур-Дибрарская) зона, II₃³-Чалтинско-Лайлинская зона, II₃⁴-Гагрско-Джавская зона. III-Закавказская межгорная область: III₁-Грузинская глыба; III₁¹-Западная (Колхидская) зона погружения, III₁²-центральная зона поднятия, III₁³-Восточная (Картлийская) зона погружения, III₂-Аджаро-Триалетская складчатая зона: III₃-Артвинско-Болнисская глыба: III₃¹-Джавахетская зона, III₃²-Болнисская зона, III₄-Азербайджанская глыба; IV-Мегаантиклинорий Малого Кавказа: IV₁-Болнисско-Карабахская (Локско-Карабахская) зона, IV₂-Севано-Акеринская зона, IV₃-Кафанская зона, IV₄-Мисхано-Зангезурская зона, IV₅-Еревано-Ордубадская зона, IV₆-Талышская зона; V-Араксинский межгорный прогиб. VI-VII-Границы тектонических единиц (большей частью глубинные разломы или разломы фундамента); VI-Первого порядка, VII-Второго порядка, VIII-Между зонами; IX-Крупные поперечные разломы.

Здесь представлены 3 варианта тектонического районирования территории исследований, два из них по геофизическим данным и последний по геологической съемке (рис.7.1.10). Они не могут претендовать на абсолютную истину по затронутому вопросу только по одной причине, так как три истины по одному и тому же объекту не бывает. Во-вторых, они могли быть представлены и составлены разными лицами с использованием различных методов. Однако, как априорные, для геологической интерпретации полученных выше геофизических результатов в отношении глубинного строения в аспекте мобилистической концепции тектоники плит, по нашему мнению, они вполне приемлемы.

Таким образом, остается сопоставить между собой представленные варианты и выбрать из них оптимальный геофизический вариант, который можно заложить в основу интерпретации геофизических результатов в части осмысления региональной тектоники качественно с элементами

кинематики и геодинамики. Однако выполнение такой задачи также проблематично, поскольку спрашивается – корректно ли сопоставление условных графиков различных физических явлений для диагностики сложных геологических сред? Детальный анализ трансформантов потенциальных полей вместе и в отдельности показывает, что по тектоническому расчленению площади настолько схожи, что правомерность такого акта не вызывает сомнения. Такой же вывод делаем при сопоставлении результатов тектонического районирования упомянутыми методами с принятым тектоническим районированием Кавказа в геологии (рис.7.1.10).

После выше сказанного можно переходить к геологическому объяснению (содержанию) карт геофизических зонирований (рис.7.1.1-7.1.10) с привлечением, по возможности, количественных определений.

Выше результаты интерпретации материалов рассматривались формально с точки зрения геофизического содержания. Теперь мы должны выполнить комплексный геолого-геофизический анализ и интерпретацию полученных результатов по регионам и попытаться обобщить их воедино. По некоторым целесообразным причинам начнем это с восточного сектора бассейна Черного моря.

7.2. Некоторые результаты геолого-геофизического строения Восточного сектора Чёрного моря

Рассматриваемая нами территория акватории Чёрного моря на карте тектонического гравимагнитного районирования обозначена индексом V. Разговор по затронутым вопросам пойдет в пределах этой индексации.

Акватория Чёрного моря характеризуется самыми высокими по интенсивности гравимагнитными полями на Кавказе. Морфоструктура этих полей на площади акватории бассейна своей особенностью (интенсивностью, укладкой и ориентацией изодинам, зональностью) четко отличается от этих же полей прилегающей к бассейну территории (рис.7.1.1 и 7.1.6). В АМП наблюдается чередование положительных и отрицательных аномалий ΔT_a , а в АГП, которое в целом положительное, чередуются аномалии повышенной и пониженной интенсивности. Эти различные геофизические поля с различной физической особенностью и генезисом на территории Восточного Чёрного моря (ВЧМ), в общих чертах, совпадают друг с другом по морфоструктуре. Особенностью гравимагнитных полей является то, что изолинии этих полей замыкаются в пределах акватории. Изолинии этих аномалий не переходят за береговую линию моря, и в эту область не проникает ни одна изодинама гравимагнитных полей из континентальной области. Все континентальные аномалии любого знака полосой обходят вкруговую береговую черту моря. Это правило нарушается со стороны акватории, и то в отношении гравитационного поля. Западнее Сухумского меридиана изодинамы силы тяжести от побережья на север переходят 1-3 десятка км с понижающейся интенсивностью (рис.7.1.6).

Таким образом, акватория Чёрного моря является замкнутой системой в геофизических полях. На Кавказе и в общей области Средиземного моря аналога такой системе нет.

Анализ и геолого-геофизическое истолкование выше приведенных результатов геофизического содержания, естественно, надо начать с территории Восточно-Черноморского сектора. Кроме того, что все начинается слева направо, геофизическая изученность этой территории высока и полученный здесь опыт облегчит решение тех же вопросов на продолжении в последующие регионы.

Изучение акватории Чёрного моря методами магниторазведки и гравиразведки проводилось неоднократно с последовательным повышением качества и информативности первичного материала. Нами использовались данные последнего периода заснятости (рис.7.1.1 и 7.1.6), а данные 80-ых годов прошлого века (как видно на магнитной съемке) хуже по качеству (рис.7.1.5).

На картах гравимагнитных полей акватория ВЧМ отмечена индексом V (рис.7.1.1 и 7.1.6), и зонирование обозначено инициалом этого же индекса, с целью облегчения их параллелизации.

На карте АМП ΔT_a выделяются 5 зон и 2 подзоны, разделенные по комплексу различающихся признаков ΔT_a . Считаем эти площади локацией на плоскости под ними существующей магнитной неоднородности и вместе с тем, безусловно, геологической. Каждая из них требует геофизического объяснения и геологического обоснования.

Начнем эту процедуру с аномального магнитного поля ΔT_a (карты на рис.7.1.1-7.1.4) зоны V₂, названной нами «Симферопольско-Потийской» (по конечным пунктам) аномалией. Она начинается у побережья г.Поти полосой шириной от 50 до 100 км, диагонально простирается к Крымскому полуострову и немного не доходя Горного Крыма аномалия замыкается, к западу продолжения не имеет. Аномалия симметрична по простиранию с максимальной интенсивностью, равной 340 нТл (с тремя такими эпицентрами). Изодинамы по зоне сложены равномерно, весьма гладко, что говорит о

сплошном характере, однородности и глубинности аномалиеобразующего объекта (геологической среды). Аномалия V_2 с южной стороны имеет отросток вроде отрога слабой интенсивности +40 нТл и меньше.

На восточной половине Чёрного моря другой положительной аномалии ΔT_a не наблюдается. На отмеченной половине в левом нижнем углу (рис.7.1.1) индексом V_4 выделена аномалия ΔT_a с восточным «периклинальным» окончанием, которая является восточным продолжением единственной положительной аномалии Западного Чёрного моря (рис.7.1.5). Она более слабая, чем восточная V_2 , но по конфигурации зеркального отображения их по рисунку 7.1.5, можно предполагать, что природа происхождения их одинакова. Эта группа – две положительные аномалии, являются определяющими в формировании АМП бассейна Чёрного моря в целом.

Аномалию V_2 с севера-востока окаймляет аномалия отрицательного знака с максимальной интенсивностью в эпицентрах -180 нТл, шириной не меньше предыдущей. Она достигает северного берега моря и распространяется по всей прибрежной зоне, включая Крым. Она нами названа «Новороссийско-Очамчирской» с индексом V_1 . Характерной чертой аномалии является ровная линейность изодинам по простиранию с некоторыми возмущениями к береговым линиям. Эта аномалия, очевидно, является индуктивной природы формирования, независимой от положительной V_2 , но с глубокими корнями происхождения. С юга с аномалией V_2 через ее придатки V_{2-1} и V_{2-2} граничит аномалия ΔT_a V_3 отрицательных значений -100 ÷ -140 нТл, названная нами «Ялтинско-Трабзонской» аномалией овражного типа.

В акватории ВЧМ выделяется одна аномалия ΔT_a отрицательного характера с индексом V_5 у побережья Восточных Понтид (Турция). Она, вероятно, также индуктивная по природе происхождения, но с глубокими корнями заложения.

Переходя к характеристике зональности АГП Восточного Черноморья следует выяснить соответствие зон различных гравитационных и магнитных полей по конфигурации на поверхности и по содержанию.

На карте (рис.7.1.6) аномального гравитационного поля (АГП) на площади акватории с индексом V_1 выделяется Новороссийско-Очамчирская зона Δg_a слабой интенсивности «кружевного» типа, мозаичной укладкой изодинам. В этой полосе на карте наблюдается слабое отрицательное ΔT_a с нарушением укладки изолиний. В трансформантах обоих полей эта полоса отмечается более контрастно. Надо полагать, что неоднородностью геологического происхождения она связана с прогибом небольшой глубины.

V_2 -Судацко-Анаклийская Δg_a средней интенсивности находит отражение на карте ΔT_a широко расставленными и возмущенными изодинамами с отрицательными значениями в наблюдаемом и остаточном полях. В аналогичных трансформантах Δg_a эта же полоса отмечается минимальным значением 2 мГл остаточной аномалии и минимальным горизонтальным градиентом. Интерпретация этой полосы не лишена интереса.

V_3 -Симферопольско (условно)-Батумская аномалия Δg_a с высокой интенсивностью 169-170 мГл и шириной 100-150 км прослеживается от Батуми по направлению Крыма и не доходя его на 100 км перегораживается поперечной аномалией интенсивности в эпицентре 25 мГл. Эта аномалия занимает всю глубоководную часть ВЧМ. Это не главное примечательное свойство гравитационного поля бассейна Чёрного моря. Оно занимает всю акваторию относительно высоким положительным значением аномального поля – лево-диагонально зонированного Восточного Чёрного моря и право-диагонально зонированного Западного Чёрного моря. Трансформанты этих полей в круговую по береговой линии бассейна отражают нарушение сплошного характера самих полей (рис.7.1.1 – 7.1.10), что и подтверждает наличие разрывных нарушений геологической среды разного порядка.

Все это вместе с аномальным магнитным полем, образует замкнутую систему, в пределах акватории бассейна Чёрного моря. Это есть главный примечательный характер геофизических полей бассейна.

Сопоставляя Δg_a аномалию с индексом V_2 с аномалией ΔT_a такого же индекса, видим, что по площади они несовместимы. Последняя уже по ширине на 50-60 км, перемещена на северо-восток на 15-20 км, продольная ось симметрии находится севернее от оси гравиметрической аномалии на 50 км. Следовательно, причины этих различных полей, обуславливающие аномалию в смысле геологической обстановки, не одинаковы. Для образования высокого гравитационного поля акватории бассейна причины должны быть более обширными, но с различной плотностью и низкой магнитной намагниченностью (восприимчивостью). Там, где магнитное поле высокое, намагниченность должна быть высокой и соответственно плотность, поскольку высокомагнитных основных пород с низкой плотностью не бывает. Следовательно, в таких местах гравитационный

эффект масс будет суммарный и больше. Такому варианту модели отвечает наблюдаемое поле бассейна Чёрного моря.

В таком случае максимумы их должны совпадать, однако максимум гравитационного поля смещен на юго-запад по отношению магнитной аномалии на востоке на 15-20 км, а на западе – на 50-60 км. Аномалия гравитационного поля асимметрична по отношению к продольной оси и обуславливающее тело (условно) наклонено на юго-запад. Аномальное поле ΔT_a «идеально» симметрично, и его обуславливающее тело должно быть наклонено вертикально, однако эта аномалия с юга-запада граничит с линиями отрицательных ее значений разряженной плотности, а на северо-востоке такие линии повышенной густоты. Вместе с тем повышенный градиент аномалии V_2 проходит на периферии северо-восточной части зоны (рис.7.1.4). Исходя из этого, можно полагать, что тело, обуславливающее магнитную аномалию, также наклонено на юго-запад. Тем не менее, смещение продольных осей рассматриваемых гравимагнитных полей на упомянутых расстояниях, если они обусловлены одним и тем же телом, поразительно. Таких вопросов немало при решении обратных задач геофизики и, вероятно, ни одна область мира не имеет столько геофизических работ и столько попыток геолого-геофизических решений, сколько имеет бассейн Чёрного моря. Поэтому трудно выбрать из них оптимальные. Мы не в состоянии даже перечислить их все, и здесь приводятся только крайне необходимые. В одной из работ [Шрейдер А.А, 1997] рассмотрена геолого-геофизическая интерпретация АМП бассейна Чёрного моря. Эта работа интересна в отношении решения обратных задач магниторазведки, которой мы и хотим воспользоваться для геологического истолкования в смысле палеотектонической реконструкции дна моря, которая будет превышать разрешающую способность представленной здесь карты (рис. 7.1.5) и материалов.

Известно, что решение обратных задач геофизики очень трудно и порой некорректно. В работе [94] применён способ трансформации поля в нижнем полупространстве, который для потенциальных полей в любом случае некорректен. При этом в работе использован способ регуляризации Тихонова, который повышает качество, но для ограниченного класса задач. Мы эти данные приводим для сопоставления с полученными нами. Что касается других вопросов, рассматриваемых нами в отношении интерпретации гравимагнитных полей, в работе [94] они не рассматриваются, т.к. не использовались соответствующие материалы.

Перейдем к рассмотрению региональных профилей, нанесенных на карте АМП (рис.7.1.1). Первый профиль проходит от Кешал (Турция) до г.Новороссийска, а второй от Аркалы (Турция) до г.Гагра.

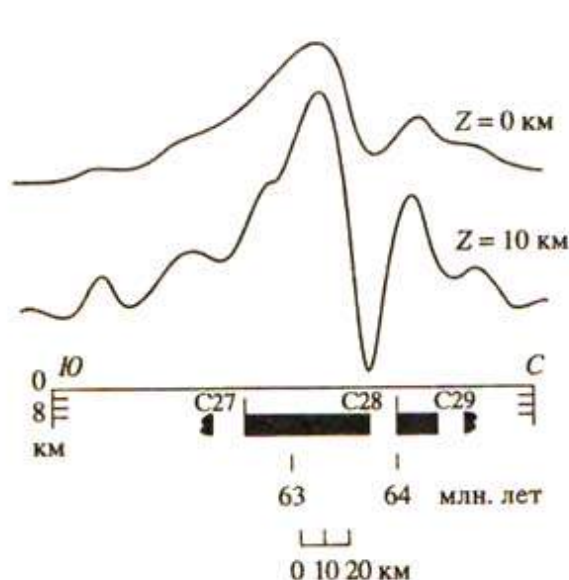


Рис.7.2.1. Кривая аномального магнитного поля по профилю 1.

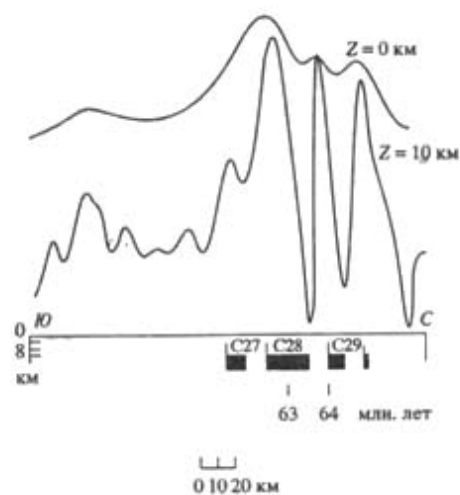


Рис.7.2.2.Кривая АМП по профилю 2, наблюдаемая на уровне моря ($Z=0$ км) и результат трансформации в нижнее полупространство ($Z=10$ км), по работе [94].

На рисунках (рис.7.2.1 и 7.2.2) показаны участки инверсионного магнитного поля (черное поле–прямая полярность, белое поле–обратная полярность) и идентифицированные субхроны шкалы палеомагнитных аномалий (по работе [94]). Палеомагнитные аномалии субхронной шкалы получены авторами работы от наблюдаемого магнитного поля способом пересчета его вниз на 10 км с применением регуляции. Как известно, эта задача некорректна, какая бы регуляция не применялась.

Примером того, что пересчеты магнитного поля вниз некорректны, показано на карте рис.6.3.10, которая получена пересчетом вниз карты рис.6.3.1. Пересчет произведен программой Oasis Montaj. Получить палеомагнитные данные исследуемого участка из наблюдаемого геомагнитного поля невозможно, т.к. пересчёты не имеют физической основы. Исходя из сказанного, геологические результаты, полученные в работе, не могут соответствовать действительности. По этому поводу у нас есть другие представления, которые приводятся здесь.

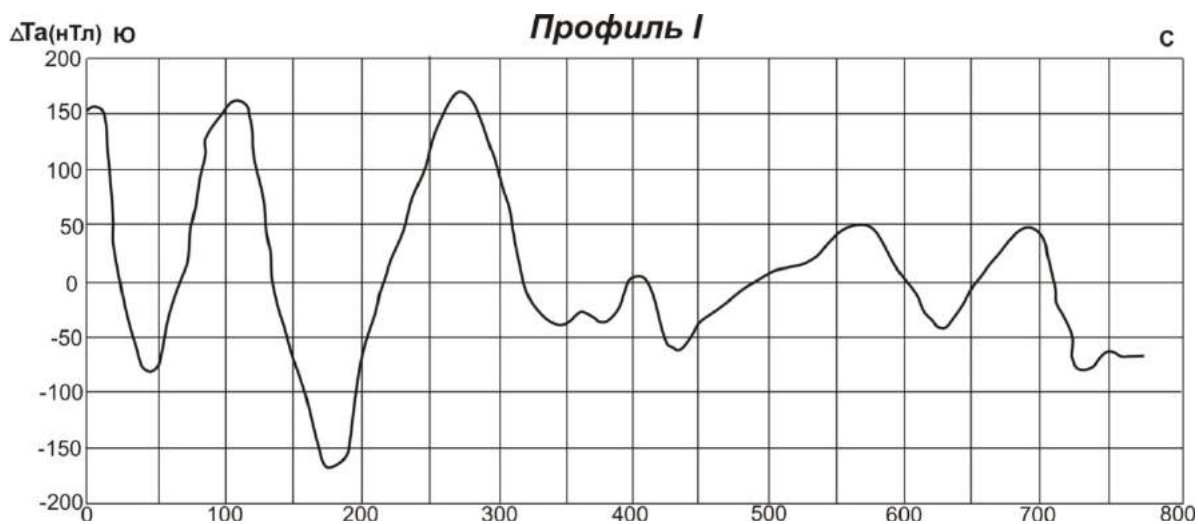


Рис.7.2.3. График распределения значений АМП ΔT_a на пересечении профиля I – I ВЧМ и прилегающих к нему территорий (рис.7.1.1)

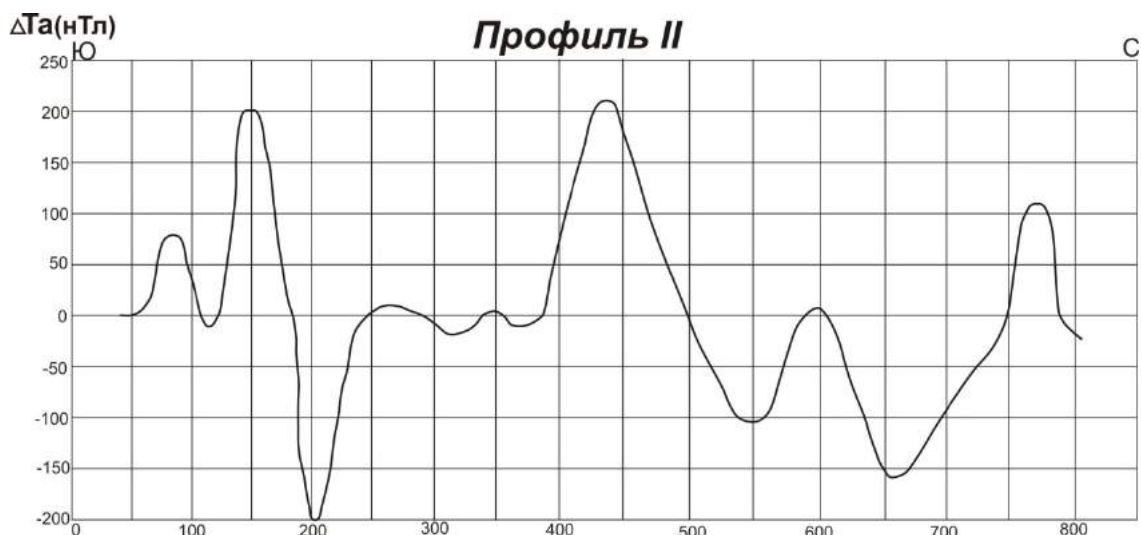


Рис.7.2.4. График профиля II – II ВЧМ и прилегающих к нему территорий (рис.7.1.1)

Примерно по простиранию профилей I и II, графики которых приведены на рисунках 7.2.1 и 7.2.2, а также захватом интервалов Турции и Северного Кавказа, нами также составлены аналогичные графики изменения ΔT_a по карте, представленной на рис. 7.1.1.

По этим графикам (рис.7.2.3-7.2.4) определены характерные параметры аномалиеобразующих тел (таблица 4). Приведенные в таблице определения параметров положительных «магнитотектонических» зон ВЧМ позволяют сделать некоторую количественную оценку обстановки о распределении магнитоактивных тел в восточной части бассейна. Анализ «магнитотектонических» зон с интенсивным отрицательным полем ΔT_a , занимающих большие территории, позволяет сделать качественную интерпретацию.

Таблица 4

п/п	Название магнито- тектонической зоны	Индекс аномалии	Мощность образующих тел, км	Азимут ориентиров, наклона градиента	Глубина залегания верхней кромки, км	Глубина залегания подошвы, км	Намагниченность в СГС
П р о ф и л ь I - I							
1	Западно- Анатолийская	VI ₂	50		7.6	26	
2	Восточно- Понтидская	V ₂₋₂	54		7.9	21	
3	Симферопольско- Потийская	V ₂	83.9	ЮЗ, 20-25	27.7	45.8	1510
4	Западно- Большекавказская	II ₁	66.		11.9	23	
5	Азово- Ставропольская	I ₁	37		14.7	24	
П р о ф и л ь II - II							
1	Западно- Анатолийская	VI ₂	63		18.23	-	
2	Симферопольско- Потийская	V ₂	96		24.0	45.8	1599
3	Западно- Большекавказская	II ₁	83		24.3	-	
4	Азово- Ставропольская	I ₁	63		12.2	15.2	

Под Симферопольско-Потийской аномалией с индексом V₂ подразумевается мощный магнитоактивный пласт шириной 50-100 км, залегающий с верхней кромкой 10-12 км и с подошвой 20-26 км. Наклонение и намагниченность определяются неустойчиво: у первого 20-25° ЮЗ падения, а намагниченность колеблется в пределах 1200-2800×10⁻⁶ в единицах СГС. Эти цифры отвечают геологическому образованию, насыщенному вулканитами основного и ультра основного вещественного состава. Аномалия сложена однородно, симметрично уложенной изоаномалией, прослеживается от побережья г.Поти до Крыма, не переходя ни одного метра в континентальную часть. Аналога этой аномалии в бассейне Чёрного моря нет. Возможно, на западном глубоководье существует единственная положительная аномалия, которая на восток переходит «периклином» гораздо меньшей интенсивности, но с похожей морфоструктурой, как бы продолжая друг друга кулисообразно. Можно допустить аналогию по их происхождению, но масштабы совершенно разные. Тем не менее, важно ее включение в общую концепцию геологической характеристики и историю формирования бассейна Чёрного моря.

Таким образом, в том, что аномалия имеет глубинное происхождение не должно быть сомнений. Очевидно, что аномалиеобразующее тело вдоль, поперек и в глубину ограничено сверху осадочным слоем, снизу мантийным слоем, между Крымом и Колхидой по простиранию, а в ширину – самой границей аномалии. Генезис и вещественно-петрологический состав аномалиеобразующего тела остаются многовариантными. Относительно генезиса у нас есть предположение, что оно (тело) могло быть мантийного диапирового или рифтогенного происхождения. Предпочтение отдаем первому варианту, но об этом позже. Здесь должны сделать отступление и отметить, что концепция, предложенная авторами работ [А.А.Шрейдер, 1997], о том, что аномалия имеет спрединговую природу происхождения, для нас неприемлема. Во-первых, если здесь спрединг, то где-то в пределах бассейна должна быть субдукция. Кроме того, должны присутствовать продукты излияния в виде «океанического хребта», а тут до глубины 12-14 км подошвы осадочного слоя глубоководная котловина остается «котловиной». Это подтверждается структурными картами ОГТ стратиграфических горизонтов с верхнего неогена до средней юры (рис. 6.1.1-6.1.31), особенно данными временных сейсмолитологических разрезов. Что касается задачи, решенной способом трансформации наблюдаемого магнитного поля, то это до конца некорректно, а идентификация их субхронам палеомагнитной шкалы без всяких доказательств – не заслуживает доверия.

С северо-востока с аномалией V_2 граничит довольно масштабная по занимаемой площади и интенсивности аномалия ΔT_a отрицательного знака, названная нами Новороссийско-Очамчирской с индексом V_1 . Она полностью прослеживается вдоль граничащей с ней аномалии V_2 с юго-запада, гладко уложена изолиниями, совпадающими с северо-восточным побережьем бассейна и опускающимися в эпицентрах до -160 нТл. Эта аномалия играет немаловажную роль в формировании аномального магнитного поля области, однако вопрос ее связи с геологическим строением остается проблематичным. На самом деле, здесь по всей аномалии утверждено поднятие Шатского, что подразумевается под этим не совсем понятно. Действительно, по аномалии проходит шельфовая полоса с бровкой, где осадочные отложения до верхнего мела сокращены и приподняты. С верхнего мела вниз до лейаса на временных разрезах прослеживаются все стратиграфические горизонты средней мощности. При этом средняя и верхняя юра должны быть представлены вулканогенами с вулканитами (рис.6.1.30-31), ниже подразумевается континентальная кора, а где поднятие Шатского? По побережью между Туапсе и Адлером выделяют узкую полосу депрессии [Туголесов Д.А., 1983]. Такова геологическо-геофизическая обстановка в пределах рассмотренной аномалии ΔT_a , которая не укладывается в объяснение природы ее генезиса.

В южной части ВЧМ выделяется группа отрицательных аномалий ΔT_a - V_{2-1} , V_{2-2} , V_3 и положительной V_4 , которые кулисообразно граничат с юго-запада с Симферопольско-Потийской. Все они простираются праводиагонально зонально, взаимосвязаны между собой, но какая связь имеется с геологией среды, пока загадка.

Положительная аномалия V_{2-2} с интенсивностью 40 нТл, как отрог отходит от V_2 и прослеживается в сторону г.Ризе (Турция). Она природой и генезисом связывается нами с главной Симферопольско-Потийской, как мелкая апофиза в процессе крупного магматизма.

Приведенную выше систему Восточно-Черноморских аномалий ΔT_a завершает аномальная зона со своеобразной кружевно-структурированной изоаномалией этого поля. Она прослеживается по побережью Восточной Турции на различных расстояниях от берега моря в $20-50$ км и обозначена на карте (рис.7.1.1) индексом V_5 . В этой полосе глубже всех опускается осадочный слой. На временном разрезе на глубине 8 сек. (примерно $10-12$ км), он прослеживается в виде опорного горизонта поверхности верхнего мела. Ниже этой глубины здесь осадочный слой опускается до 12 сек. Это похоже на глубоко-жёлобную обстановку и разрывное нарушение глубинного заложения, где Анатолийский континент с Восточными Понтидами надвигается на север. Если есть зона субдукции на Чёрном море, то она может быть только здесь, на юге. По северному обрамлению моря, по геофизическим данным, она исключается.

По меридиану Крыма, на юге от него в $70-100$ км, прослеживается «периклин» положительной аномалии V_4 , восточного окончания единственной западной положительной аномалии западной глубоководной части бассейна (рис.7.1.1).

Заканчивая обзор гравимагнитного тектонического расчленения Восточного сектора Чёрного моря, следует отметить два главных момента:

1. Геологическая обстановка бассейна Черного моря в упомянутых геофизических полях отражена крупно-масштабно, как замкнутая система геологической среды. Она имеет своеобразную крупно расчлененную тектонику, со своеобразным простираем, структурированием, магматизмом, вероятно, полезными ископаемыми, биосферой и историей геологического развития, по крайней мере, со среднего палеозоя.

2. Используемые здесь гравимагнитные методы, можно сказать, позволяют осуществить идентичное тектоническое расчленение геологической среды, Однако, при объяснении природы происхождения аномалий многие вопросы остаются непонятными и удовлетворительно решёнными.

Глубинное строение Восточного сектора Черного моря предпочтительно рассматривать по результатам сейсмических исследований ГСЗ, МОГТ, к сожалению, некоторой ограниченной возможности (не были найдены все необходимые годографы профилей по акватории нашего исследования).

Проблема глубинного строения бассейна Чёрного моря является пока неисчерпаемой тематикой для геофизических исследований и, вероятно, долго останется таковой.

Геофизическая изученность сейсморазведкой (конечно, неполная) показана на схематических картах (рис.1.1-1.2). Она выполнена Московскими академическими и производственными организациями в 60-70-ых годах. Работы зарубежных научных ассоциаций и фирм в указанные схемы не включены из-за отсутствия у нас данных. Первичные материалы в схеме указанных работ, естественно, обработаны и переинтерпретированы многократно, в первую очередь Непрочновым Ю.П. и др. специалистами, в некоторой степени с различающимися результатами. В нашем

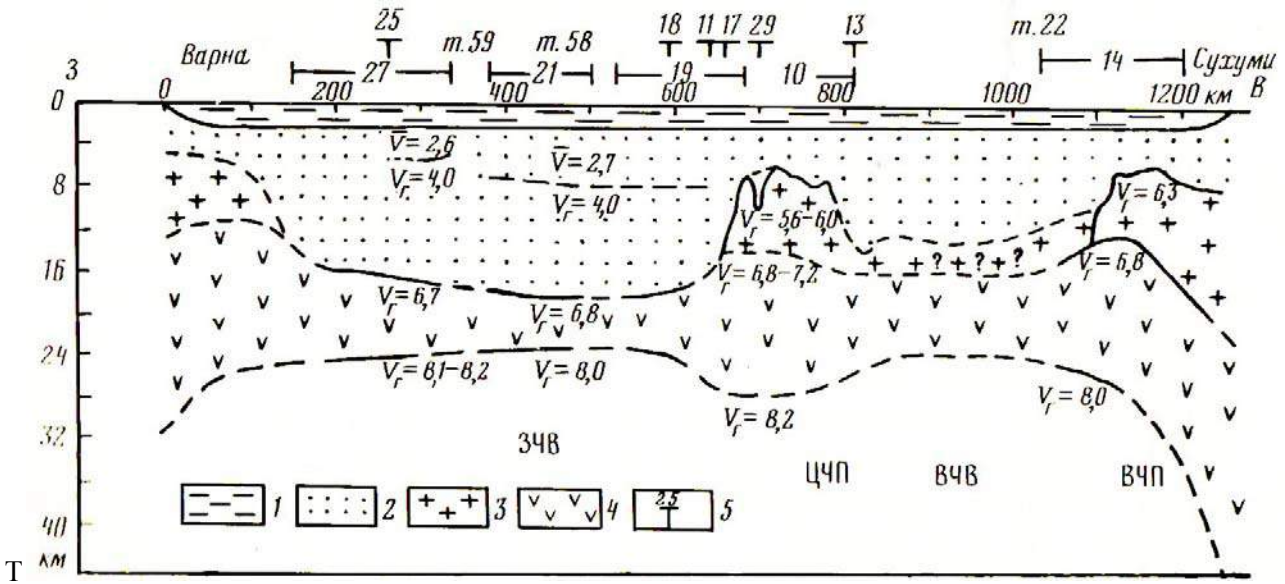


Рис.7.2.7. Сейсмический разрез ГСЗ Варна-Сухуми (по продольным профилям, отмеченным на схеме рис. 1.1, составлен группой авторов по работе [78].)

Третий вариант того же профиля составлен нами компьютерным способом собственным программным обеспечением (рис.7.2.8-в).

Сходство между ними невысокое, особенно между первым (рис.7.2.6) и вторым (рис.7.2.7). На втором разрезе в пределах профиля 14 «гранитный» горизонт как-то налезает на «базальтовый» и там же грубо обрушается, а продолжается там, где на годографах профиля этот горизонт не фиксируется и вообще профиль не проходит. Поэтому разрез «Варна-Сухуми» нам представляется схематичным и необоснованным.

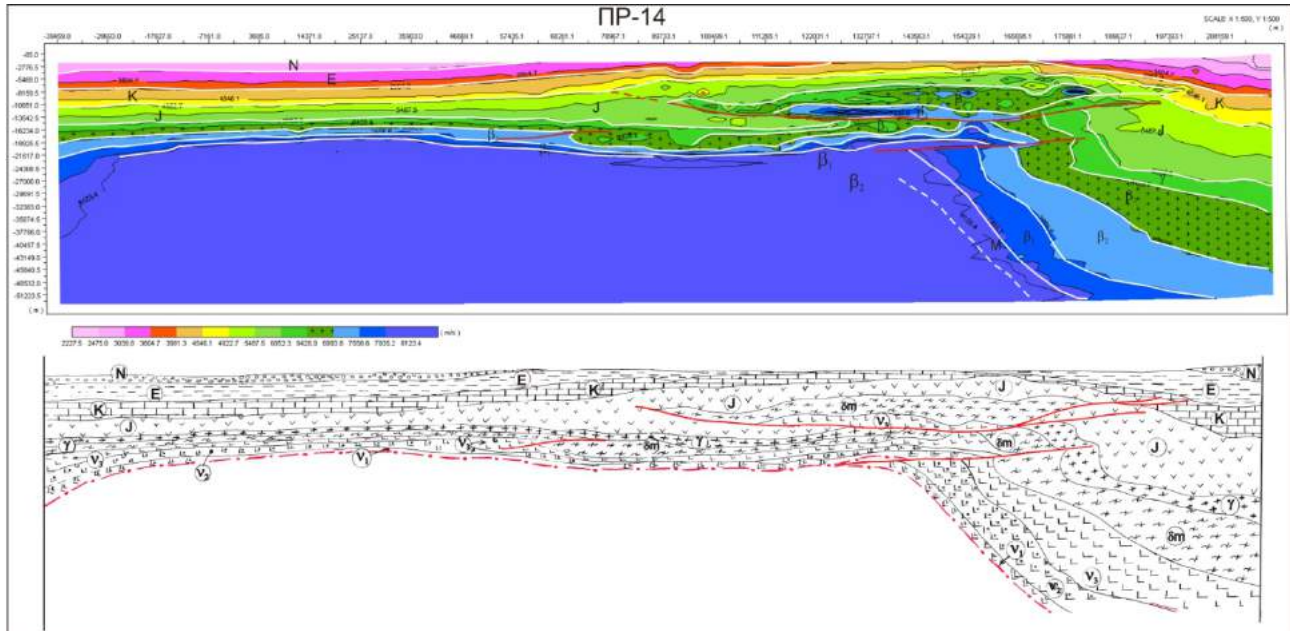


Рис.7.2.8 (а,б). Сейсмотоморазрез морского профиля 14, ГСЗ и накладка к нему- прогнозирование корового разреза (условные обозначения см. в таблице 6)

Если сравнивать первый сейсмический разрез (рис. 7.2.6) с томографией (рис.7.2.8-а), то здесь об общем сходстве говорить нельзя, а только о совпадении в деталях. В этом плане сейсмический разрез уступает томографии. С детальностью последней никакие сейсмические разрезы нельзя сравнивать. На нем осадочный слой делится на 4 скоростных интервала, стратифицированные по аналогии неогеном, палеогеном, мелом и юрой. Их скоростная дифференциация позволяет

прогнозировать литологический состав. Однако в юрских отложениях вместе с вулканогенами можно допустить присутствие плотных аспиднотипных сланцев нижней юры.

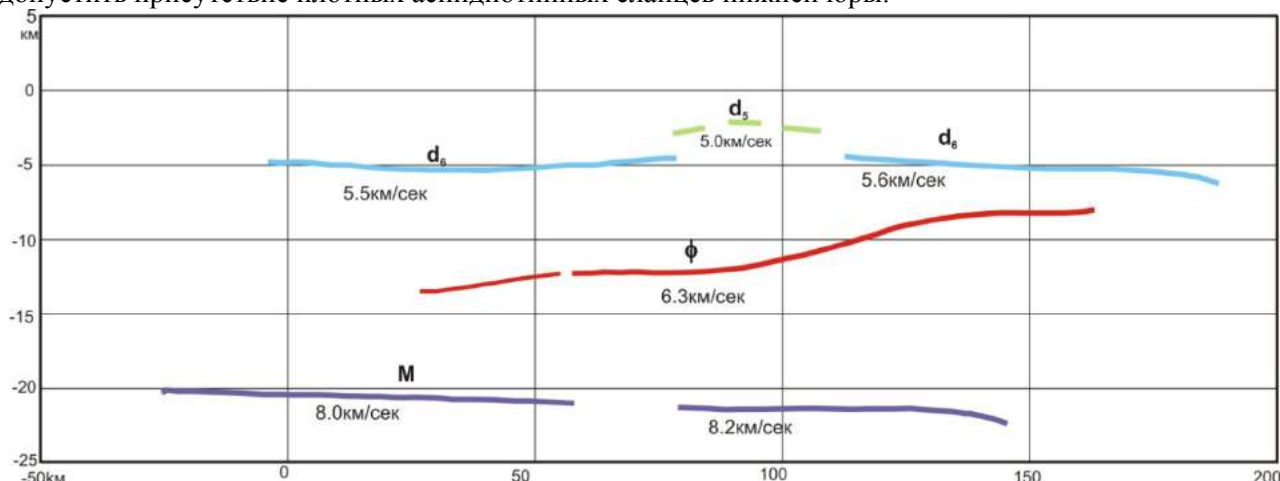


Рис.7.2.8-в. Сейсмический разрез морского профиля 14, ГСЗ.

В томоразрезе ниже осадочного слоя прослеживается консолидированная кора, четко разграниченные континентальная и океаническая части. Континентальная часть характеризуется мощным осадочным слоем и мощным слоем консолидированной коры, океаническая – мощным осадочным слоем и тонким, утончающимся к западу, горизонтом коры. Континентальная кора мощностью 48-45 км (условно) вглубь к морю круто уменьшается и на 75-м км от берега переходит в ровную мощность и не превышает 20-23 км. «Гранитный» горизонт прослеживается по всему разрезу: в континентальной части он средней мощности, а в морской - не превышает 1.5 км с редкими небольшими раздувами. «Базальтовый» горизонт в континентальной части состоит из трех слоев, если считать, что слои со скоростью 6.4 км/сек относятся к базальтовой категории, и в целом составляет 20 км в морской части. В океанической части на данном профиле он состоит из трех слоев с общей мощностью 3.5-5.0 км. Граница Мохо на томоразрезах выделяется стандартно неодинаково. Между «базальтовым» горизонтом и Мохо вдоль профиля имеются локальные «ксенолитовые» включения с повышенными и пониженными скоростями. Затем по ним в пределах одного километра по высоко скоростному горизонту проходит изолиния со скоростью 8.0-8.12 км/сек, ниже которой скоростной градации нет, т.е. глубинные волны ГСЗ не проникают в мантию до изменения в ней скоростей. Бывает и так: «ксенолитовых» включений нет, подошва «базальтового» горизонта выделена изолинией 7.7 или 7.79 км/сек и там же через 0.5-1.0 км проходит высокоскоростная изолиния 8.0-8.12 км/сек.

В томографии профиля 14 особый интерес вызывают коро-мантийные тектонические явления. На этом профиле на 75-м км от берега моря в области стыковки, а не перехода (поскольку нарушена непрерывность между их горизонтами), явно наблюдается тектоническое нарушение коро-мантийного характера. В этой области наблюдается смещение порядка десяти километров «океанической» коры в сторону континента (алохтон). На него и юрские (условно стратифицированные) отложения налегает пластина из «гранитного» и «базальтового» горизонтов длиной 80-90 км и мощностью 3-7 км (рис.7.2.8). Возможно здесь имеются мантийные включения, но то, что есть шарьяж - нет сомнений.

Из трех профилей ГСЗ профиль 15 начинается от Сухуми, проходит к юго-западу по Гудаутско-Очамчирскому шельфу (северо-восточная половина) и концом пересекает профиль 14.

На рисунке 7.2.9 томографический разрез профиля 15 начинается яркими малиново-сиреневыми цветами осадочного слоя. Выделяются все крупные стратиграфические системные единицы мезо-кайнозоя, со слабым наклоном к глубоководью. Ниже осадочного покрова структура коры необычно неоднородна – «гранитный» горизонт, местами утолщенный слишком извилистой поверхностью, с включениями громадных глыб под ним лежащего «базальтового» слоя. «Базальтовый» горизонт состоит то ли из трех, то ли из двух горизонтов. Первый «базальтовый» слой с необычной формой кромки с извилистой поверхностью и изменчивой мощностью 7.0-15 км, но примерно 20 км в конце профиля не прослеживается. Этот слой в подошве ограничен скоростью 6.99 км/сек. Следующий вниз слой с более или менее ровной кровлей и подошвой, изменчивой мощностью 2.0-9.0 км/сек и скоростью в подошве 7.56 км/сек прослеживается по всему профилю. Третий слой того же горизонта со слишком утонченной мощностью 1.5 км к центру профиля, по

бортам мощность равна 2.5-8.0 км, выделяется в подошве скоростью 7.94 км/сек. Тут же проходит изолиния со скоростью 8.12 км/сек. Если границу Мохо проведем по последней изолинии, мощность коры в континентальной части будет 28 км, в морской в конце профиля – 22 км, а в центральной части профиля, где она прогибается, максимально равна 38 км. Это немного странно по сравнению с другими разрезами.

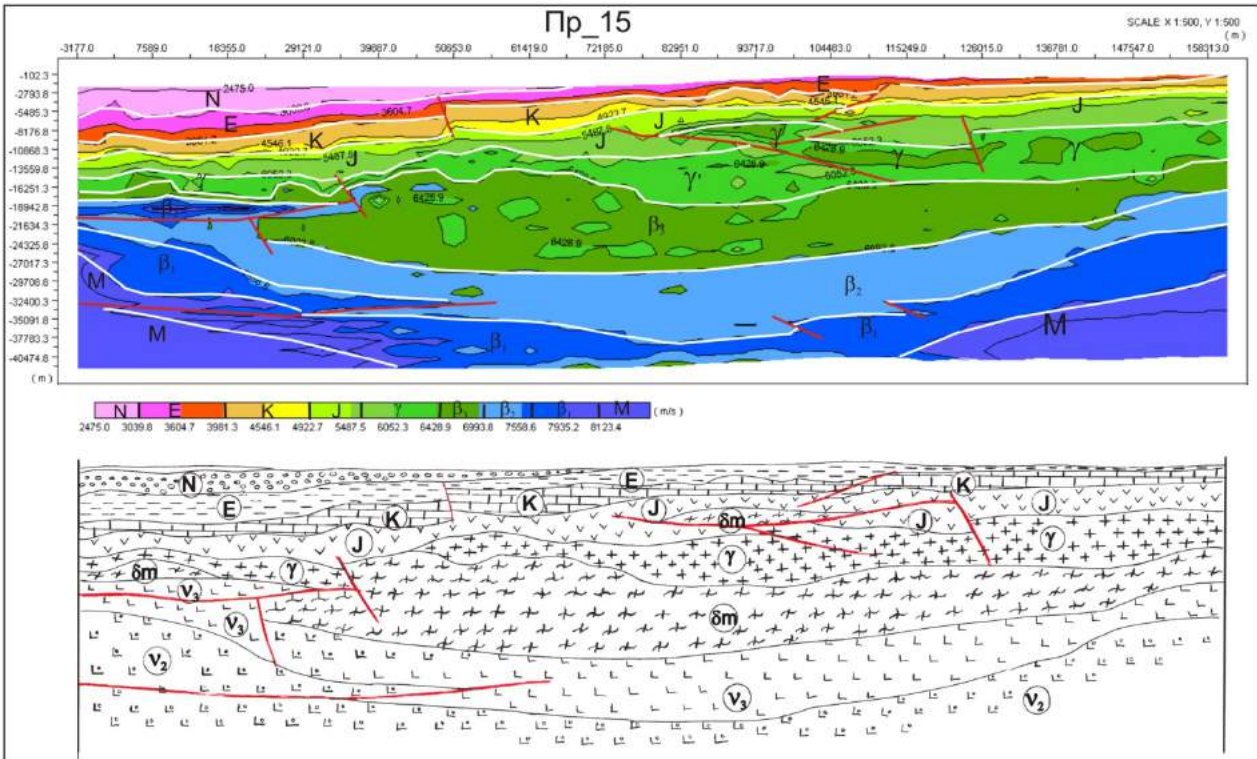


Рис.7.2.9. Сейсмотоморазрез (а) и накладка к нему- прогнозирование корового разреза (б) морского профиля 15, ГСЗ (условные обозначения см. в таблице 6).

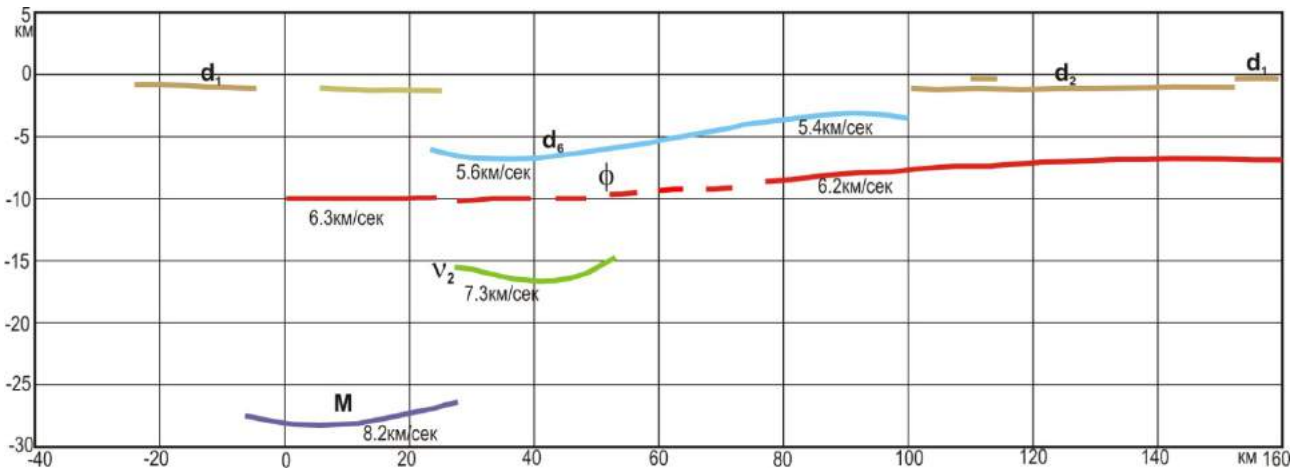


Рис.7.2.10. Сейсмический разрез ГСЗ профиля 15 (Чёрное море)

Что касается взаимного отношения горизонтов консолидированной коры профиля, то это, может быть упрощенно, но хорошо видно на рисунке 7.2.9(б). Вместе с тем надо отметить, что на профиле, на 75-м км от берега моря, на самых нижних отложениях осадочного слоя и частично на консолидированном автохтоне налегает крупный «брусок» длиной 15 км «гранито-базальтового» состава в виде аллохтонной пластины.

Наконец, следует отметить, что среди «тройки» профилей томография профиля 15 характеризуется особо сложным, трудно объяснимым строением.

Самый северо-западный профиль 16 направлен от Адлера субмеридионально вглубь моря на пересечение профилей 14 и 15, где он находится с ними в полной корреляции (рис.7.2.12). По

оттенкам томографических цветов осадочные образования разделяются на семь слоёв. Мы их разделяем на четыре стратиграфических (условно) горизонта (рис.7.2.11), в которых подразумевается полный комплекс мезо-кайнозоя с современными образованиями.

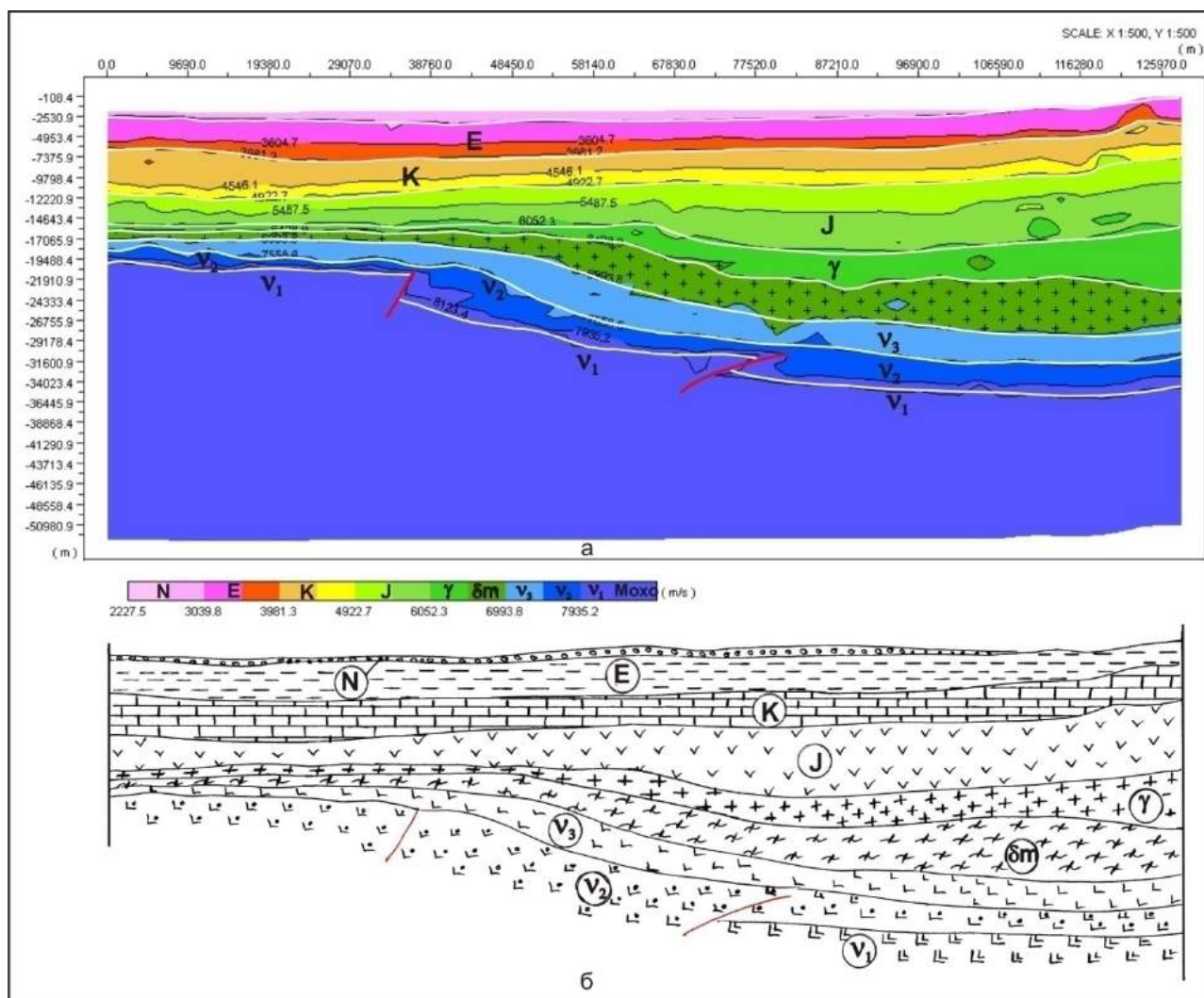


Рис.7.2.11. Сейсмотоморазрез (а) и накладка к нему- прогнозирование корового разреза (б) морского профиля 16, ГСЗ

Ниже осадочного слоя однородным оттенком цветов и гладкой линией кровли (скорость 6.05км/сек) и подошвы (скорость 6.43 км/сек) выделяется «гранитный» горизонт, однако с изменчивой мощностью. Если в части профиля на суше мощность горизонта определяется 7.0-7.5 км, то в глубоководной части – не превышает одного километра. Примечательно, что мощность этого горизонта «катастрофически» уменьшается после 75-ти км от берега моря.

Ниже «гранитного» горизонта аналогичная картина имеется по «базальтовому» горизонту в отношении морфологии слоёв. Что касается слоистости горизонта, она зависит от того, где будет проведена скоростная граница между «базальтовым» горизонтом и Мохо. В подошвенной части изолиния скорости 7.95 км/сек зигзагообразная и отбивает неровную площадь. Возможно, это неоднородность петрологического состава. В других разрезах это, очевидно, обусловлено локальными аномальными скоростными включениями. Кровля этой площади более ровная и отмечается скоростью 7.55 км/сек.

Надо отметить, что ниже изоскоростной линии 7.95 км/сек тут же проходит изоскоростная линия 8.12 км/сек. Здесь не имеет значения в глубинном отношении, где будет проведена граница Мохо. Таким образом, граница Мохо проводится по последней изоскоростной линии, и получается, что «базальтовый» горизонт состоит из трех слоёв (рис.7.2.11). Общая мощность «базальтового» горизонта в континентальной части определяется в 13 км, а в морской-океанической конечной части профиля – 3 км, и аналогично «гранитному» сокращается после 75-ти км от берега. Геометрические

морфоструктурные формы глубинных высокоскоростных (принять здесь традиционное наименование глубинных горизонтов некорректно) горизонтов ВЧМ определены в различных вариантах различными способами интерпретации по материалам морских профилей ГСЗ №№ 14, 15, 16. Их геологическое истолкование, которое не лишено интереса, приводится ниже вкратце.

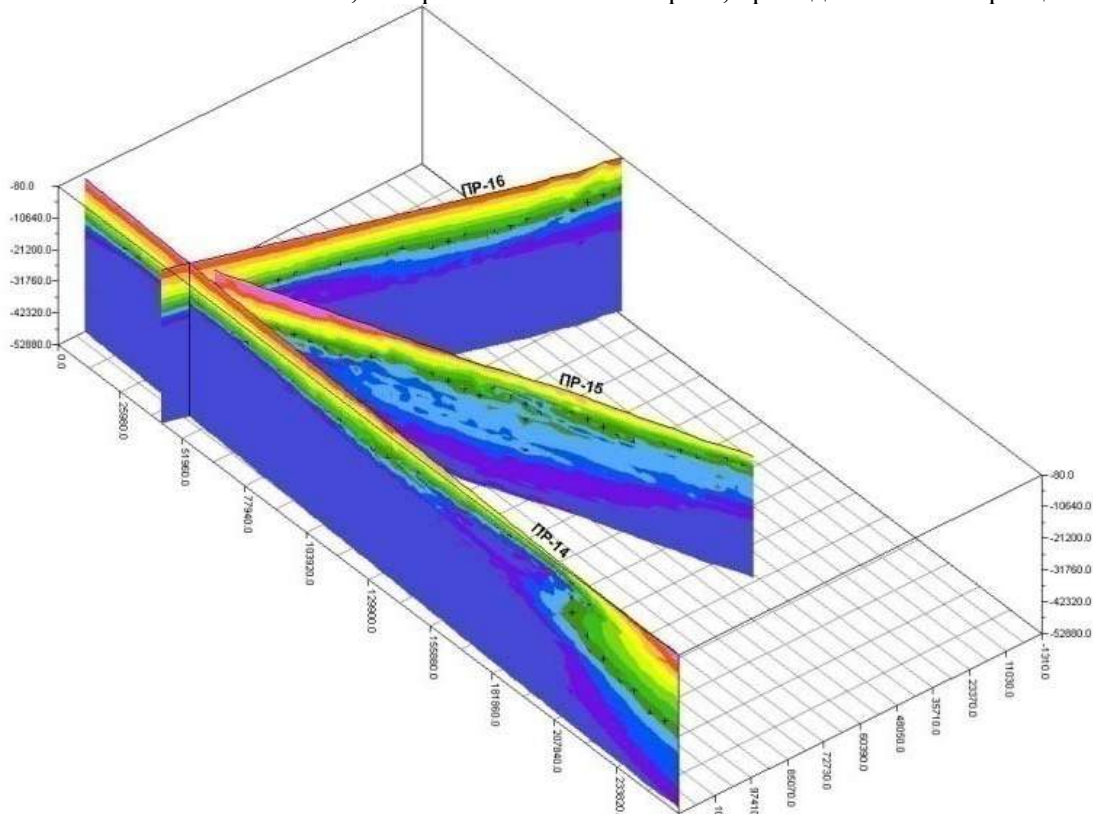


Рис.7.2.12. Томографическая блокдиаграмма морских профилей ГСЗ 14, 15 и 16.

На морфоструктурной карте доальпийского кристаллического фундамента осадочного слоя на рис.6.2.2 акватории ВЧМ можно судить по существующим материалам.

За линией морского берега изоглубины горизонта разряжены, местами резко изогнуты, опущены или приподняты и увязаны с изоглубинами того же горизонта Колхиды. Такая полоса шириной 60-80 км прослеживается по побережью от Гудаута до Кобулет. Это есть подводный континент со склоном с различными морфоструктурными осложнениями в виде: Гудаутско-Колхидского относительного поднятия с моря; Потти-Ланчхутского заливообразного прогиба; кажущегося малоамплитудного, но крупного разрывного нарушения, охватывающего большую часть Колхиды (Анаклиа, Хоби, Ланчхути, Озургети, до Сурамско-Гокишурского разлома). За подводным континентальным склоном начинается глубоководная впадина, которая на карте доальпийского фундамента (рис.6.2.2) кольцевой морфоструктурой погружается до -13 км глубины. Впадина, как видно, после континентального склона круто опускается до максимальной глубины в центре, а к западу, вероятно, выравнивается.

По тем же профилям методом сейсмотомографии построены морфоструктурные карты на сейсмоскоростных горизонтах (рис.6.2.4-5 и 6.2.7). Они аналогичны друг другу и сходны с картой доальпийского кристаллического фундамента, но отражают различную глубину.

На рисунке 6.2.4 представлена морфоструктурная карта горизонта на уровне томоскоростного интервала 4.5-5.0 км/сек, условно принятым за подошву мезозойских отложений. В морфоструктурном отношении выражен купол по Сухумскому меридиану на глубине 3000 м. Изоглубины по отношению этого гребня в обе стороны погружаются до 10000-11000 м, в глубоководье переходят в равнину, а в Колхиде с тем же горизонтом увязка нарушена разломом.

На втором аналогичном рисунке 6.2.5 морфоструктурная карта горизонта томоскоростного интервала 5.6-5.7 км/сек отнесена нами условно к переходному слою кристаллических образований; картина здесь заметно изменена. Сухумский гребень широкого куполообразного поднятия принимает дугообразное меридиональное направление, далее купол асимметричен – Гудаутская сторона шельфа приподнята разломом, Очамчирская сторона круто опускается и с тем же горизонтом

Колхиды наблюдается неувязка, обусловленная, очевидно, разломом. На широте Гагрско-Пицундского участка за шельфом отрисована впадина с мульдой.

На карте изоглубин горизонта интервальной скорости 6.0-6.2 км/сек (рис.6.2.7) на площади Гудаутско-Очамчирского шельфа с континентальным склоном изображена структура хребтообразного поднятия по Сухумскому меридиану – асимметричная, как в предыдущем случае, а со стороны Очамчира крыло структуры оборвано.

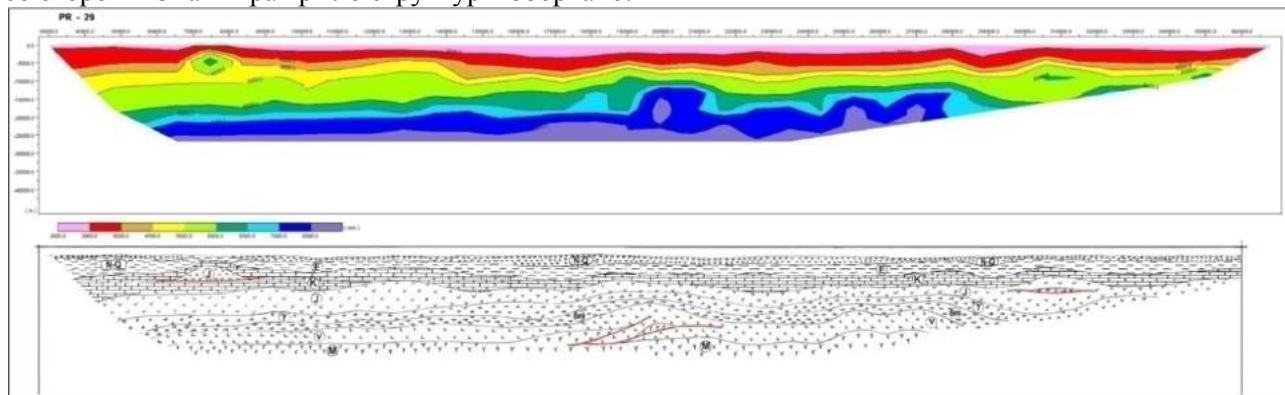


Рис.7.2.13. Сейсмотоморазрез (а) и накладка к нему- прогнозирование корового разреза (б) морского профиля 29, ГСЗ

Итак, выше приведенная комплексная интерпретация профилей ГСЗ позволяет по-новому осветить проблематику глубинного геолого-геофизического строения ВЧМ и взаимосвязи его с прилегающей территорией. Вместе с тем, для установления общей закономерности Чёрного моря и, в целом, региона, необходимо привлечение аналогичного материала, пересекающего его масштабно. Такими являются профили ГСЗ № 29 и 25 (рис.1.1).

Профиль 29 (ГСЗ) (рис.7.2.13) проходит по пересечению Чёрного моря от Трабзона по направлению к пос. Приморский (Крым). Он пересекает вал Андрусова, северную крайнюю часть Восточной впадины и северо-западное окончание вала Шатского.

Профиль 25 (ГСЗ) (рис.7.2.14) проходит в Западном секторе Чёрного моря, начинается в акватории, примерно, в 50 км от Истамбульского залива (Самсуна) и дальше по направлению к Одессе, до самых ее берегов. Профиль почти параллелен профилю 29, но они отстают друг от друга на 100-110 км. Кроме этого последний пересекается профилем 27.

Профиль 27 (рис.7.2.15) относится к той же группе морских работ, которые выполнены «Южморгео», и проходит в Западном секторе Чёрного моря от побережья Варны (Болгария) на восток по широтному направлению вглубь акватории. Профиль, очевидно, отсрелен неполной системой наблюдений, поскольку крайние интервалы его недостаточно освещены сейсмическими лучами и морфоструктура распределения скоростных изолиний искажена и подлежит исключению. Зато центральная часть освещена детально и геологическое прогнозирование здесь уверенно осуществимо. Томографический разрез отличается мощным осадочным слоем с преобладанием местами кайнозойских отложений в восточной части. Меловые и юрские отложения прослеживаются тонкой полосой. Первые состоят из двух полос скоростных неоднородностей, юрские более однородные по мощности и составу.

В Западно-Черноморском бассейне проходят еще несколько коротких профилей, однако приведенные здесь профили являются главной системой, освещающей глубинное строение этого края.

На разрезе профиля 29 осадочный слой насчитывает 5 горизонтов от 2.1 до 6.0 км/сек мощностью до 10 км в южной части профиля, в средней части мощность равна 7.5 км, а в конце – 6км. Профиль 25 отличается от предыдущего томоразрезом, который характеризуется тонкослоистостью всей земной коры. Здесь осадочный слой насчитывает 8 слоев, на девятом выделяется консолидированная кора скоростью 5.86 км/сек. Следующие скоростные горизонты – 6.29, 7.72 и 7.57км/сек. Такая градация прослеживается до конца профиля, но с различной мощностью.

Томоразрезы названных профилей чем-то сходны между собой, в частности, гаммой цветов (от малинового до тёмно зеленого) осадочного слоя, т. е. стратиграфической последовательностью осадконакопления, тонкослоистостью всего разреза и «бугристым рельефом» коровых горизонтов. Тем самым в совокупности они отличаются от выше рассмотренных разрезов Восточно-

Черноморской впадины. Если бы этого не было, то всё вместе в общем контексте могло бы позволить рассмотрение глубинного строения земной коры Черноморского бассейна. Однако этим отличиям довольно трудно найти объяснение. При почти одинаковой скоростной градации расцветок между ними имеются существенные расхождения.

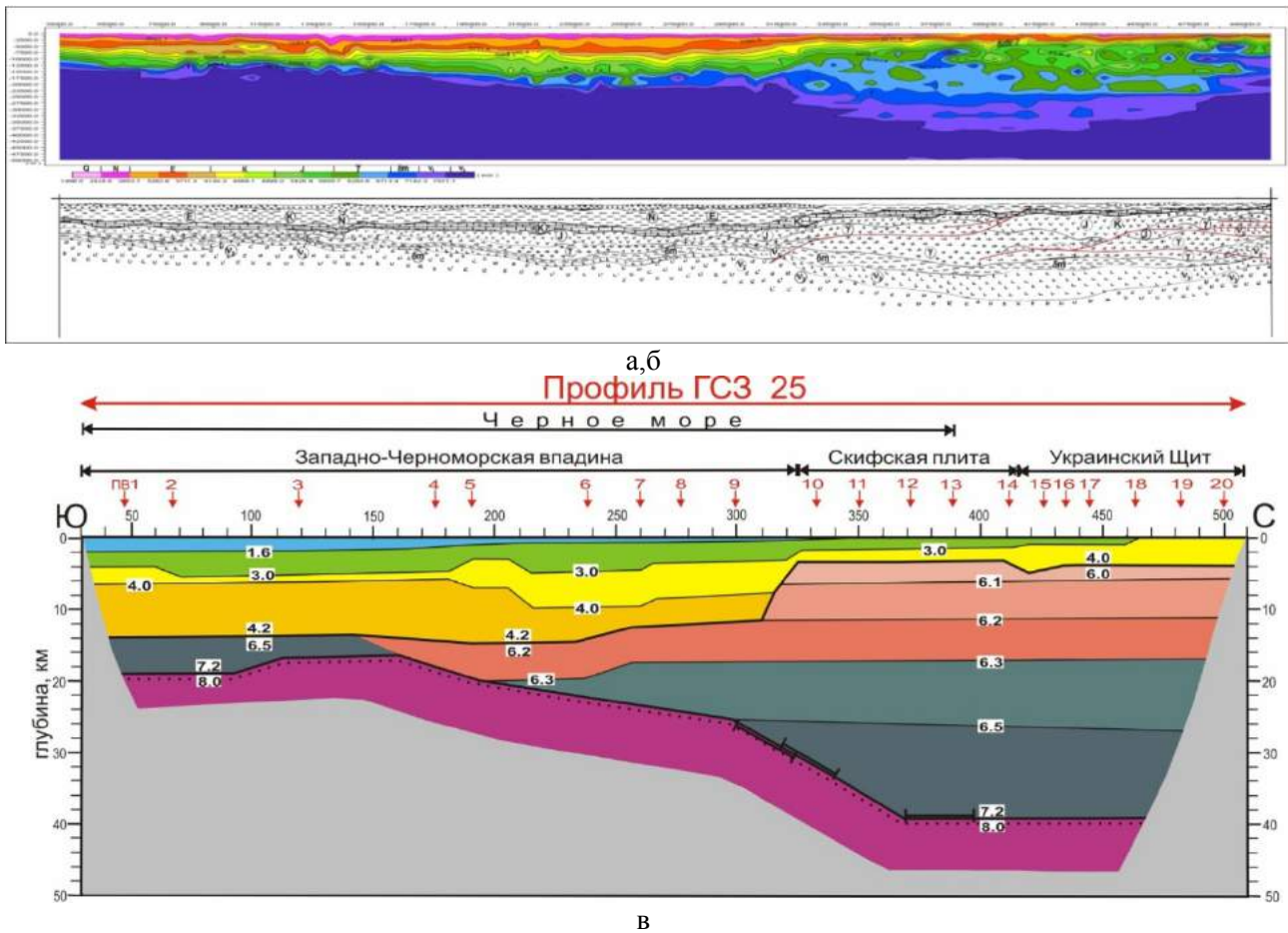


Рис.7.2.14. Сейсмотоморазрез (а) и накладка к нему- прогнозирование корового разреза (б) морского профиля 25, ГСЗ

Представленный сейсмический разрез профиля 25 (рис.7.2.14–в) составлен по программе, основанной на принципе постепенного приближения модельной конструкции исследуемой среды к наблюдаемому волновому полю методом решения прямой задачи (Е.П. Баранова, Т.П.Егорова и др., 2008). Как видно, сходство этого разреза с томоразрезом (рис.7.2.14-а) того же профиля с точки зрения общей морфологии земной коры в целом значительное; лучше, наверно, трудно представить. Тем более, что в этой методике при подборе исходной модели в какой-то степени участвуют субъективные факторы. Что касается точности определения каждого скоростного горизонта, проверить это таким сопоставлением невозможно, поскольку по градации скоростей эти разрезы совершенно разные. Это возможно сделать только по границе Мохо, где в одних и тех же координатных пунктах томоразреза (рис.7.2.14-а) глубины залегания Мохо определены: в пункте поднятия – 17.5км, максимального погружения – 37.5км. В тех же пунктах (рис. 7.2.14-в) глубины Мохо равны: 20 и 40 км, соответственно. Это расхождение, очевидно, методического характера. По качеству других параметров второй профиль намного уступает первому: детальностью выделения границ скоростных неоднородностей, более реальной конфигурацией выделения тех же границ. Трудно представить, что прямолинейные границы, такие, какие выделены на рис.7.2.14-в могут быть между скоростными неоднородностями в коре Земли! Отмеченные в разрезе скорости, кроме начальной и Мохо, нам кажутся нереальными, заниженными для коровых горизонтов. В северной части разреза в пределах утолщения коры выделяется «гранитный» слой со скоростью 6.1-6.2км/сек довольно большой мощности, который на пикете 310км резко переходит в осадочный слой и далее на юг не продолжается. Это нам представляется неестественным, даже если представить, что в этом направлении он выклинивается. По томографии он не выклинивается, а утончается, как и вся

консолидированная кора. На этом томоразрезе, как и на других томоразрезах Черного моря, континентальная и океаническая кора везде одинакового состава: осадочного, «гранитного» и «базальтового». Различаются они между собой мощностью и скоростью. Что касается связи утолщения континентальной коры на профиле со Скифской плитой и Украинским щитом, то здесь влияние Мизийской плиты и Добруджских геологических образований, нам кажется, нельзя не учитывать. На эту мысль наталкивает то, что на северном конце томоразреза наблюдается поднятие границы Мохо, т.е. сокращение мощностей, сопряженных коровых горизонтов плиты и щита. Кроме того, такая форма перехода континентальной коры – сначала погружение на большом расстоянии, а затем поднятие – на Черноморских профилях нигде не наблюдается.

Сейсмотомографический метод интерпретации волнового поля предоставляет еще одну возможность установления крупных и относительно мелких скоростных (физических и, вероятно, вещественных) неоднородностей. При этом устанавливается, что земная кора также гетерогенна и неоднородна, как и сама Земля, как и каждый образец этой Земли в соответствующем масштабе.

После такого краткого анализа интерпретации профиля ГСЗ двумя новейшими методами, дающими различные решения данного вопроса с различных точек зрения, приходим к заключению, что до тех пор, пока нет способов однозначного и разностороннего решения поставленных вопросов, следует применять разумно подобранный комплекс методов интерпретации – новейших и классических (старых).

Выше мы сопоставляли характер осадочного слоя профилей 29, 25 и 27, не касаясь консолидированной коры, такой анализ приводится в таблице 5.

Таблица 5.
Мощности основных слоев земной коры по профилям в некоторых пунктах

Профили ГСЗ морские	Пикетаж	29			25				27		
		Нач	Ср	Кон	Нач.	Ср	Ср.	Кон	Нач	Ср	Кон.
Наз.слоев	км	71.	190	270	35	315	385	485	19.6	87.0	163
Осадочный	км	10.0	7.5	6.0	8.35	12.5	15.0	6.0	13.0	13.0	10.0
«Гранитный»	км	2.5	2.0	2.5	1.3	2.5	3.3	2.5	1.2	1.1	1.2
«Базальтоовый»	км	5.0	7.0	9.0	4.0	5.0	29.2	10.5	9.0	9.0	6.0
Мощности земной коры	км	17.5	16.5	17.5	13.65	20	47.3	19	23.2	23.1	17.2

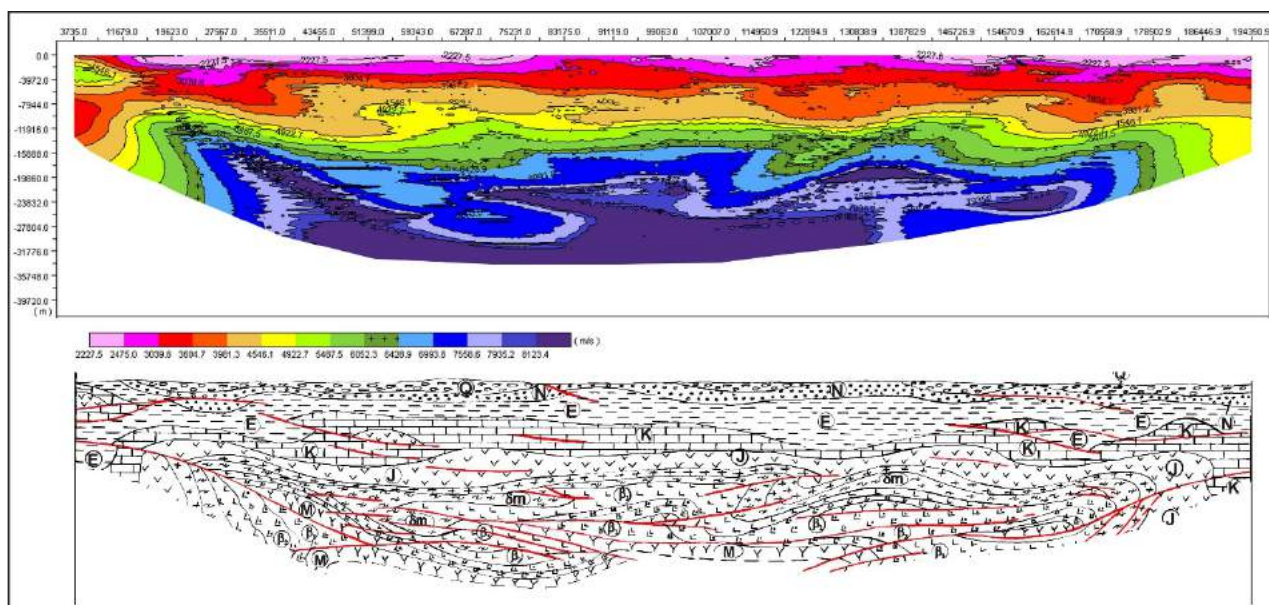


Рис.7.2.15. Сейсмотоморазрез и накладка к нему - прогнозирование корового разреза профиля 27 (море, ГСЗ).

Консолидированная кора на профиле 27 (рис.7.2.15) отличается от всех выше рассмотренных разрезов извилистой структурой и изменчивой мощностью по простиранию. В связи с этим при составлении геологического разреза приходится проводить красные линии скоростных неоднородностей и смещения структур (рис.7.2.15-б). «Базальтовый» горизонт перекрывается, подобно нити, тонким слоем пород «гранитного» типа, местами комфортно согласно, местами кажется, что он срезает верхнебазальтовый слой «трансгрессивно» до полного его выклинивания.

Все томоразрезы профилей ГСЗ Чёрного моря единогласно подтверждают существование гранитного слоя, хотя небольшой мощности, но обнаруживаемой по томоскоростным параметрам, приравниваемым к «гранитному» горизонту, прослеживаемому повсеместно в акватории Черного моря. Очевидно, если были бы проведены профили определенной сетью в соответствии с масштабом, то мы могли бы составить карты не только гранитного слоя, но и всех слоев корового состава. Мы сочли возможным составить морфоструктурные карты-фрагменты гранитного слоя разными способами по трем профилям, расположенным в Восточно-Черноморском бассейне. Эти фрагменты приведены на рисунках 6.2.2, 6.2.5, 6.2.7. Они сходны по форме отображения одного и того же горизонта, но расходятся в определении глубины залегания горизонта, в одном случае - немного, в другом – значительно. Понятно, что в первом случае способы характеризуются разными точностями, во втором – разными глубинами проникновения. Мы считаем, что отмеченные фрагменты достаточны для характеристики основания фундамента осадочного покрова для того участка и нет необходимости повторять здесь, но предполагаем, что этот фрагмент имеет аналогичное продолжение вглубь акватории и является основанием осадочного покрова. Следовательно, получили основание предполагать, что страто-структурные карты, которые мы получили по данным ОГТ над фрагментом осадочного покрова, имеют продолжение в какой-то степени вглубь акватории и покоятся над гранитным фундаментом. Проследим, какие эти горизонты?

Исследуемая нами Восточно-Черноморская территория с избытком охватывает часть Грузинского сектора (рис.4.1), где нами составлены структурные карты по данным ОГТ по всем стратиграфическим маркирующим горизонтам. Одним из таких горизонтов первым снизу является структурная карта поверхности средней юры (J_2) Восточной части Чёрного моря и Колхиды (рис.6.1.32). В данном случае нас интересует морская часть. Горизонт средней юры здесь прослеживается фрагментарно из-за низкого качества первичных материалов и глубины погружения горизонта в акватории ниже, чем 8 сек на временном разрезе. Отмеченная карта заслуживает внимания тем, что горизонты в переходной части моря к суше хорошо увязываются друг с другом, а также тем, что южнее регионального разлома, отмеченного на карте, горизонт на временных разрезах прослеживается настолько достоверно, что продолжение его в какой-то степени вглубь моря не вызывает сомнений.

Структурная карта поверхности верхней юры (рис.6.1.30) по площади, занимаемой изоглубинами этого горизонта, немного больше предыдущего, но по достоверности прослеживания на временных разрезах выше. Главное то, что на карте вырисовываются элементы крупных структур. На Гудаутском шельфе довольно четко отмечена каньёнообразная структура, южнее выше отмеченного регионального разлома, а также вырисовывается пара структур обоих знаков. У этого горизонта на прослеживание вглубь акватории шансов не меньше, чем у средней юры, хотя мощности отражающего горизонта в сторону акватории от побережья Колхиды в пределах регистрации этого горизонта уменьшаются по-разному, но в среднем в 1.5-2.0 раза.

При всем этом, возникает вопрос – какой литофациальный состав отражает сейсмический горизонт верхней юры? Известно, что верхняя юра в Колхиде представлена мощными вулканогенами и эвапоритами, также достаточной мощности, которые как уже отмечали, хорошо коррелируются с морскими аналогичными горизонтами. Однако, соотношение их акустической жесткости первого ко второму большая, поэтому вопрос решается в пользу вулканогенов.

Нижний мел в данной обстановке занимает позицию, аналогичную верхней юре (рис.6.1.28). Поэтому на этом нет необходимости останавливаться.

Изоглубины верхнего мела почти полностью покрывают территорию нашего исследования восточного сектора Черного моря (рис.6.1.25). Здесь изоглубины в структурном отношении имеют системную формализованность. В северной части на Гудаутском шельфе пока еще остается на карте каньёнообразная структура-впадина, но расширяющаяся и погружающаяся моноклином на юг в глубоководье. С обеих сторон от этой впадины наблюдаются куполообразные поднятия. Структурный план здесь имеет северо-восточное простирание.

Структурное содержание карты, в основном, раскрыто южнее Анаклийского глубинного разлома. Вместе с тем, между реками Ингури и Хоби прослеживается крупная антиклинальная

структура на глубине -1500 м с вертикальной амплитудой 750 м. От Хоби изоглубины юго-восточного крыла этой антиклинали моноклиально опускаются в акваторию до 11 км и изоглубины этого склона обходят всё побережье от Анаклии до Кобулети шириной от 120 км до 30 км треугольной полосой. После этого, так же полосой 30-40 км северо-западного простирания, развита относительно мелкая складчатость того же простирания.

После 60-70-ти км от Гурийско-Аджарского берега вглубь глубоководья мелкая складчатость затухает, изоглубины верхнего мела выравниваются, в плане преобладают крупные отрицательные структуры западного и северо-западного простирания с вертикальной амплитудой от 500 до 1500 м. Порой кажется, что эти изомерные структурные формы осажены в конседиментационных углублениях. Примечательно, что в складчатой области развиты конседиментационные разломы небольшой амплитуды поперечного простирания складчатости, а в котловине – структуры почти свободны от таких осложнений.

Мощности верхнемеловых отложений определяются на площади Гудаутско-Очамчирского шельфа и южнее Анаклийского разлома до Потийской широты. Они адекватно повторяют складчатую морфоструктурную форму самого горизонта, в отличие от которого они по-разному увеличиваются от берега вглубь моря, порой значительно (рис.6.1.26).

Эоцен широко распространен в море и на суше в Западной Грузии, и занимает ту же площадь, что и верхний мел. (рис.6.1.20). В структурном отношении происходит некоторая перестройка. Морфоструктуры моноклиального склона южнее Анаклийского глубинного разлома до турецких границ сохраняют форму, начатую еще с верхней юры. Чурийская структура по эоцену получает кольцевидное периклиальное окончание в море. Потийско-Палиастомский кольцевой прогиб перехвачен на глубине -4000 м морским структурным планом. Между пос.Уреки и пос.Кобулети развито Чолокское структурное погружение в море. Упомянутый моноклиальный склон на глубине 8 км начинает расширяться и структурироваться в различные формы, в основном синклиальную, северо-восточного Аджаро-Триалетского простирания. Среди таких огромных структур положительные структуры вставлены в виде незавершенных структурных «носков». Эта складчатая полоса сопровождается разрывными нарушениями того же простирания. Вглубь моря складчатость, как на всех стратиграфических уровнях, заканчивается на 60-м км от берега. Затем образована чашеобразная огромная котловина, погруженная до -12.5 км. На временных разрезах горизонт эоцена начинает развиваться из глубины глубоководья и на северо-западном континентальном склоне прилегает на различных стратиграфических уровнях. К северу от Анаклийского глубинного разлома он не имеет распространения. Площадь распространения мощностей эоцена в части Восточного Чёрного моря немного меньше площади структурной карты самого горизонта, но по конфигурации изомощностей и изоглубин эти две различные характеристики как-то сходны, хотя по простиранию пересекают друг друга под большим углом до 90°. Так что в части интенсивной складчатости по побережью Анаклиа-Батуми в простирании изомощностей доминирует северо-западное, а в изоглубинах – северо-восточное простирание.

Самым загадочным являются изменения мощностей эоцена (рис.6.1.21). По побережью моря мощности минимальные, в среднем 100-200 м. Вглубь моря они увеличиваются, но неравномерно, можно сказать, несистемно. В складчатой области на широте г.Батуми с юга границы мощности увеличиваются с большим градиентом и на коротком расстоянии достигают 2.2 км. Затем к северу мощности по широте выравниваются до 1.4 - 1.8 км и от Уреки на север круто уменьшаются до Анаклийского глубинного разлома. Получается, что по выше отмеченному моноклиальному склону горизонт эоцена характеризуется минимальными мощностями 0.2, 0.4, 0.6 км. За этой площадью вглубь моря отложения горизонта быстро достигают максимальной мощности 2.5 км. Затем уменьшаются широким фронтом до 1.6 км. А в самой западной крайней части площади максимальная мощность эоцена равна 2.4 км.

По временным разрезам очевидно, что майкопские образования в восточном секторе Чёрного моря без существенных изменений продолжают осажаться над эоценом и даже немного расширенно, что отразилось в распределении их на площади (рис.6.1.17). Сохраняя основную канву в структурном отношении наблюдается определенное изменение в майкопской складчатости. Здесь, в прибрежной складчатой зоне вместо одной незамкнутой большой синклиальной складки появляются другие – крупная замкнутая дугообразная синклиналь и мелкие отдельные и кряжево расположенные складки брахиформной структуры. Кроме того, Чолокская периклиальность расширена в море, Потийская изомерная впадина продолжает оставаться без изменений, а Чурийская антиклиналь сужается с морской стороны и отражена только на одной изоглубине.

На всей территории распространения майкопского горизонта изоглубины и изомагнитности трудно различить по признакам структурирования укладки. Однако характерной чертой этого горизонта является то, что в складчатой зоне его мощность в 2-2.5 раза больше, чем в котловинной части.

Средний миоцен, как составная часть единого осадочного слоя, повторяет в общих чертах геометрические формы строения нижних горизонтов (рис.6.1.14). Но в то же время он имеет собственные особенности четкости структур, выделяемых на фоне ослабления складчатой интенсивности. Тем не менее наблюдается смещение структурного плана и формирование замкнутых перспективных структур. Из таких структур следует отметить две: структура между с.Сарпи и г.Батуми, где выделяется морская половина антиклинальной структуры шириной 20-25 км и другая – такой же длины с вертикальной амплитудой 0.8-1.0 км северо-западного простирания. Между Батуми и Кобулету наблюдается структура, антиподная и соразмерная первой. Далее следует Чолокская антиклинальная структура, выделяемая затухающим периклином на нижних горизонтах. Она выделяется, как замкнутая структура с амплитудой 1.5 км, длиной 50-60 км и с тремя куполами, одним из них на суше. С севера с ней граничит синклиналь широтного простирания шириной в несколько десятков километров. Описанные структуры с запада, от Анаклийского глубинного разлома до Турецких границ, по дуге радиусом 40 км окружают брахи-формные структуры небольших диаметров и амплитуд.

Карта распределения мощностей горизонта среднего миоцена напоминает складчатость того же горизонта с чередующимися большими и меньшими мощностями, простирающимися в том же направлении (рис.6.1.15).

Изоглубины сарматского горизонта почти полностью покрывают исследуемую нами территорию акватории Чёрного моря и образуют стройную систему структур в Колхидской прибрежной складчатой зоне (рис.6.1.9). В конфигурациях изоглубин преобладают изоглубины широтного простирания. Структурный план полностью соответствует простиранию изоглубин. В прибрежной складчатой зоне и в переходной части в Колхиду получена упрощенная структурная картина. Подстилающие сарматский горизонт структуры на уровне данного горизонта получают различное развитие. Например, Сарпско-Батумское морское структурное продолжение расширено, изоглубины выровнены, структура затухает. Батумско-Кобулетская синклиналь центроклинально замыкается у берега, но на суше должна иметь продолжение. Чолокская антиклиналь между Кобулету и Уреки получает полное развитие – продолжение с обеих сторон. Часть антиклинали в области суши не видна, а морская – выражена сужением и дугой обходит с запада Батумско-Кобулетскую синклиналь с брахиструктурными «бугорками».

В сарматской структурной обстановке интерес представляют две ее особенности:

1. Урекско-Потийский синклинорий, начинающийся большой площадью распространения с изоглубин -3км у западного края Колхидской прибрежной складчатой зоны, к востоку сужается и между названными пунктами переходит на сушу и достигает с.Парцханаканеби на глубине 0.2км.

2. На 50-60-ом км от Потийского побережья по меридиональному простиранию от Анаклийского глубинного разлома до Турецких границ непрерывно проходят «ямочные» провалы шириной до 5 км (таких 7), глубиной 1000-1500 м (на глубине от -3.0 до -4.5 км). На всех сейсмических горизонтах, на юрских менее заметно, прослеживаются аномальные траншеевидные углубления с «ямочными» или «бугристыми» брахи-структурами. За этим «барьером» вглубь моря складчатость затухает или вообще не распространяется.

Карта распределения мощностей сарматского горизонта характеризуется четко разделенной территорией на мозаичную (системной рисовки) и равномерную без значительных осложнений изомагнитностей. В целом карта отличается хорошей укладкой изомагнитностей (рис.6.1.10).

Выше сарматского горизонта МОГТ выделен маркирующий горизонт, отнесенный нами к кровле верхнего неогена (N_2 , рис.6.1.5.). Сходством рисовки изоглубин карта напоминает все аналогичные карты Восточного Чёрного моря выше эоцена. Естественно, иначе быть не могло, поскольку все упомянутые горизонты принадлежат одному и тому же структурному этажу, не испытывавшему сложных тектонических катаклизмов. На описании морфоструктурной карты верхнего неогена останавливаться не будем, отметим лишь, что «ямочно» проваленные «траншеи», намеченные или отмеченные на упомянутых картах, на этой карте изображены эффективнее. Вместе с тем, крест-накрест по Потийской широте прослеживается аналогичная «траншея» в обе стороны, на сушу и в глубоководье.

Эти траншеевидные углубления по «наследству» переходят на карты распределения мощностей верхнего неогена и современных отложениях (рис. 6.1.6 и 6.1.2).

Наконец, завершением глубинного строения восточного сектора Чёрного моря является карта глубин поверхности дна морских вод (рис.6.1.1), отражающая удивительно наглядно залегание подводного континентального склона и влияние тектонических процессов мезо-кайнозойского периода.

В заключение следует отметить полученные основные результаты.

1. Произведено магнито- и гравитектоническое районирование восточного сектора Чёрного моря, позволяющее попытаться дать геологическое толкование столь сложным аномалиеобразующим причинам потенциальных полей.

2. Выдвинута гипотеза, объясняющая природу происхождения Симферопольско-Потийской уникальной магнитной аномалии на Чёрном море существованием глубинного мантийного диапира в консолидированной коре в восточной акватории Чёрного моря.

3. Предполагается сходство закономерностей формирования и строения структур горизонтов акватории Черного моря и обрамляющей её континентальной коры: в обоих случаях кора состоит из осадочного и консолидированного слоя. Осадочные слои в обоих случаях подразделяются на стратиграфические и петрофизические интервалы с одинаковыми возрастными уровнями и петрофизическими параметрами. Морской и континентальный тип консолидированной коры по сейсмотомоскоростным параметрам также делится на две части – «гранитный» и «базальтовый» слои. «Базальтовый» слой, в свою очередь, делится на три части. В обоих случаях одинаковым томоскоростным интервалом устанавливается соотношение мощностей морской консолидированной коры к континентальной, как 1:2.5-2.75 или 1:3; таким же соотношением характеризуется «гранитный» слой к «базальтовому» в обоих случаях морского и континентального типов.

4. Под соотношением мощностей подразумевается относительное состояние состава переходной части морской консолидированной коры и прилегающих площадей, формировавшихся в взаимозависимых условиях. По приведённым томоразрезам переход происходит не контрастно, а постепенно, клинообразно с разным углом наклона поверхностей подошвы и кровли консолидированной коры. В этом плане имеет место три варианта: а) «подошвенный» – с преобладающим большим наклоном (рис.7.2.8-а). Такой характер изменения мощности заметен также на сейсмотоморазрезах (рис.7.2.8-а и 7.2.11); б) сокращение идет с обеих сторон, с преобладанием «подошвенного» (рис.7.2.14); в) сокращение происходит с обеих сторон с некоторым преобладанием «кровельного» наклона (рис.7.2.9).

5. К определенной закономерности относится переход от континентального типа коры к морскому типу, который отмечается на профилях восточного сектора Чёрного моря на расстоянии 70-75 км от побережья вглубь акватории (рис. 7.2.8-а, 7.2.9 и 7.2.11). На западном побережье этот факт отмечается на расстоянии 100-120 км от морского берега (рис.7.2.15). После чего происходит интенсивное сокращение мощности морской консолидированной коры.

6. На всех морских профилях ГСЗ, исследованных нами методом сейсмотографии, уверенно прослеживается «гранитный» слой. Пусть хотя бы «ниточной» мощности, но с характерной ему интервальной скоростью 5.8-6.4 км/с.

7.3. Некоторые результаты геолого-геофизического строения Колхиды с Дзирульским массивом

В глубинном тектоническом представлении с Колхидой, поскольку она заканчивается у р.Дзирулы, ассоциируется Дзирульский массив. В гравимагнитном тектоническом районировании они выделяются вместе с индексом III_1 (рис. 7.1.1 и 7.1.6). Вместе с тем, какими-то особенностями геофизических полей они не обладают. Аномальное магнитное поле здесь слабое, отрицательное. В трансформантах этого поля подчеркиваются некоторые штрихи локации, позволяющие выделения их, как совместного глубинного геологического образования (рис.7.1.2-7.1.4). Колхида с Дзирульским массивом отмечена относительно повышенным аномальным гравитационным полем. Трансформанты этого поля – пересчеты вверх на 5-10 км, остаточное поле и горизонтальный градиент на этих высотах, каждый немного по-разному очерчивает наблюдаемую аномальную площадь. По отношению к прилегающим зонам каждый трансформант с разной интенсивностью подчеркивает существующую между ними неоднородность. Например, по пересчету вверх Δg_a на 5-10 км граница неоднородности поля между Колхидой с массивом и Аджаро-Триалетской зоной слабо усугубляется, а в остаточных полях на этих же высотах - становится интенсивнее. На горизонтальных градиентных трансформантах Колхида четко отбивается по побережью от гравимагнитной тектонической системы Восточно Черноморской впадины.

При этом над единым Колхидско-Дзирульским образованием трансформные поля отражают иную геологическую обстановку. Например, отмеченные аномалии Δg на различных высотах перестроены на положительные и отрицательные полярности. Максимум этой аномалии охватывает Дзирульский массив, Окрибу, Хони-Джихаишскую равнину, Одишскую северную периферию, Асхское поднятие и «периклинально» заканчивается в Чхалта-Лайлинской зоне, охватывая последнюю полностью. Минимум этого поля полосой проходит по побережью моря с юго-востока на северо-запад от оз.Палеастоми мимо Сухуми и соединяется (примыкает) с аномалией того же знака Большого Кавказа.

Отмеченная геофизическая обстановка Колхиды с Дзирульским массивом и побережья с морской стороны, примерно, от Батуми до Туапсе, примечательна в геологическом отношении и считаем – требует аргументированного обоснования.

Потенциальные аномальные поля и их трансформанты здесь каждый по своему фиксирует физическую неоднородность среды. В магнитных полях она слабо отражена, в гравитационных – интенсивно и широко, что на картах хорошо прослеживается (рис.7.1.6-9). Образно гравитационную обстановку можно представить так: в межгорной депрессии с востока пучком простираются широтно-направленные изодинамы АГП отрицательного знака, у береговой полосы они расщепляются на две части, одновременно изменяя свои направления на $70-80^\circ$. Одна часть изодинам АГП под углом 45° уходит на северо-запад, проходя мимо Сухуми, и с востока переходит в Россию. Вторая часть с тем-же углом простирается на юго-запад, обходя с запада Батуми и соединяется с таким же полем Восточных Понтидов. За этим отрицательным АГП здесь, у берегов акватории, происходит смена полярности этого поля. На Большом Кавказе западнее Клухорского перевала поле становится положительным, в начале средне возмущенным, градиентным, затем вглубь очень интенсивным и гладким (рис.7.1.6).

Кроме того, что выше было отмечено, между морем и сушой, и на пересечении Большого Кавказа полярность АГП меняется. Вдоль этой линии наблюдается высокий горизонтальный градиент на всех трансформных высотах поля от Батуми до Крыма с обходом через Северный Кавказ (рис.7.1.9). Приведенные факторы позволяют допустить здесь разлом глубинного заложения, ограничивающий с запада распространение «Колхидско-Дзирульского» образования, как структурной формы. По нашему мнению, с этим разломом на Большом Кавказе связана смена тектонических зон: I_1 -Азово-Кубанской впадины, I_4 -Западно-Кубанского передового прогиба, II_1^1 -Западной зоны погружения – с левой стороны и I_7 -Северо-Кавказского краевого массива, II_1^2 -Центральной зоны воздымания, II_3^3 -Чхалтинско-Лайлинской зоны, II_3^4 -Гагрско-Джавской зоны – с правой стороны (см. рис.7.1.10). Что является причиной такой резкой смены полярности АГП ровно по береговой линии Чёрного моря? Очевидно, такая смена связана со строением бассейна Чёрного моря, но каким? Толком это пока не объяснено. Еще больше парадоксально внедрение интенсивного, положительного АГП западнее Сухумского меридиана под Кавказский хребет и далее по образу Кавказа в Крыму. Что у них общего? Непонятно!

В геологической литературе часто отмечается, что поднятие Шатского связано с Дзирульским выступом фундамента. На чем это обосновано, неизвестно. Само поднятие Шатского требует определения, что подразумевается под поднятием. Может это мезозойский образования? Тогда ясно, если усматривается поднятие консолидированной коры. Но тогда, после наших исследований, трудно с таким мнением согласиться. Такого зонального поднятия под осадочным слоем в Грузинском секторе не наблюдается.

Что касается Колхидско-Дзирульского образования, оно замыкается в области в системе альпийского тектогенеза и его «подземная» связь с Горабским массивом и Чхалта-Лайлинской зоной древних образований не должна быть разительной и предметом лишнего дискутирования.

Предметом обсуждения может оказаться глубинное строение консолидированной коры и поверхности мантии Колхиды с Дзирульским массивом. Дело в том, что в межгорной Рионско-Куриной впадине, составной частью которой является Колхида с массивом, проходит единственный профиль ГСЗ «Гали-Сафаралиев» (рис. 6.2.1), которого недостаточно для убедительного освещения геологической обстановки такой глубины, ширины и сложности, какой является упомянутая впадина. Кроме того, профиль «Гали-Сафаралиев» отработан редкой, не перекрывающейся до взаимных пунктов, системой наблюдений. Поэтому в геолого-геофизической литературе интерпретация этого профиля фигурирует по разному. Один из разрезов профиля ГСЗ «Гали-Сафаралиев» приводится ниже.

По этому профилю разрез нас интересует от 0 до 50 км пикета, пересечения Колхиды с Дзирульским массивом. В этом интервале осадочный слой изменяется с запада на восток от 8 до 4 км.

Здесь гранитоиды массива не имеют выхода на поверхность. Этот интервал по разрезу отмечен между Мцхетой и Тбилиси, где осадочный слой должен быть не менее 8км. Консолидированная кора состоит из двух горизонтов «гранитного» и «базальтового». Эти горизонты разделены гладкой поверхностью неоднородности. Мощность земной коры равна 40-44 км, в том числе: осадочного – 4-8км, «гранитного» – 10-12 км, «базальтового» – 38-32 км. Последний состоит из двух, почти равных по мощности, слоёв.

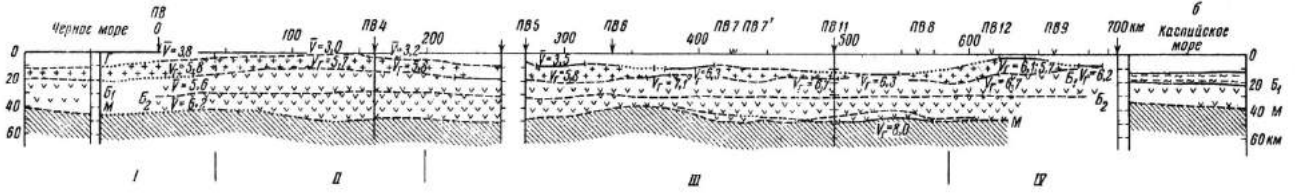
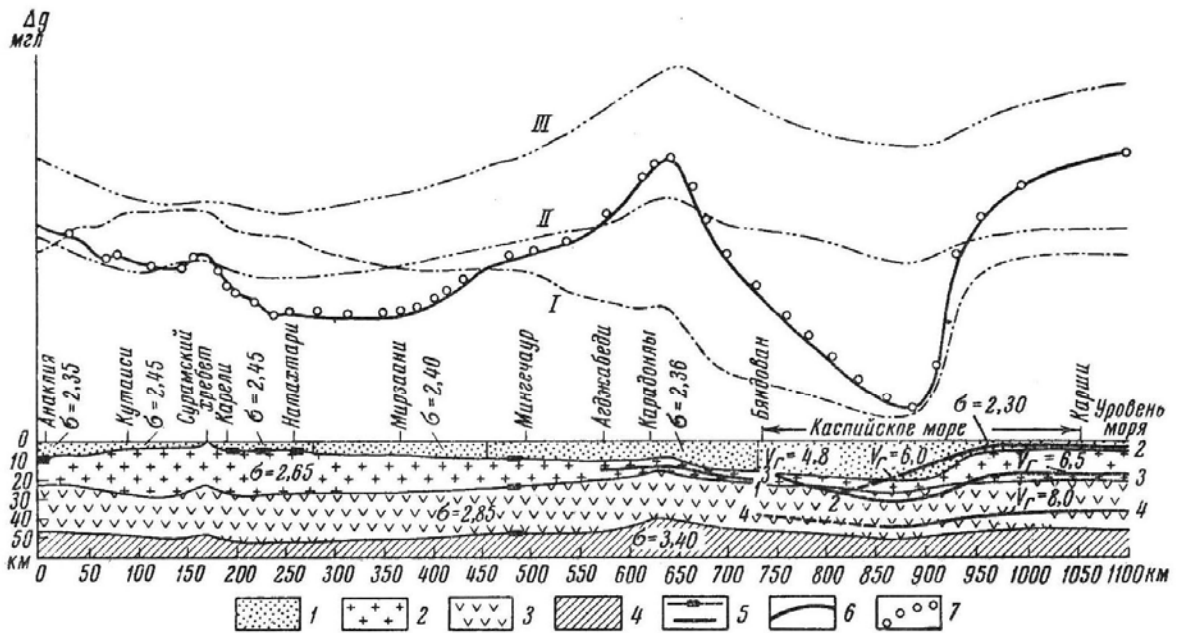


Рис.7.3.1. Сейсмический разрез профиля ГСЗ «Гали-Сафаралиев» [по работе 40]



1 — отложения кайнозоя и мезозоя; 2 — гранит, 3 — базальт, 4 — подкорový субстрат, 5 — сейсмические границы раздела, б — наблюдаемая аномалия силы тяжести Буге, 7 — вычисленная аномалия силы тяжести; кривые I, II, III — аномалии силы тяжести, вычисленные для осадочного, гранитного и базальтового слоев соответственно: $\sigma, \sigma_1, \sigma', \sigma''$ — средняя плотность слоев; V_r — скорость упругих волн

Рис.7.3.2.Строение земной коры по геофизическим данным по линии Анаклиа – Карши (Б.К.Балавадзе и Г.К.Твалтвадзе, 1960г.)

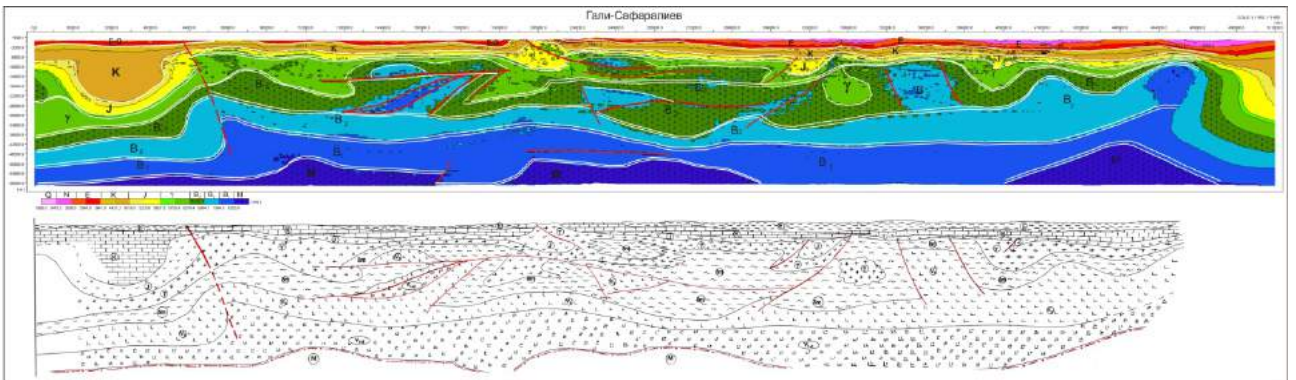


Рис.7.3.3 Сейсмотоморазрез (а) и накладка к нему- прогнозирование корового разреза (б) по профилю «Гали-Сафаралиев», ГСЗ

Разрез по томоскоростям в вертикальном направлении делится на пять горизонтов. Первый, осадочный горизонт, более или менее гладкий, содержит 4-5 слоёв. Ниже этого горизонта среднюю часть нельзя назвать слоистостью, скорее всего, она похожа на крупно брекчированный слой. Впоследствии всему разрезу придается строение крупноблокового характера с прогибами и поднятиями. В таком аспекте рассматривается строение земной коры межгорной Рионско-Куринской впадины, в частности Колхиды с Дзирульским массивом.

На рисунке 7.3.3 от Гали до Хашури в интервале Колхиды с массивом представлена сложная картина слоистости «ксенолитами» с включениями кусков относительно повышенных и пониженных скоростей. От Гали до Цаиши все горизонты, приравненные к осадочному слою, глубоко (-25 км) опущены. Ниже осадочного слоя выделяются все коровые горизонты («граниты» и три слоя «базальтовых») с гладкими поверхностями раздела. Снизу, на глубинах 58.8 км, они ограничены также гладкой поверхностью раздела скорости 8.4 км/сек, которая для границы Мохо высока. Поэтому предполагается, что граница Мохо должна проходить выше на уровне 7.8-8.0 км/сек, т.е. на уровне глубин 50-55 км, хотя эти глубины также кажутся завышенными. Если проследить таким образом поверхность Мохо до Хашури, то ее поверхность в Колхиде окажется на глубинах 40-42 км, а под Дзирульским массивом - на глубине 38 км. В районе Цаиши наблюдается поднятие по всей мощности коры, с сопутствующим глубинным надвигом и уточнением эоценовой категории осадочного слоя, которая после небольшого интервала вновь прослеживается до подступов Дзирульского массива. Зато увереннее и мощнее прослеживаются породы меловых категорий и аналогично эоценовой категории замыкаются у подступов массива. Подошвой осадочных образований в Колхиде представлены горизонты, приравненные по скорости к юрским образованиям, их мощность колеблется по профилю в пределах 0.7-1.0 км. Однако, у подступов Дзирульского массива мощность этого горизонта увеличивается, опускается до 10 км глубины и в виде треугольной линзы длиной 24 км с вершиной вверх замыкается. С востока эту «линзу» под углом 45° перекрывает тонкой пластиной δ категория пород с повышенной скоростью (предположительно граниты, гранитоиды и гнейсы). Такое положение с Дзирульским массивом кажется странным и парадоксальным – соотносимость древних кристаллических образований с молодыми осадочными породами. Однако, поскольку Дзирульский массив находился длительное время в особых тектоно-геодинамических условиях, и, возможно, он испытал процессы диафтореза, впоследствии которого оказался с пониженными петрофизическими свойствами, сравнимыми с относительно древними осадочными породами. Кроме того, образцы гранитов и разного вида гранитоидов верхнего палеозоя, которые составляют минимум 80% состава массива, характеризуются прохождением звуковых волн со скоростью 5.2-5.5 км/сек. С этой точки зрения, получение высокоскоростных волн с поверхности массива ожидать не приходится. Что касается пластины, перекрывающей массив с востока и характеризующейся повышенной скоростью и мощностью 0.5-1.0 км, она корнями опускается вглубь, очевидно, связывается с коровыми горизонтами, быть может соответствующим Чорчано-Уцлевскому «инородному» телу. Эти особенности Дзирульского массива представляют интерес и ниже будут рассмотрены более детально.

Не менее, а, может быть, более сложными вопросами являются: структурное строение и вещественно-петрологический состав консолидированной коры, включая границу Мохоревича. Здесь, в этих вопросах полное недоразумение. На самом деле, на томографическом разрезе ниже осадочного слоя зеленым цветом выделяется горизонт со скоростью 5.68-6.2 км/сек. Граница между ними ровно-линейная, особой «бугристой» формы не наблюдается. Мощность этого горизонта изменяется с большим размахом от нескольких сотен метров до 10-12 км с редкими включениями мелких «инородных» тел с повышенными и пониженными скоростями по отношению к данному горизонту.

Еще ниже, уже другой скоростной горизонт (6.2 -7.0 км/сек) с сильно искривленными кровлей и подошвой, как лежачие складки, характеризуется неоднородностью включений крупных тел с повышенной и пониженной скоростями. Таковы первые два горизонта сверху, которые могут залегать под осадочным слоем в зависимости от влияния различных геологических процессов, если они будут приняты за обособленные геологические образования в природе. Однако, в геологических телах, какими являются горизонты консолидированной коры, петрофизические свойства не могут быть строго однородными. В таком случае непосредственно должны быть определены физические свойства этих горизонтов и где проходит граница вещественно-петрологической или петрофизической неоднородности. Ни того, ни другого выполнить невозможно. Но, всё же, поставленную выше задачу можно выполнить на площадях, где известны глубины залегания кристаллического доальпийского фундамента и выполнены томографические разрезы КМПВ. Такой

площадью является Колхида, где скважинами вскрыты основания осадочного слоя. Сопоставляя с данными скважин карты на рисунках 6.2.3, 6.2.5 и 6.2.6 получаем, что граница раздела между осадочным слоем и фундаментом проходит по изоскоростной линии 5.6 км/сек, и только в одном случае на рис.6.2.4 граница раздела совпадает с изоскоростью 6.2 км/сек. Это говорит о неоднородности гранитного фундамента. Об этом указывают также результаты КМПВ на массивах Дзирульского, Храмского и Локского массивов, где граница раздела геометрической сейсмологии проходит ниже их поверхности на 1.0- 1.5 км со скоростью 6.0-6.2 км/сек, а на профиле ГСЗ эти массивы пропущены и их мелкие неоднородности не обнаруживаются. Таким образом, на глубине «гранитный» горизонт ограничивается скоростной изолинией 6.4-6.5 км/сек. Ниже этого горизонта до Мохо со скоростью 7.9-8.2 км/сек идёт слой, называемый «базальтовым». На томографических разрезах он разделяется на три слоя, а на сейсмо-геометрических разрезах – на два слоя. Поэтому один и тот же томографический разрез профиля ГСЗ «Гали-Сафаралиев» представляется нами другой геометрической конструкцией и «петрологическим» составом (рис.7.3.3).

И первый и второй рисунки ниже осадочного слоя пестро-мозаичные, с различными угловатыми формами фигур. Это крупные тела петроскоростной неоднородности, распределенные произвольно, без определенной закономерности, не позволяющие установление причины наблюдаемой тектонической обстановки. Создается впечатление, что наблюдаемая картина должна быть обусловлена резкими действиями геодинамических процессов, не исключено тектонических. Такое представление позволило нам незакономерное нахождение того или другого блока считать тектонически перемещенным и отметить разрывным нарушением. Эти нарушения преимущественно не выходят из корового пространства и, в основном, размещены в верхней половине консолидированной коры, назовем его тектоно-активной зоной. Имеются разломы, пересекающие несколько коровых горизонтов, порой достигающие до осадочного покрова, очевидно, глубинного заложения. Ниже этой зоны до Мохо выделяются два высокоскоростных слоя, менее нарушенные, разломного характера, но имеющие широко раскинутую складчатую форму с амплитудой до десятка километров и периодом в несколько сот километров. В целом, по томографии кора данного профиля - есть система различного вещественно-петрологического состава и складчато-блокового строения.

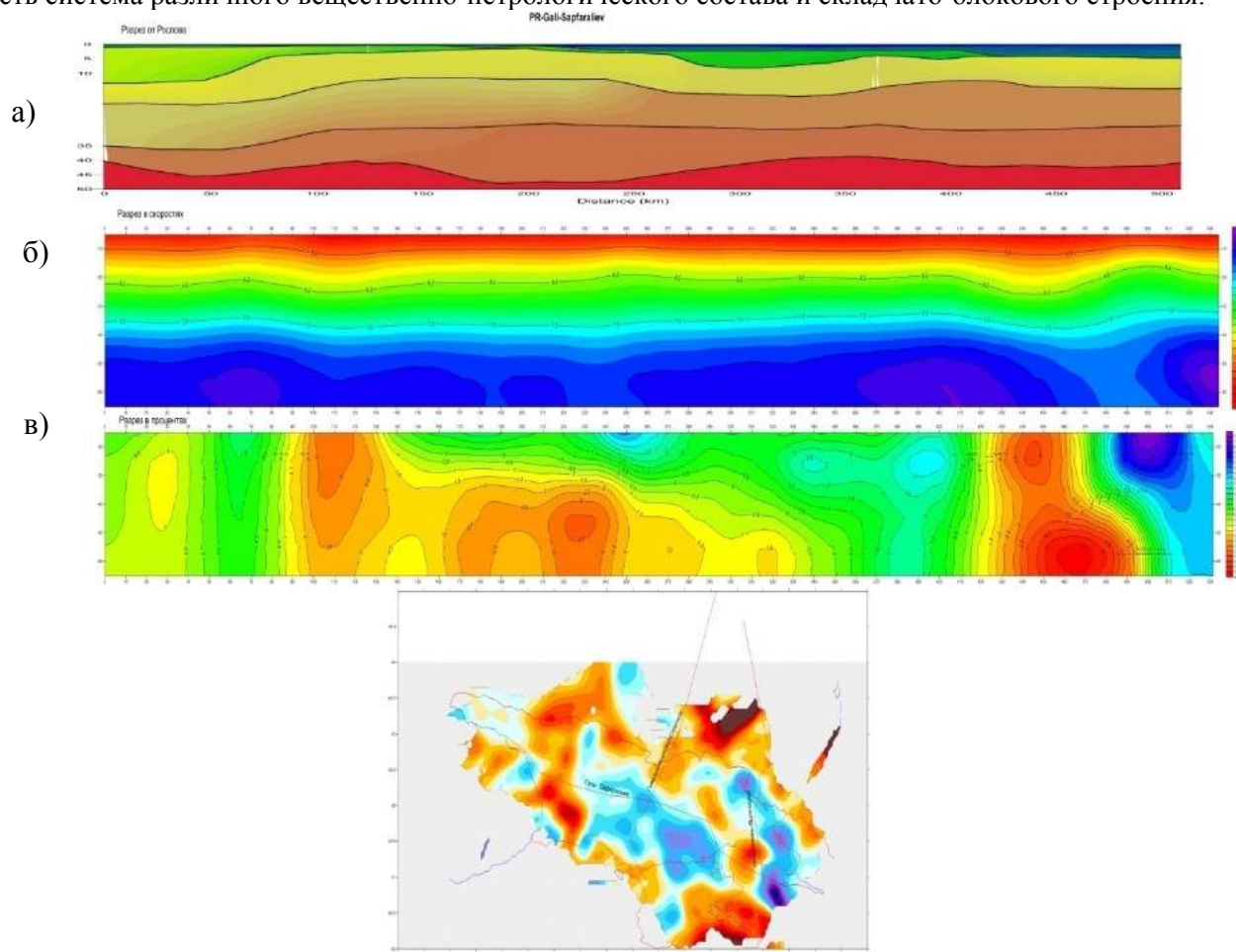


Рис.7.3.4. Различные томографические разрезы по профилю «Гали –Сафаралиев»:

а) глубинный разрез сглаженных сейсмических горизонтов по программе XТомо-LM; б) разрез сглаженных скоростных интервальных границ; в) относительный скоростной разрез земной коры по отношению референц-модели в процентах: зеленые-положительные, красные- отрицательные; г) локальная сейсмотомография аномалий Р-скоростей на плоскости 5 км.

На рисунке 7.3.4 представлен томоразрез (а) ГСЗ профиля «Гали-Сафаралиев», выполненный ПО (программное обеспечение) XТомо-LM. Это методическое дополнение к основному методу томографии, рассчитанное на выделение крупных геологических тел.

Третий рисунок (в) – представляет собой разрез по данному профилю из томографии 3D первых вступлений землетрясений, выполненный специальной программой в геофизическом институте Сибирского филиала РАН. Исходя из этого результаты - «разношерстные» и «разного поведения» и требуют объяснения. Подробнее позже, а теперь коротко.

На первом томографическом рисунке земная кора с мантией разделена на 5 слоев, на втором на три слоя. В первом случае определить каким геологическим образованиям соответствуют эти слои трудно, но их можно ранжировать: первый слой сверху можно отнести к плиоцену с современными образованиями, второй – к кайнозойским отложениям, третий – к мезозойским, четвертый – к консолидированной коре и, наконец, пятый – к Мохоровичичу. Для геологической количественной характеристики такое разделение неприемлемо. Для качественной характеристики можно еще как-то использовать, по нашему мнению, первый и последний слои. Второй разрез разделен проще – через 0.2км/с, оцифрован через 1км/с, т.е. 3.2, 4.2,...6.2 и т.д. км/с. Таким образом, этот вариант более или менее сопоставим с геологической реальностью в качественном отношении: первый слой – осадочные образования, второй слой, если немного опустим скоростную границу с 7.2 до 7.9 км/сек – консолидированная кора, а оставшийся слой – Мохо.

Рассмотрим эти разрезы с точки зрения Колхиды с Дзирульским массивом, как они отражаются в этих геофизических полях в интервале профиля 0–175 км до Хашури. На первом разрезе (а) в начале профиля по нами принятым грациям подошва плиоцена опускается до 13 км, к востоку она поднимается и примерно у Самтретии залегает на -2 км, а в области Дзирульского массива опускается ниже дневной поверхности на 2-3 сотни метров. Аналогично палеоген опускается до 20 км, мезозойские образования – до 35 км, а консолидированная кора – на 40 км, там-же начинается Мохо. В этой обстановке Дзирульский массив не фигурирует. На втором разрезе осадочный слой с подошвой опускается до 20 км глубины, Дзирульский массив перекрыт мощным осадочным слоем, глубина залегания границы Мохоровичича по профилю колеблется в 42-46 км. О точности отображения геологии на этих разрезах судите сами. Все же мы предпочитаем второй разрез с некоторой поправкой.

В третьем разрезе никакого подобного деления нет. Здесь следует заметить, что способы относительных определений в процентах, которые используются в сейсмологии на основе «абстрагировано» составленных «референц» моделей и тем более, вообще не зная параметров этих моделей, в прикладной геофизике могут приводить к абсурдному заключению. В прикладной сейсмометрии, в частности, в применяемых нами программах, эти «референц» модели составляются для каждого профиля самой программой по наблюдаемым скоростным значениям и распределение томоскоростей дается в тех-же физических измерениях, а не в процентах.

Об особенностях морфоструктуры Колхиды с Дзирульским массивом на уровне доальпийского кристаллического фундамента было сказано довольно подробно выше при формальном описании карты фундамента ВЧМ и Колхиды. В дополнение к этому и по глубинному строению осадочного слоя по данным КМПВ можно сказать следующее. Доальпийский фундамент Колхиды представляет собой площадь треугольной формы, округленную по вершинам. Основанием он упирается в береговую линию моря, а вершиной направлен к Дзирульскому массиву.

Поверхность доальпийского кристаллического фундамента Колхиды с Дзирульским массивом имеет довольно неровную, «бугристо-ямочную» морфологию, почти аналогичную дневному рельефу. Некоторое особое сходство с геоморфологией позволило дать морфоструктурам фундамента наименование местности. Такими являются: Очамчирская изомерная впадина; Самурсакано-Одишская депрессия; Поти-Ланчхутский прогиб «заливного» вида; Гудаутско (шельфовое)-Колхидское (по направлению массива) промежуточное относительное поднятие, которое разделяет своим «хребтом» Колхиду на две погруженные площади – северную и южную; Нижне Имеретинская (Хони-Парцканаканская) равнина; Окрибское поднятие и др.; и в завершении – Дзирульское поднятие. Некоторые из них выделены на рисунке (рис.7.3.5).

Вместе с тем, эти «рельефные неоднородности» дугообразно окружены перепадом глубин, вероятно разрывными нарушениями. Некоторые из них системно связаны между собой и создают разрывную структуру протяженностью до 100 км, приуроченную в какой-то степени геологически установленным разломам, например, Сурамско-Гокишурскому и т.д.

Таким образом, на уровне доальпийского кристаллического фундамента Колхида с Дзирульским массивом представляет собой единое блоково-шарнирное глубокое геологическое тело с дифференциальной подвижностью под воздействием внешних сил.

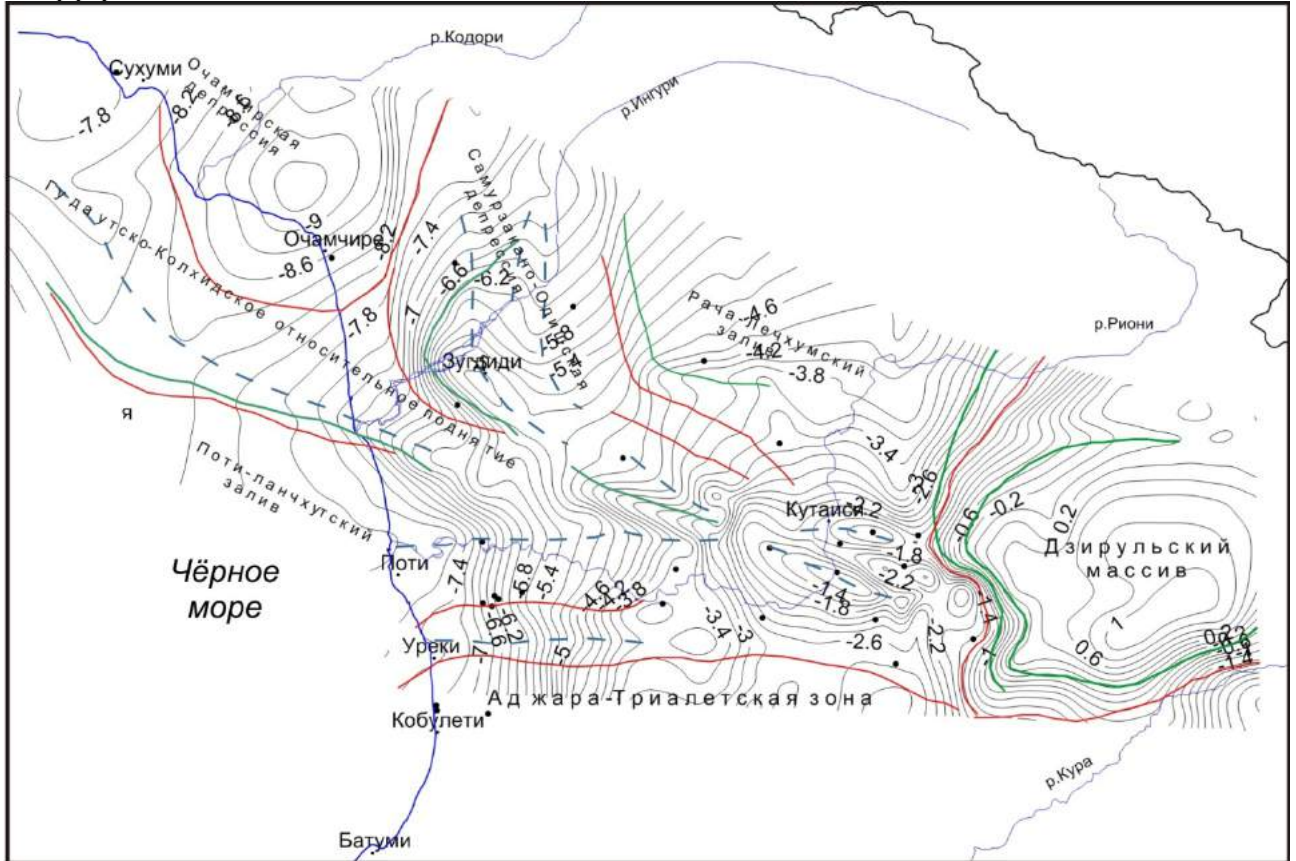


Рис.7.3.5. Фрагмент карты (рис.6.2.2) морфоструктуры доальпийского кристаллического фундамента по Колхидской низменности с Дзирульским массивом.

Очевидно, это единое геологическое образование сохраняет автохтонность при любых геологических процессах, в частности, при переходе в окружающие его тектонические зоны. Например, на запад в море оно погружается полого в виде подводного континентального склона. На юг переходит разломом, на восток – с асимметричным сужением и выклиниванием к северу-востоку (рис.6.2.2, 6.2.6, 6.2.7).

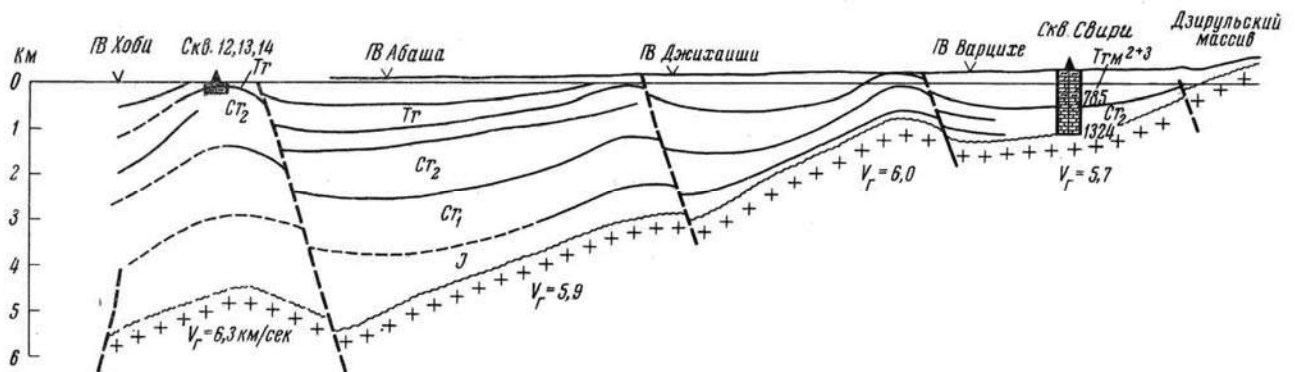


Рис.7.3.6.Разрез по профилю «Анаклиа-Зестафони».

На рисунке 7.3.6 сейсмический разрез профиля «Анаклиа-Зестафони» по работе [49] выполнен «Спецгеофизикой» в конце 60-ых годов прошлого века, повторением которого является аналогичный разрез «Поти-Симонети» (рис. 7.3.9), выполненный «Грузнефтегеофизикой» в конце 60-ых годов

прошлого века. Мы знакомы с первичными материалами обоих профилей, по качеству записи они одинаковы. Однако на первом профиле в последующих вступлениях изобилуют отраженные волны даже на больших временах, по которым могли бы быть построены отражающие площадки даже до мантии, но не такие сплошные горизонты, как это показано на рисунке 7.3.6. Надо полагать, что эти горизонты – условные (т.к. в то время не было метода ОГТ), проведенные по отражающим площадкам. Томоразрез и сейсморазрез по профилю «Анаклиа-Зестафони» выполнены нами (рис.7.3.7-7.3.8) по тем же материалам. Сопоставляя их сейсмические разрезы, составленные по преломленным волнам, между собой по информативности преломленных волн видим, что разрез на рис. 7.3.6 уступает разрезу рис.7.3.8, поскольку на первом, выше горизонта фундамента, преломленных горизонтов на разрезе нет.

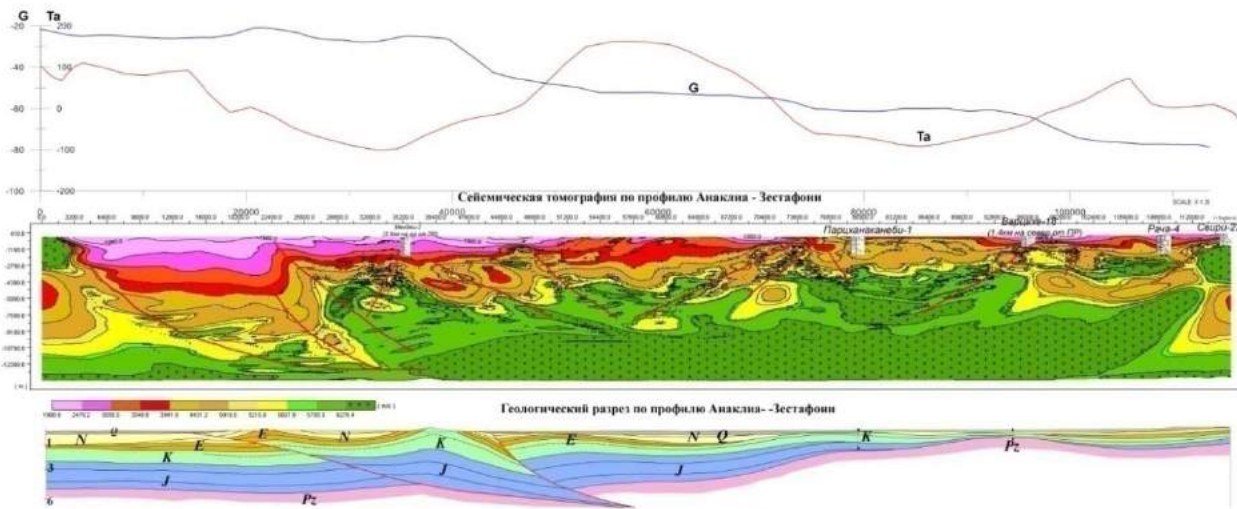


Рис.7.3.7. Томографический разрез КМПВ профиля «Анаклиа-Зестафони» с геологическим разрезом.

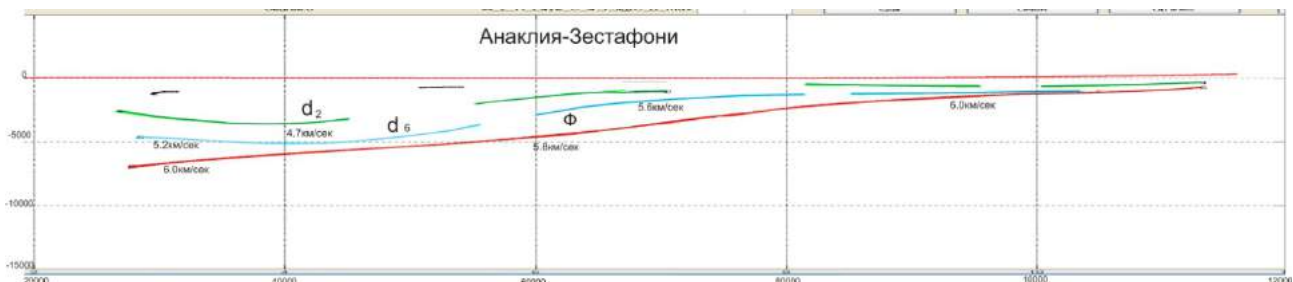


Рис.7.3.8. Сейсмический разрез профиля «Анаклиа-Зестафони».

В первичных материалах второго разреза («Поти-Симонети») в последующих вступлениях мало отражающих волн, да и то они нерегулярны, но зато первые вступления с последующими вступлениями преломленных волн позволяют с помощью собственного программного обеспечения построить сейсмический разрез более уверенно и с полнотой характеристики осадочного слоя. Что касается выделения и построения опорного сейсмического горизонта-фундамента, отмечается полное совпадение в пределах методической точности.

Если требуется характеристика глубинного строения Колхиды с Дзирульским массивом с позиции томографии преломленных волн, то необходимо начать с профиля Анаклиа-Зестафони. Томоразрез этого профиля не похож ни на какие сейсмические разрезы или изотомоскоростные глубинные распределения ни по информативности, ни по сложности установления физической неоднородности, полученным из одного и того же исходного материала годографов КМПВ (рис.7.3.7, 7.3.8) и геологического разреза (рис.7.3.7).

По коллажу цветов томоразрез делится на 8 частей. Каждая из них по стратиграфической последовательности шкалы занимает определенный уровень (относительный) слоистости. Толщина этих цветов обозначает относительную мощность горизонта. На этой закономерности основывается сейсмотомография в отношении стратиграфии осадочного покрова.

Для того, чтобы получить сейсмическую информацию из геологической среды, она должна быть слоистой, с гладкой поверхностью этих слоев и физически дискретно неоднородной. По

томоразрезу ни одна часть из его скоростного разреза не удовлетворяет отмеченным условиям. Однако, информацию в виде преломленных волн получаем, т.е. волны каким-то образом проходят эту среду, преломляются и возвращаются обратно. Очевидно, на примере профиля «Анаклиа-Зестафони» преломленные волны проходят по своему осредненному пути. Если посмотреть на томоразрез с поверхности, осадочный покров по цветовой гамме срезан по абсолютному топографическому уровню, и с запада на восток к Дзирульскому массиву осадочные горизонты становятся более древними. Это говорит о том, что осадконакопление в последней эпохе седиментации происходило в регрессивном порядке от Дзирули к морю или верхние горизонты денудированы и удалены экзогенными процессами.

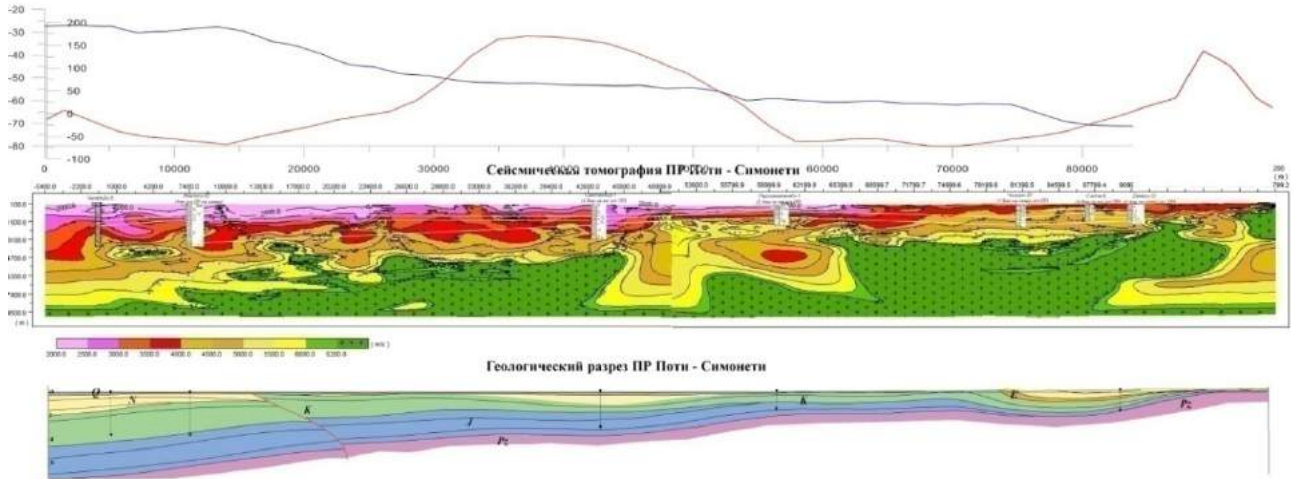


Рис.7.3.9. Томографический разрез КМПВ профиля «Поти-Симонети» с геологическим разрезом.

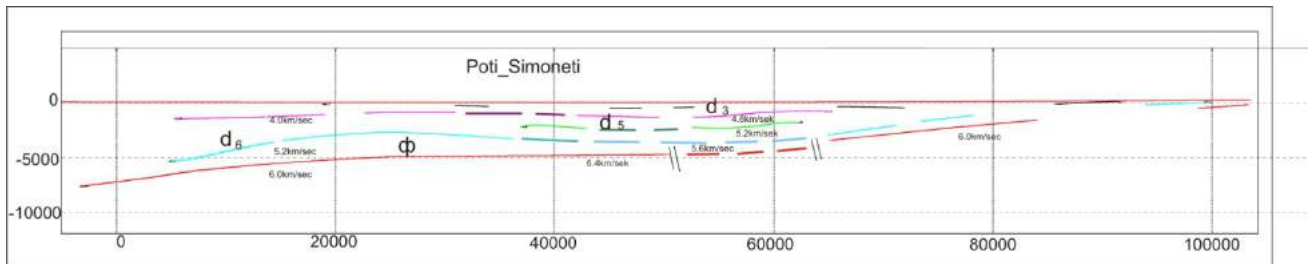


Рис.7.3.10. Сейсмический разрез профиля «Поти-Симонети».

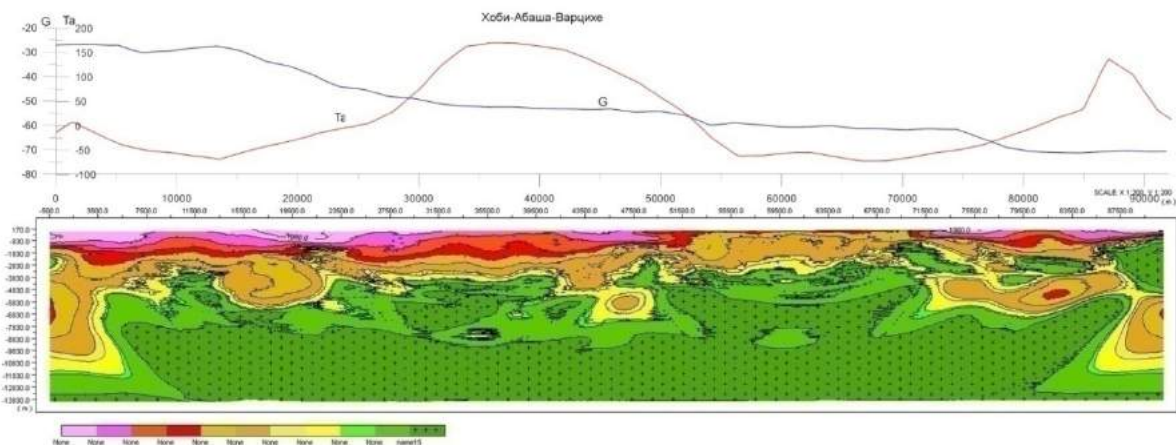


Рис.7.3.11. Томографический разрез КМПВ профиля «Хоби-Варцихе».

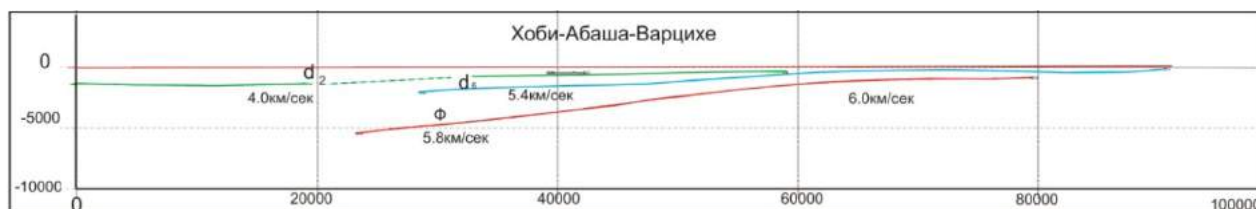


Рис.7.3.12. Сейсмический разрез профиля «Хоби-Варцixe».

Представленные томографические разрезы рис.7.3.7-7.3.14 пересекают Колхидский прогиб вдоль и поперек. Они различаются между собой не только на вид и по структуре, но, по-видимому, также и информативностью по геологическому и, прежде всего, глубинному строению. Осадочный слой со средней юры до современных отложений, включительно, представлен разными яркими цветами.

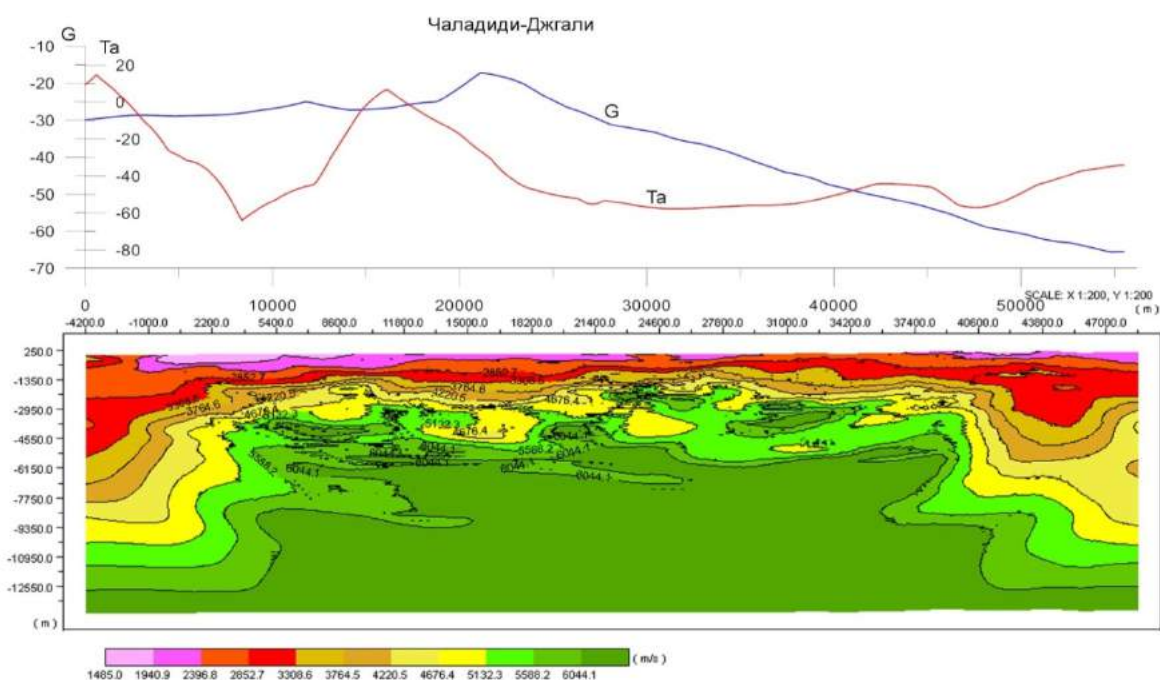


Рис.7.3.13. Томографический разрез КМПВ профиля «Чаладиди-Джгали».

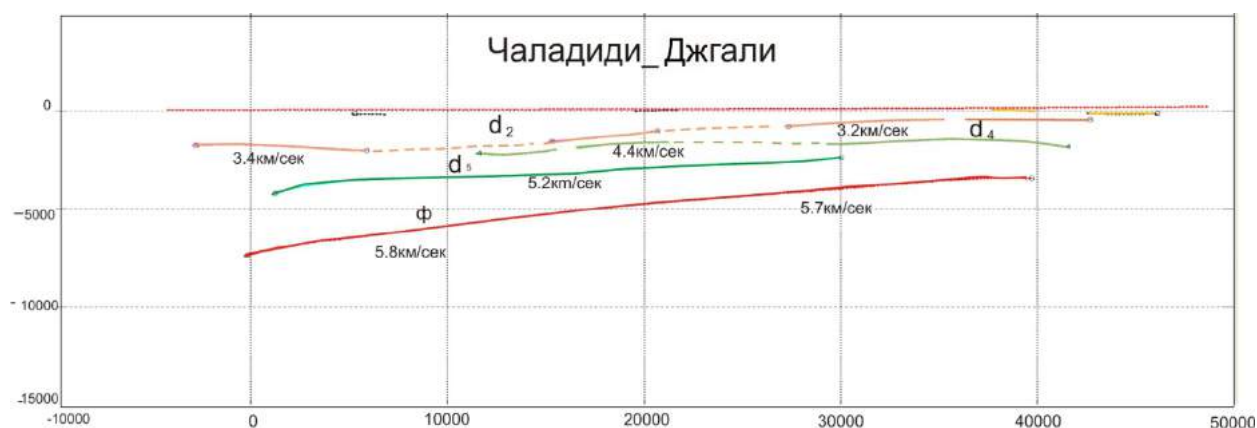


Рис.7.3.14. Сейсмический разрез профиля «Чаладиди-Джгали».

Коллаж цветов обозначает изменение томографических скоростей с глубиной, связанное с изменением литологии, физического состояния (плотности, упругости, компактности, водно-флюидонасыщенности и глубины залегания) стратиграфических горизонтов. Эти свойства по-разному отражены на представленных разрезах. Это говорит о том, что осадочный слой в пределах площади расположения указанных профилей меняется вертикально и горизонтально по литолого-фациальному составу, мощности стратиграфических горизонтов, их выклиниванию или выпадению. Немало и

надвигового перекрытия (яркие малиновые, красные цвета оказываются под более темными коричневыми, редко под зелеными).

Зеленый цвет обозначает залегание высокоскоростных (5.6-6.2 км/сек только для осадочных) горизонтов и состоит из трех оттенков: ярко-зеленого, светло-зеленого и темно-зеленого цвета. Самый нижний цветовой горизонт, темно-зеленый, наверняка отражает морфологию и глубину залегания фундамента (магматогенно-метаморфического основания) осадочного слоя.

Скважин. здесь нет, и мы предполагаем, что этим цветом отражена морфология поверхности кровли и мощного, не отражающего подошву, геологического тела, т.е. фундамента. Что касается глубины его залегания, то, по нашим расчетам, она завышена на 10-20% из-за вертикальной скоростной неоднородности магматогенно-метаморфических образований. Ярко- и светло-зеленые тона занимают промежуточное положение между основными слоями, слагающими среднескоростную толщу и магматогенно-метаморфические образования. Они попеременно окаймляют уверенно выделяемое темно-зеленое основание – магматогенно-метаморфический фундамент.

Ярко-зеленый своими физическими параметрами (5.5-5.6 км/с и 2.55 и 2.60 г/см³) соответствует осадочному уплотненному образованию, вероятно, нижней юре, не имеющей широкого распространения и большой мощности, которая наблюдается только во впадинах (рис.7.3.13). Светло-зеленый с параметрами 5.7-5.8 км/с и 2.65 г/см³ соответствует измененным (выветренным, трещиноватым и др.) магматогенно-метаморфическим образованиям, т.е. измененному кристаллическому фундаменту.

На представленных разрезах (рис.7.3.7-7.3.13) эти две разновидности физического состояния с одинаковым петрографическим и вещественным составом, но в разной пропорции и перемешанной разной формой. Они стыкуются друг с другом, как горизонты разной физической неоднородности, светло-зеленый не окаймляет темно-зеленые пятна (рис.7.3.9). Или перемешаны между собой, как глыбовый, необкатанный конгломерат (рис.7.3.11), где между яркими приповерхностными цветами и темнозеленым, с пятнами глыбового бруска, расположен горизонт «олистолитов» мощностью 3.0-3.5 км; разноскоростного состояния – плотных неизменных магматогенных метаморфических пород и, возможно, аналогичных и частично осадочных пород, измененных до физического состояния пород, расположенных ступенью ниже.

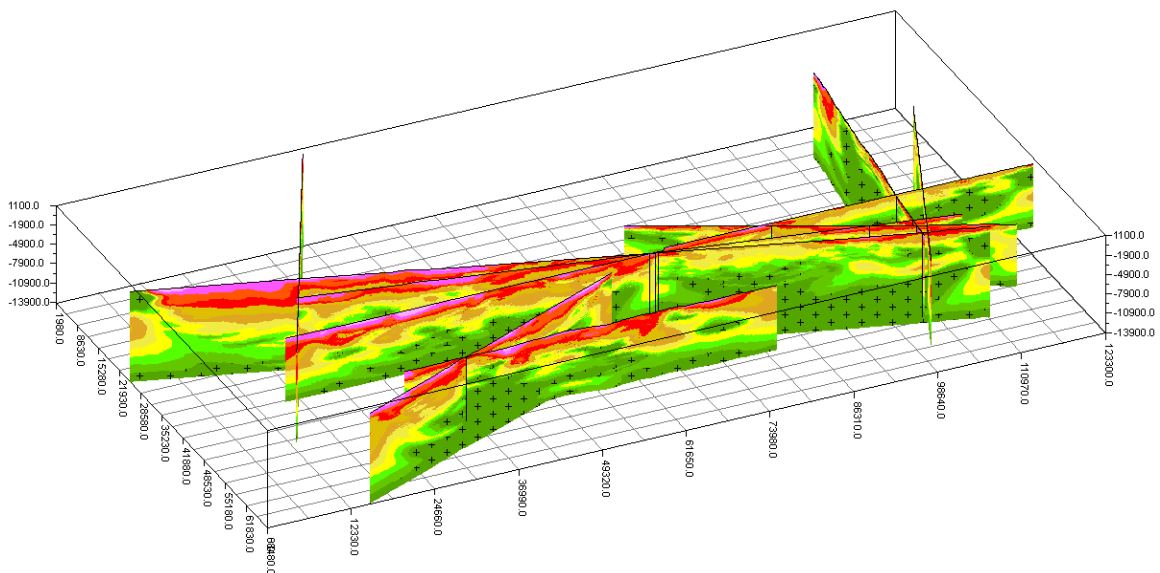


Рис.7.3.15.Блок диаграммы томографических разрезов КМПВ профилей.

После краткого описания фактического материала – результатов сейсмотомографии профилей КМПВ на площади Колхидского прогиба необходимо отметить следующее.

Работа с прогибом Колхиды и, в общем, с геологической обстановкой вокруг Дзирульского массива, является примером сейсмотомографического «просвечивания» («томоскопии»), аналогичной в какой-то степени «рентгеноскопии» геологической среды.

К сожалению, в этом «эксперименте» Дзирульский массив остается «пассивным» участником. На самом массиве профиль КМПВ не проходит. Второй недостаток заключается в том, что этот

«эксперимент» выполнен не целенаправленно для сейсмотомографии, где требуется, чтобы полевые работы были выполнены следующим образом: профили проходили строго прямолинейно, система отстрела профилей должна быть стандартной и оптимальной, годографы должны быть взаимосвязанными и приход полезных преломленных волн должен фиксироваться в первых вступлениях. Эти условия не были выполнены (а если бы были, то результаты были бы гораздо лучше), да и не могли быть выполнены. Тем не менее, полученные томоразрезы (в том числе и каждый в отдельности), по нашему мнению, дают геологическую историю-обстановку, в том числе тектоническую и осадконакопления по всему разрезу.

На площади Колхиды проходят 8 профилей КМПВ; из них здесь приведено 4 томоразреза в первоначальном виде, для наглядности без трансформационной интерпретации, как это сделано на других разрезах. Они представлены для сопоставления с графиками гравимагнитных полей, а также с приложениями геологических разрезов, составленных по данным геологических съемок и глубоких скважин. Анализ нами проводится по полосе томоразрезов между осадочным слоем и горизонтом, который мы уверенно определяем, как фундамент складчатого основания. Переходные зоны между различными осадочными горизонтами не наблюдаются, однако изменения седиментационных условий на всех этажах разреза четко прослеживаются.

Устанавливается, что упомянутая переходная полоса от осадочного покрова к фундаменту его основания на томоразрезах профилей совершенно различна по цветовой гамме и величинам их томоскоростей, распределенных на плоскости разреза, т. е. эта полоса неоднородна по вещественно-петрологическому составу, петрофизическим свойствам, величинам тел и их соотношениям.

Такие полосы в большей или меньшей степени наблюдаются на всех томоразрезах Грузии, на каждом по-разному, но сходно по геологическим районам, зонам, подзонам и, чем ближе, тем больше. В данной полосе отражается обстановка осадконакопления времени формирования данной полосы. И на примере Колхиды видно, насколько разнообразны были условия седиментации на такой маленькой площади и что фундамент выступал поверхностной коркой при осадконакоплении или в каком лито-петрографическом составе, под влиянием каких факторов проходили процессы – эндогенных и экзогенных, каких петрофизических состояний, скоростей, эпейро-генетических процессов и проч. Этот промежуточный слой имеет неоднородный состав, отличный от окружающей среды, а также отличную петрофизическую неоднородность и мощность (от нескольких метров до нескольких километров). В таких геологических условиях проходит преломляющая волна, путь которой является наиболее коротким для волны с присущей ей скоростью. Где проходит этот путь и какую геологическую номенклатуру отражает? Все это подлежит определению!

Эти вопросы требуют решения, сегодня или завтра.

Геометрические формы осадочного покрова хорошо отображаются методом отражений общей глубинной точки (МОГТ). На территории Колхиды работы этим методом интенсивно проводились в течение ряда лет трестом «Грузнефтегеофизика». Из накопленных материалов временных разрезов в региональном плане определенный объем профилей переработан нами и составлены структурные карты со средней юры до неогена включительно.

Структурная карта средней юры в Колхиде занимает площадь с юга от левобережья р. Риони с Квирилой до Терджолы, с севера-востока по выходам пород байоса на дневную поверхность до Очамчирского меридиана, а на западе горизонт погружается в бассейн Черного моря продолжением со своими аналогами.

На этой карте (рис.6.1.32) средняя юра отрисована со своим продолжением в бассейн Чёрного моря с предельной точностью изоглубин, погружающихся в западном-северо-западном направлении большим, но различным градиентом. Можно предполагать по абрису карты, что горизонт средней юры имеет в том же направлении дальнейшее адекватное продолжение. Часть этой карты на суше можно разделить по интенсивности складчатости на восточную и западную половины. В первой – признаков складок мало, во второй – немало, и известные оба знака структуры здесь выделяются интенсивнее. В дополнение к этому на Чаладидско-Хобско-Анакийской площади на фоне общего поднятия данного горизонта отмечены мелкие структуры. На карте выделены разрывные нарушения, однако их должно быть больше, поскольку градиентные зоны перепада изоглубин горизонта, которые не подчеркнуты нами, подсказывают это. На рисунке 6.1.30 представлена морфоструктурная карта верхней юры (J_3) Колхиды с прибрежной частью восточного сектора Чёрного моря. Она является прекрасным структурным выражением горизонта верхней юры. Представляется, что она хорошо отображает и юру в целом. Поэтому требует более детальной характеристики.

Известно, что Ткварчельское месторождение угля приурочено к общему тектоническому воздыманию региона. На карте верхней юры (6.1.31) этот участок отмечен антиклиналью на нулевом

абсолютном уровне широтного простираия. При расширении этой структуры вглубь происходит осложнение её по двум направлениям – Очамчирскому и Зугдидскому. С расширением этого структурного ядра изменяется структурный план на прилегающих площадях. У Очамчире в прибрежной части образована антиклинальная структура. По Зугдидскому направлению на глубине -2250 м у главной структуры начинается выделение крупного осложнения структурным носом. В это осложнение попадает и структура Сатанджо. Далее изоглубины -2500м достигают Зугдиди с расширенным южным «фронтом», где образуются две маленькие окружности той же отметки – это «Цаишское» и «Экиское» структурные формирования. Структурные формирования на этом заканчивают один структурный кряж. Навстречу этому, идущие с юго-востока изоглубины с теми же отметками и структурными осложнениями разобщают или формируют крупные синклинии – Одишский и Хоби-Анаклийский (содержащие положительные структуры), и первый, и второй центром опущены до -2500 м. Эти два разобщенных структурных «близнеца» с юга и востока окружают кряжи брахи-структур: Очамчирское морское структурное погружение, Чурийская, Квалони-Чаладидская, Сенаки-Абадатская.

Разрывные нарушения на уровне горизонта развиты слабо и не вызывают интереса.

Эти сложные взаимосвязанные структуры погружаются в морскую «пропасть» через глубинный разлом по ровной плоскости до -9000м.

Структурный план нижнего мела (рис.6.1.28) с трудом можно отличить от расположенных ниже горизонтов верхней и средней юры. Сходство поразительное не только в пределах Колхидской площади, а также по всему простираию в морском продолжении. Начало формирования этого структурного этажа, наверно, началось в средней юре, ниже не прослеживается. Основа формы конфигурации изоглубин структур дается на структурной карте средней юры (рис.6.1.32). Площадь распространения этой структурной карты на суше Колхиды не должна ограничиваться территорией изученности методом ОГТ. На карте нижнего мела (рис.6.1.28) структурный план таков: Одишский синклиний продолжает существовать в пределах нижних структурных этажей, структура Сатанджо закрывается периклином в поймах р.Ингури, Зугдидская и Цаишская структуры объединены, а Экиские и Сенакские – прослеживаются. Абадатская структура продлена на северо-восток и на западе, охватывая Чаладидские и Квалонские структуры, закрывается с погружением у берега моря. Назовем это Абадатско-Кулевский структурный комплекс, при этом он под углом 90° перекрывает Зугдидско-Сенакский брахи-структурный кряж. С берегов моря вглубь по дуге продолжается большая антиклинальная структура длиной до 30 км, шириной до 10 км и с амплитудой 1.6 км. Она расположена целиком в акватории между Хоби и Ингури, назовем ее «чешурской» по названию местной речушки. Между Абадатско-Кулевским комплексом и Зугдиди-Сенакским брахи-структурным кряжом образована структура синклинального типа, занимающая всю низменную часть с.Кахати. Этот структурный прогиб отделен от Зугдиди-Сенакского структурного кряжа глубинным разломом.

Выше нижнего мела в акватории ВЧМ структурным горизонтом является местами эрозированный и местами незатронутый этими процессами горизонт верхнего мела.

Этот горизонт в акватории является континентальным склоном в глубоководье. Он имеет прямое продолжение в Колхиду и получил структурное наследие от ближнего нижнего структурного этажа, немного в иной форме. Например, Одишская депрессия по меридиану удлиненная, а в противоположном направлении слегка возмущенная остается в прежнем структурном положении. Сатанджо-Зугдиди-Сенакский кряж брахи-структур четко выражен. Периклин, спускающийся со стороны Ткварчели, удлинен в сторону Зугдиди, а в сторону Отобая осложнен, расширен и приподнят, а «нарост» переходит на левый берег Ингури. Абадатско-Кулевский структурный комплекс в сторону моря затухает и отступает. Морская Чурийская антиклинальная структура остается в прежних границах клинообразным осложнением в сторону Очамчире. С восточной стороны у Абадатско-Кулевского комплекса развита кольцообразная структурная дуга с центром кривизны на востоке, начало у подступов к Ланчхути, а окончание в Лечхуми у южного склона Б. Кавказа. Это структурное ущелье окружает Хони-Парцханаканебскую плато-равнину.

Различные структурные формы на уровне верхнего мела простираются на восток в Квирилскую депрессию. На площади структурной карты много глубоких скважин, где горизонт верхнего мела прослежен с точностью $\pm 50-100$ м (рис.6.1.25). Мощность верхнего мела характеризуется разной и резкой изменчивостью в Колхиде от 1400 до 200 м, а восточнее Чхари-Аджамети уменьшается до нуля (рис.6.1.25.)

На уровне эоцена E_1-E_2 структурный план Колхиды сужается с севера-востока к морю. Одишская впадина становится округленной, брахи-структурный кряж Сатанджо-Сенаки как-то

расширен, периклин Сатанджо-Зугдиди остаётся в прежних пределах (рис.6.1.20). Абадатско-Кулевский структурный комплекс исчезает. Изоглубины на Хонско-Парцханаканебской равнине слабо наклонены с севера-запада на юго-восток. Огромная Чурийская структура на уровне верхнего мела здесь осложнена на глубине отметки 1750 м.

Эоцен на площади Колхиды имеет фрагментарное и полосчатое распространение. Впоследствии он характеризуется небольшой мощностью в несколько сот метров, с частым уменьшением мощности до нуля (6.1.21)

Майкоп в Колхиде распространен на правой стороне р. Риони, в частности, в Одишской, Самурзаканской (по побережью) и Чхари-Аджаметской депрессиях (6.1.17). Он находится в виде останцев в депрессиях без особо сложных тектонических изменений: мощностью в среднем 400-600м, а в центре депрессии 1000-2000 м.

Южнее р.Риони и на Гурийской площади майкоп методом ОГТ не наблюдается; если имеется в прибрежной части моря, то небольшой мощности и к востоку быстро выклинивается (рис.5.1.9). У побережья Аджарии майкоп погружен глубоко, находится в сложной тектонической обстановке, разбит разломами, а к северу имеет тенденцию быстрого выклинивания.

Ареал распространения среднего миоцена в Колхиде – это Одишско-Очамчирская депрессия и площадь слияния р.Квирила с р.Риони. В Колхиде после верхнего мела заметно уменьшается возраст горизонта, площадь и мощность его распространения, упрощается структурный план горизонта, хотя Зугдидская брахи-антиклиналь остается приподнятой (рис.6.1.14 и 6.1.15).

В сармате в упомянутых депрессиях наблюдается тенденция расширения осадконакопления с некоторым изменением в связи с наступлением моря на восток. Центром морского залива и, очевидно, депрессии становится Потти-Кутаисское направление. При этом Одишская впадина отделена от этой депрессии Сатанджо-Абадатским поднятием, но без брахи-структур этих отложений (рис.6.1.9 и 6.1.10). В Гурии и Аджарии сарматские отложения прослеживаются в сложных тектонических условиях (рис.5.1.8)

7.4.Некоторые результаты геолого-геофизического строения Восточной Грузии без Южного склона Большого Кавказа.

После Дзирульского массива за перевалом Лихского хребта сразу раскрывается широкая Куринская долина, ограниченная с севера отрогами Главного хребта Большого Кавказа, с юга Тriaлетским хребтом, за которым скрывается Месхет-Джавахетское плато-плато-горье и холмистые долины Юго-Восточной Грузии до госграницы с Арменией и Азербайджаном. С востока Куринская долина по территории Грузии не имеет физико-географической границы. В пределах этой территории в отличие от Западной Грузии вся природа другая, вероятно, и глубинная картина тоже. В такой обстановке приходится разбираться чуть лучше в информативности с геологической точки зрения огромных геофизических материалов, накопленных за последние с лишним 50 лет. Это трудная задача!

Именно по этой области сложные картины отображены в потенциальных гравимагнитных полях (рис.7.1.1-4 и рис.7.1.6-9), обусловленные, очевидно, глубинным строением земной коры.

Южный склон Б. Кавказа характеризуется отрицательным ΔT_a средней интенсивности и с редкими включениями небольших кружков той же аномалии положительной полярности в западной половине до Джавы, восточнее которого такие моменты в этой системе почти исключены. Причины положительных аномалий ясны – это фрагменты выступов на поверхности и в погружениях вулканогенов байоса. Картлийско-Кахетинские отрицательные аномалии аналогичны Южному склону; у них генетически что-то должно быть общего. Куринская депрессия в пределах Грузии характеризуется положительной аномалией ΔT_a , дифференцированной по магнитотектонической зональности с различной природой происхождения. Картлийский положительный фон ΔT_a создается отдельными локальными аномалиями, спускающихся острым углом Тriaлетских гор (Зваре-Карельская, Хани-Ховлеская, Манглиси-Кавтисхевская, Орбети-Тбилисская). Эти аномалии за Курой захлестывают Картлийскую долину, а Лелубани-Цинандальская разделяет Картлийскую и Кахетинскую (Олесхевскую) отрицательными аномалиями. Олесхевская аномалия широкой полосой заходит с Южного склона через Алазанскую долину до Куры и служит разделом между Лелубанско-Цинандальской и Дедоплис-Цкарройской положительными аномалиями.

Лелубани-Цинандальская и перечисленные выше в скобках аномалии одного порядка и класса по генезису. Они относятся к одной Ажаро-Тriaлетской тектонической системе. Дедоплис-

Цкарройская аномалия более глубокого залегания, байосского возраста. Интерес представляет ее зональная приуроченность и причины обособленности в вопросе генезиса.

За Аджаро-Триалетской зоной на юге прослеживается Месхет-Джавахетская и Болнисская аномалии ΔT_a , которые по геотектоническому районированию относятся к Артвино-Болнисской глыбе, но в геомагнитном отношении они имеют различную природу происхождения. Здесь уверенно можно сказать, что аномалии Болнисской зоны обусловлены вулканогенной толщей верхнего мела, но их дифференцированная зональность может оказаться критерием расчленения толщи по литофациальному составу и возрасту, а также поиска полезных ископаемых. Эти ресурсы метода магниторазведки далеко не раскрыты для Болнисской металлогенической провинции. Месхет-Джавахетская аномальная область ΔT_a обусловлена, главным образом, молодым вулканизмом и их продуктами, но под ними предполагаются источники аномального магнитного поля другого характера, например, вулканогены верхнего мела болнисского типа или вулканогены эоцена Севан-Акеринского типа. Вместе с тем, среди такого сложного положительного характера высокого аномального поля наблюдается глубокий минимум кольцевого типа, занимающий довольно большую площадь неопределенной природы происхождения. Парадоксально! Таким образом, аномалиеобразующие тела имеют немаловажные значения в строении и формировании геологии региона, которые еще до конца не расшифрованы.

Гравитационное аномальное поле в общих чертах повторяет морфоструктурное распределение изодинам ΔT_a . Южный склон Большого Кавказа также характеризуется отрицательным значением Δg_a средней интенсивности. К югу в прогибе за Дзирульским массивом АГП внезапно начинает опускаться и в Гори-Мухранской депрессии достигает своего минимума -125 мГл. Затем поле на 10 мГл повышается в интервале пересечения Аджаро-Триалетской зоны, во впадине опять опускается, захватывая частично Алазанскую долину, Гаре Кахетию и Мингечаурское водохранилище – с эпицентром минимума -105 мГл в Гаре Кахети. Далее в сторону Агджабеди (Азербайджан) поле опускается до -50 мГл, а в сторону Кюрдамира – поднимается до $+25$ мГл. Месхет-Джавахети попадает в зону пониженных аномалий до -140 мГл, а Болнисский район – в повышенную зону до 35 мГл.

Такому распределению потенциальных полей должно соответствовать свойственное им глубинное строение, что, по мере возможности, рассматривается ниже.

В таком плане начнем с того, что в томографическом разрезе ГСЗ «Гали-Сафаралиев» консолидированная кора восточнее Дзирульского массива по блокам конструирована иначе, чем западнее того же массива. Линия подошвы консолидированной коры, которая соответствует скорости $7.9-8.0$ км/сек в среднем, на западе более погружена, чем на восточном. В начале профиля глубина поверхности Мохо выделяется на глубине $45-48$ км, к Дзирульскому массиву поднимается и достигает 35 км, затем к востоку попеременно опускается и поднимается, но выше подошвы коры, имеющейся под Дзирульским массивом, не наблюдается (рис. 7.3.3).

Если томографический разрез визуально разделим по конфигурации отдельных кусков гетерогенного состава блока с учетом глубины границы залегания Мохо, то получим деление условно на блоки: Самурзакано-Одишский, Нижнеимеретинский, Дзирульский, Картлийский, Гаре Кахетинский с Мингечаурским водохранилищем и Азербайджанский. В целом, это есть опускание и поднятие блоков с границей Мохо.

Следует особо поговорить об обстановке пересечения профиля на Мцхетско-Поницальском участке, где на геологической карте и в скважинах фиксируются геологические особенности, характерные для Аджаро-Триалетской зоны. Здесь в томоразрезе профиля ниже осадочного слоя фиксируются разломы под $30-35^\circ$ западного наклона, самый восточный глубокого заложения опускается до Мохо, два из них западного и корового заложения изменяют структурную картину разреза на уровне этих разломов: коробчато опущен гранитный и частично базальтовый слой. Анализируя томографию этого участка, предполагаются различные и дифференцированные физические изменения пород вплоть до разуплотнения, позволяющее коровому горизонту по физическому состоянию соединяться с осадочным.

Сказанное выше позволяет предполагать, что заложение Аджаро-Триалетской зоны произошло непосредственно на древнем фундаменте благодаря развитию систем разрывных нарушений в коре, из которых только часть могла зафиксироваться в сейсмометрической записи ГСЗ.

На рисунке 7.3.4 представлены различные томографические разрезы по профилю «Гали-Сафаралиев». Два верхних – томография ГСЗ этого профиля, выполненная разными программами с различным осреднением скоростей. Четвертый рисунок - томографический разрез по тому же профилю в процентах, относительно сейсмологической сферической скоростной референц-модели,

распределенной по поверхности 5 км ниже уровня моря. Томография по сейсмологическим данным выполнена в институте Сибирского филиала РАН.

Второй рисунок представляет скоростной разрез, полученный в результате перевода относительных скоростей (в %), сглажено крупнослойно градиентом через 1 км/сек выделяет разрез земной коры. Средний интервал коры со скоростью 6.2-7.2 км/сек мощнее выше расположенного горизонта в 1.5 раза, а ниже расположенного до границы Мохо – мощнее в 3 раза. Это говорит о том, что горизонты – гранитный слой и верхняя часть базальтового слоя, являются определяющими в консолидированной части коры. Ее структура, типа «бруска», с параллельными подошвой и поверхностью определяет мощность осадочного слоя и поверхность границы Мохо. Кстати, последняя залегает с изменчивой глубиной от 42 до 47 км, максимальная мощность коры отмечается в области Дзирульского массива и Агджабедского прогиба (Азербайджан).

На том же рисунке (рис.7.3.4 первый сверху) приведена томография профиля «Гали-Сафаралиев», выполненная программой ХТомо-LM. По ней разрез коры разделяется на четыре горизонта, если не считать самый верхний пленкой, перекрывающей нижние, как современные рыхлые отложения. Сходство между этими рисунками имеется только в глубине залегания поверхности Мохо, которая выражена более четко по программе ХТомо-LM, а сами коровые горизонты в разрезе волнообразно колеблются, но по мощности компенсируют друг друга, и, как будто «изостазированно», лежат на поверхности основания коры. Этот факт очень интересен, если подтвердится на других профилях ГСЗ. Третий рисунок там же – скоростной разрез, составленный по сейсмологическим данным. Его трудно дешифровать, и он не коррелируется с другими томограммами.

Выше рассматривались результаты сейсмотомографии профиля «Гали-Сафаралиев», т.е. Рионско-Куринской депрессии, и вскользь касались морфологии поверхности консолидированной коры, «стратифицируемого» нами доальпийского кристаллического складчатого основания – фундамента. Теперь следует более детальная характеристика его по трем результативным картам интерпретации материалов КМПВ (рис. 6.2.3, 6.2.6, 6.2.7) и по их геометрическим и томографическим разрезам.

Основой для характеристики кристаллического фундамента используется карта морфоструктуры доальпийского кристаллического фундамента осадочного слоя юга Восточной Грузии (рис.6.2.3). Она разбита на крупно масштабные морфоструктурные единицы. В последующем геолого-геофизическом толковании попытаемся следовать по ним.

7.4.1. Джавахетско-Болнисская зона поднятия, обозначенная на карте (рис.6.2.3) под номером I, занимает самую южную пограничную территорию с Арменией и Турцией. Эти две геоморфологические области с высоко возвышенным плато-надстройкой поперечных хребтов и гор высотой до 3000 м с западной стороны, и низкогорных, холмистых равнин – с восточной стороны, объединяет морфоструктурная конструкция древнего кристаллического фундамента. Более того, если в западной половине развито нагромождение молодых вулканогенов громадной мощности и неизвестных глубин (бездонных) опусканий-погружений, то на востоке ничего подобного нет. Здесь стратиграфический разрез слагают, правда фрагментарно, все стратиграфические этажи от допалеозойских до современных, не пропуская, в общей сложности, ни одного. Парадоксально для объяснения!

Восклицательный знак поставлен потому, что над этой зоной развиты гравимагнитные поля, согласно которым Джавахетское геологическое образование не совместимо с Болнисским, более того, противоречат их «единству» или «сходству». Джавахетская зона в потенциальных полях выделяется, как самостоятельная зона, основанием которой является магнитное аномальное двухполярное замкнутое поле кружевного типа. Положительное поле превышает по площади отрицательное в несколько раз и объясняется наличием молодого вулканогенного покрова андезито-базальтового состава. Отрицательное АМП превышает положительное АМП над теми же вулканогенными образованиями высокой интенсивности и вызывает вопрос и восклицание. Индуктивное происхождение этой аномалии исключено, судя по форме и интенсивности. Остается предполагать палеомагнитное происхождение, но, как это могло происходить, непонятно? Палеомагнитные исследования проводились здесь многими специалистами. Нельзя сказать, что они были системными, но устанавливается отрицательная намагниченность в нескольких горизонтных пропластах вулканического покрова в различных разрезах. По площади они не создают кольцевого характера отрицательной аномалии и не отражаются в наблюдаемом АМП. Такого характера магнитные

аномалии, где среди интенсивной положительной аномалии была бы более интенсивная аномалия кольцевого типа на всей территории Закавказья и Турции, кроме Джавахетской аномалии, нами замечены лишь в двух местах. Это замечено в Гурии–Насакиральской аномалии в третичных вулканитах и в верхне-меловых вулканитах в Понтидах Турции. Нам остается предполагать, что упомянутая Джавахетская отрицательная аномалия должна быть связана огромным жерлом кимберлитового типа с застывшими ультраосновными породами, намагниченными в какую-то эпоху обратной полярности Земли.

Парадоксально и то, что наблюдаемое над Джавахетским нагорьем гравитационное аномальное поле отрицательное и порядка аномалий центрального Большого Кавказа. В то время, когда отмеченное плато-нагорье покрыто вулканитами плотностью в среднем $2.45-2.50 \text{ г/см}^3$, и фундамент залегает на глубине в среднем $\pm 1.5 \text{ км}$ абсолютной высоты (рис.7.4.1). Вместе с тем, Джавахетское нагорье характеризуется сейсмической интенсивной активностью в 5-8 баллов. Это явление природы остается неразгаданным.

С точки зрения магнитного поля Болнисский район разделяется на две зоны, большей частью выходящие за пределы этого района. Они выделены традиционными геологическими названиями: Болнисско-Карабахская и Севано-Акеринская. Первая характеризуется положительным наблюдаемым аномальным магнитным полем средней интенсивности, которое таковым остается во всех трансформантах этого поля (рис.7.1.1–7.1.3), а вторая, слабо полярная, четко определяет зону.

Гравитационное поле здесь повышенное и является меньшим ответвлением Талыш-Саатлы-Вандамской гравитационной аномальной зоны (рис. 7.1.6–7.1.9), связанным, очевидно с глубинным строением земной коры (но каким – не установлено, так же, как и Талыш-Вандамской!).

Поставленные здесь проблематичные вопросы возможно помогут нам разобраться в обстановке глубинного строения данного блока.

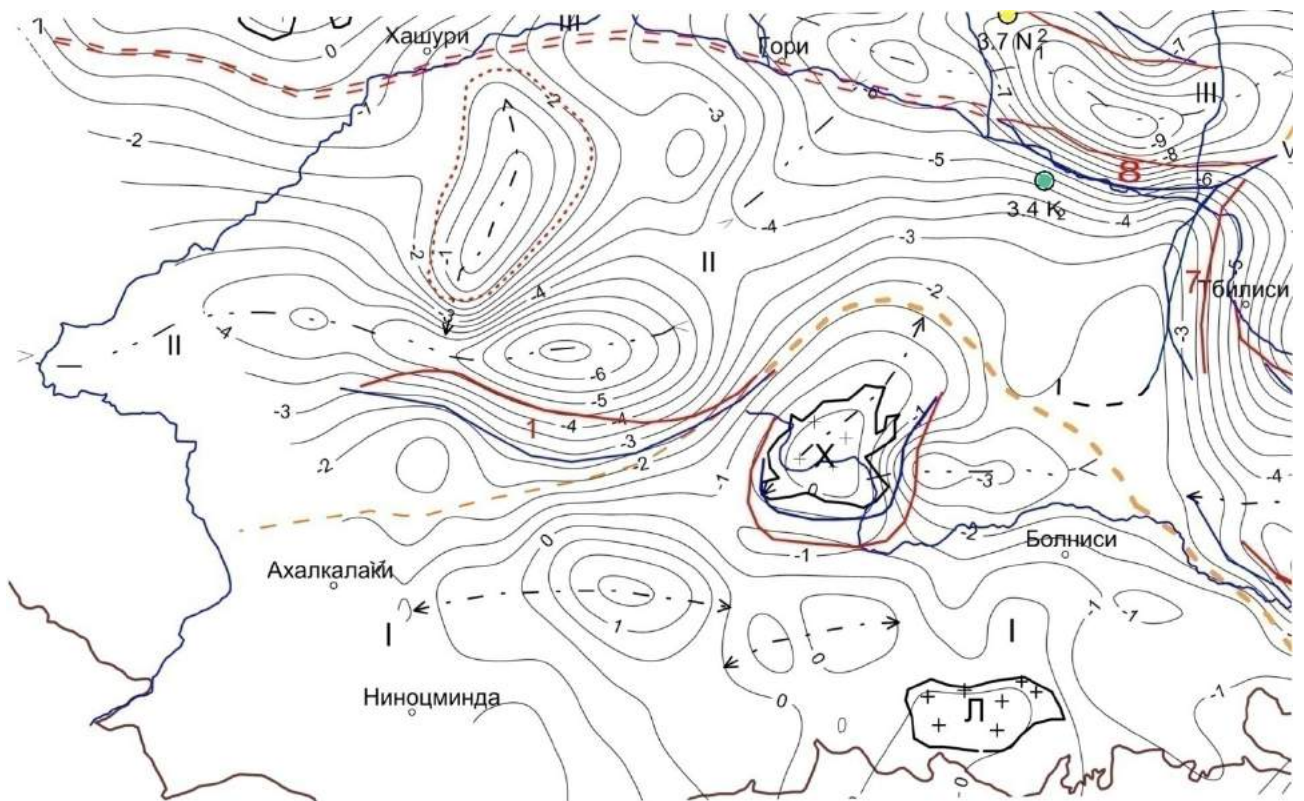


Рис.7.4.1.1.Фрагмент карты (рис. 6.2.3) морфоструктуры доальпийского кристаллического фундамента по Джавахетско- Болнисской зоне

Приведенный на рисунке 7.4.1.1 фрагмент карты доальпийского кристаллического фундамента Джавахетско-Болнисской зоны характеризуется относительно мягким рельефом и «шероховатой» поверхностью. Трудно на ней выделить какой-либо участок с особенностью морфологии строения, кроме Храмового и Локского массивов. На общем фоне морфологии фундамента они кажутся инородными, особенно Храмовский массив. Он высоко приподнят по отношению к окружающей среде, надвинут и наклонен на север в Аджаро-Триалетскую зону. Рядом с левой стороны массива участок с

аналогичной морфоструктурой, окаймленный с юга разломом, отнесен к Аджаро-Триалетской зоне. Массив более достоверно окаймлен разрывными нарушениями и просится в Аджаро-Триалетскую зону. Было бы основание, мы так бы и поступили с массивом. Однако мы не уверены в правомерности изоглубин, окружающих массив, поскольку с северной стороны поблизости от массива нет профилей КМПВ, и, хотя профиль «Бакуриани-Манглиси» концом захватывает эту площадь, но данные его не представляются уверенными. Поэтому от такого решения мы воздерживаемся, хотя для обсуждения оно не лишено интереса.

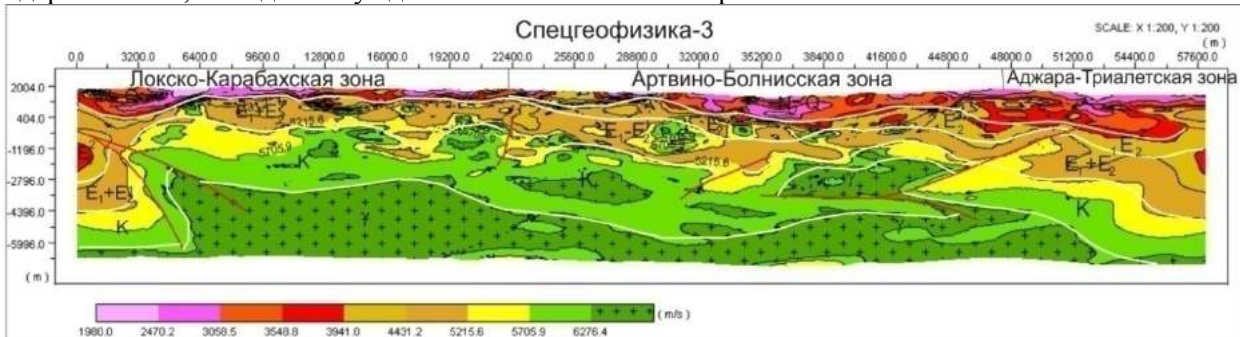


Рис.7.4.1.2. Томографический разрез профиля КМПВ «Спецгеофизика-3»

Томоразрез (рис.7.4.1.2) профиля КМПВ «Спецгеофизика-3», пересекающий Джавахетское нагорье, начинается в районе с.Илмазлу (Армения), ориентирован по меридиональному направлению и заканчивается в районе с.Ашкала, обходя Цалкинское водохранилище с западной стороны. Длина профиля 57.6 км, он отстрелен из 4 пунктов взрыва. Томоразрез представляет собой сложную дифференцированную картину, освещающую разрез до 6 км глубины. Вверху томоразреза выделяется слой со скоростью 2.0-3.0 км/с. Подошвой этого слоя является значительно менее мощный (<100 м) прослой из отдельных кусков, сплошной протяженностью высокоскоростных пород (5.7-6.0 км/с), который пленкой перекрывает нижние горизонты разреза. По простиранию этот слой прослеживается до 32-го км профиля. Здесь он выходит на поверхность и прекращается, а с 45-го км заново продолжается до конца профиля. Под этим слоем до 28-го км на профиле прослеживаются большие «глыбы» длиной 5-7 км, мощностью 1.0-1.5 км и с интервальной скоростью 4.0-5.2 км/с; таких глыб в разрезе – 5-6, проем между ними занимают высокоскоростные куски и относительно большие тела высокоскоростных пород. Предположительно, большие глыбы со скоростью 4.0-5.2 км/с представляют собой вулканические молодые образования дацит-андезит-базальтового состава; проем между ними наполняют брекчии и крупные тела древних пород. Не исключено, что в этом слое вулканические и осадочные породы перемешаны. Ниже этого слоя предполагается наличие фрагментов осадочных образований мелового возраста аналогичных верхним, но меньшей мощности. В подошве всего этого залегает слой непрерывного прослеживания мощностью 1.0-2.0 км и с томоскоростью 5.7-6.2 км/с, с большим составом «ксенолитов» и даже огромных глыб скорость которых 6.2 км/с. В совокупности, этот слой погружается на север под осадочную толщу, он упрощен, без содержания «ксенолитов». Этот, томогоризонт приравнен к сейсмическому горизонту, который построен по данному профилю и в разрезе занимает самое нижнее положение. В обоих случаях они приняты в качестве поверхности фундамента, залегающего на глубине $+1.0 \div -1.5$ км абсолютной высоты.

На этом профиле с 28-го км начинается депрессивное углубление молодых образований до абсолютного нуля, которое продолжается до 45-го км, где выклинивается над нижними высокоскоростными породами. Затем молодые вулканы тонкой «пленкой» современных образований перекрывают молодые осадочные горизонты, продолжающиеся далеко на север в Аджаро-Триалетскую зону. Под этим слоем осадочный покров содержит молодые отложения миоплиоцена, возможно с майкопом; эоцена, по крайней мере со среднего эоцена, и меловых. Мощность первого – до одного километра, второго – от одного до трех километров, а третьего – не более 0.5-1.0 км. На двух последних заметно структурирование складчатой формы. На 45-ом километре профиля заметно несогласное прилегание или контактирование с разрывным нарушением вулканогенных образований и осадочных отложений, относимых нами к Аджаро-Триалетской зоне

На помощь, в эту полемику нами привлекается томоразрез профиля «Бакуриани-Манглиси», который проходит по равнине над лавовым покровом между оз. Табацкури-Цалкское водохранилище и Триалетским хребтом, а далее профиль переходит через гору Бедену в Алгетское ущелье до с.

Чхиквта (рис.7.4.2.4). На этом профиле отмечено поднятие вулканического конуса Тавкветила глубоким погружением фундамента, а у Храмского массива с северной стороны наблюдается поднятие фундамента.

Перейдем к рассмотрению обстановки в Болнисском районе. Сейсмическая поверхностная неоднородность, которая была в Джавахетии, здесь не наблюдается (рис.7.4.1.3, 7.4.1.4).

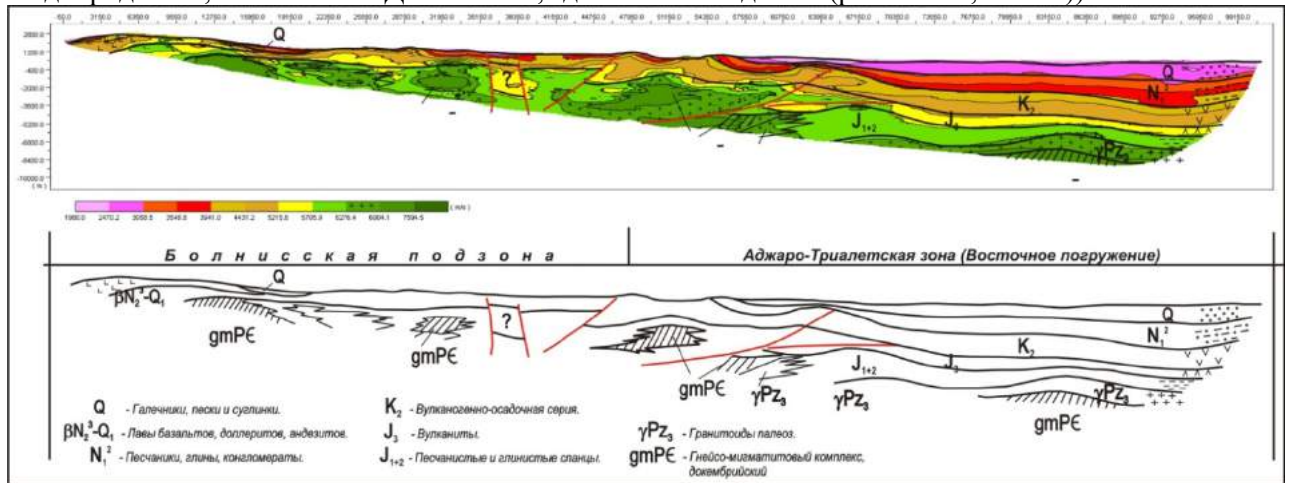


Рис.7.4.1.3. Томографический разрез профиля КМПВ «Болниси 4-64»

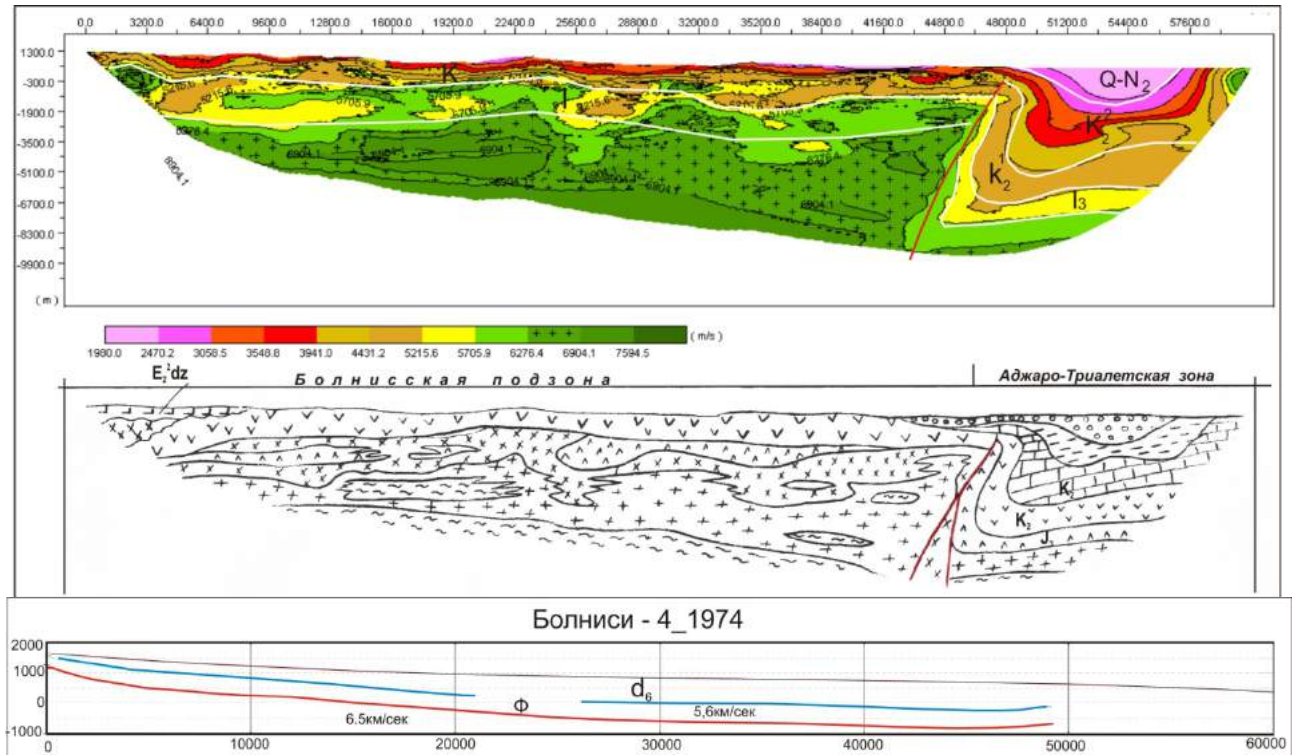


Рис.7.4.1.4. Томографический и сейсмический разрез профиля КМПВ «Болниси 4-74»

Современные отложения различной мощности выделяются фрагментарно. Нижний неоген выделяется в конце профиля, затем следуют осадочные отложения верхнего мела со скоростью 4.5-5.2 км/с, и в двух местах предполагаются фрагменты среднеюрских отложений. Пликативные дислокации заметны меньше, более вероятны дизъюнктивные дислокации. На других профилях, проходящих южнее профиля «Болниси 4-74», осадочный покров того же состава характеризуется меньшей мощностью, пересечен субинтрузиями разной формы и, видимо, разного состава (рис.7.4.1.4).

Однако интерес представляет неоднородность самого основания. Оно на всех томоразрезах Болнисского региона – крупно-блоковое, брекчированное по структуре, по крайней мере, несколько километров фундамента и верхней толщи, где формируются, вероятно, основные рудоносные флюиды. Дело в том, что в Болнисском районе шкала скорости высокоскоростных тел начинается с

5.7 км/с и заканчивается – 7.59км/с с тремя градациями (кроме осадочных): 5.7-6.0, 6.0-6.4 и 6.4-7.57км/с. В томоразрезах встречаются все породы со скоростями отмеченной градации. Последние градации прослеживаются в основании глыбово-брекчированно, в различных вариантах вперемешку.

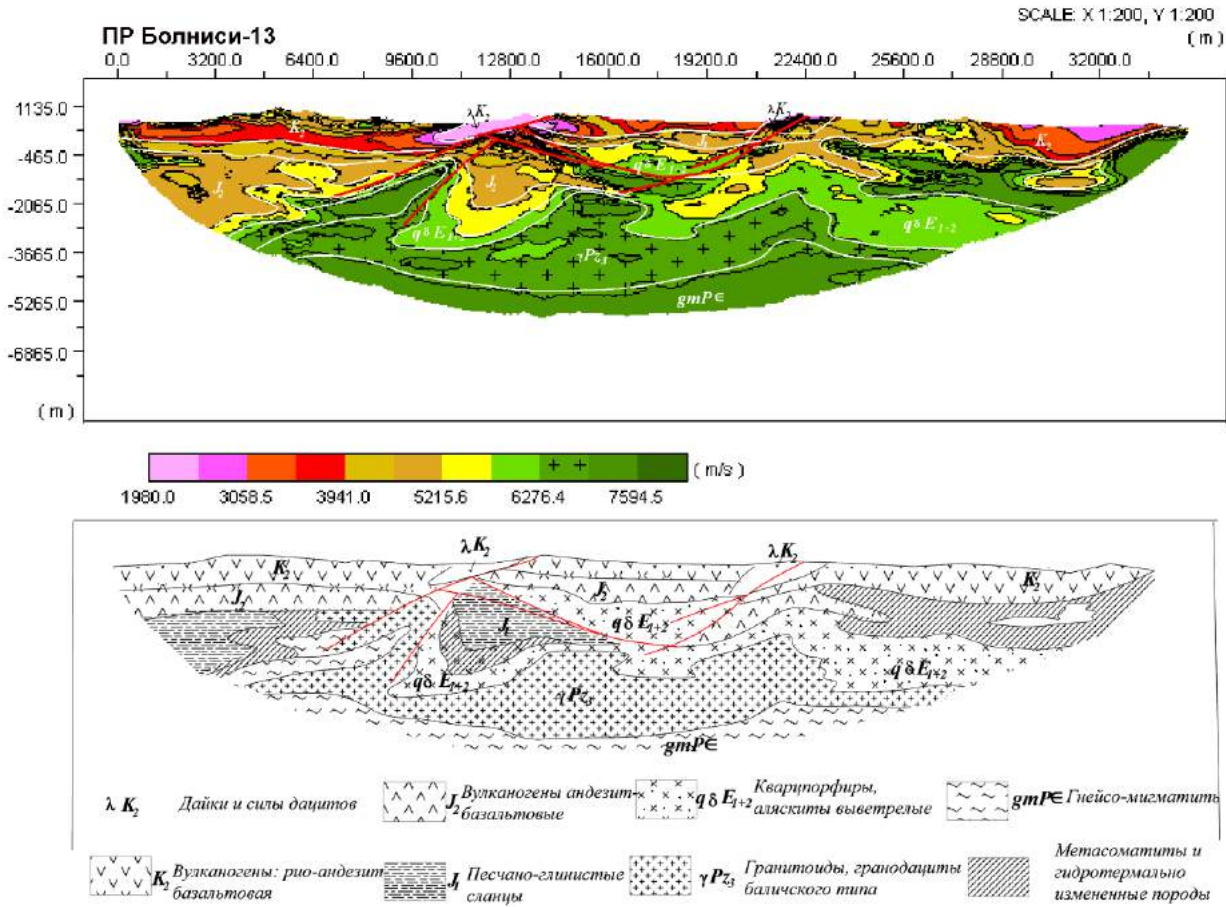


Рис.7.4.1.5. Томографический разрез профиля КМПВ «Болниси 13»

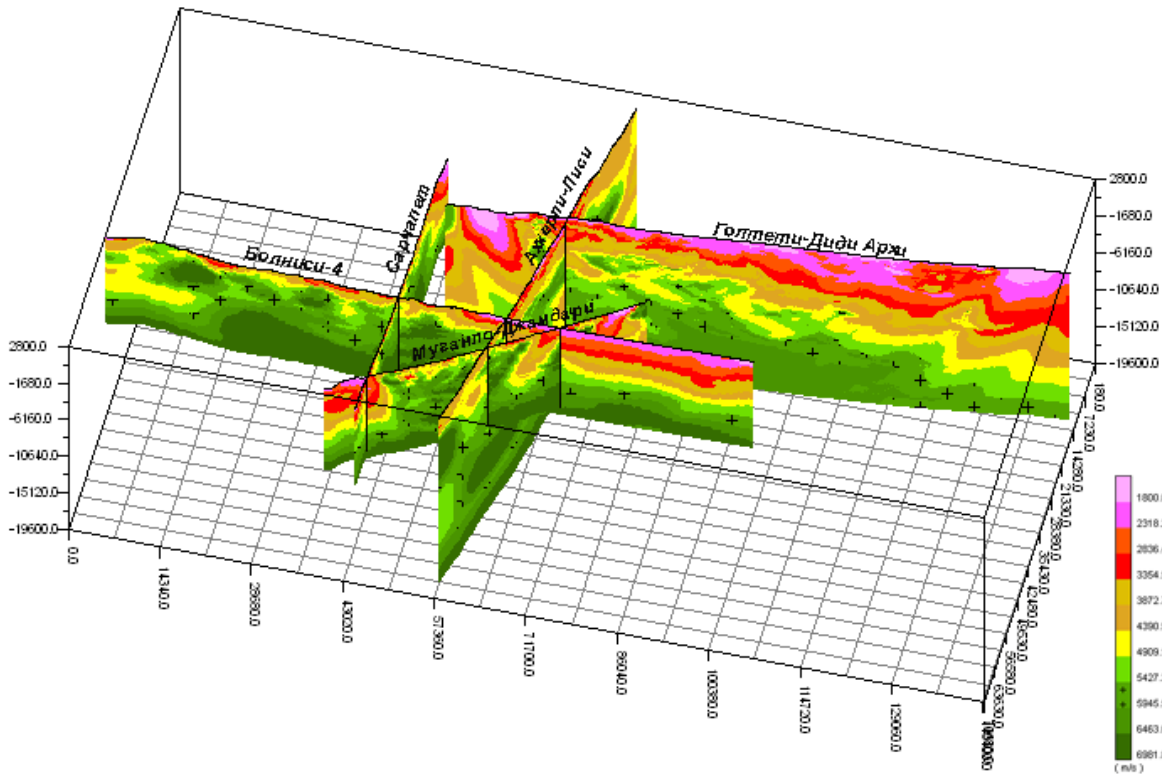


Рис.7.4.1.6.Блок диаграмма томографических разрезов профилей КМПВ

Они являются крупными интрузивами, а субинтрузивы, столь обильно встречающиеся в вулканогенах верхнего мела, представляются нам дериватами разного состава и в основном мелкой величины, так что они вряд ли могли производить термальные рудоносные флюиды в течение долгого времени, а рудообразование требует длительного геологического времени. Поэтому нам представляется, что «рудоматеринскими» являются глубокие, недоступные для наблюдения, интрузивные тела.

7.4.2. Аджаро (Месхетско⁵)-Триалетская зона относительного погружения характеризуется довольно сложным горным пересеченным рельефом, зато однородным геологическим строением, по отношению к зоне, прилегающей с юга. Она расположена между Джавахетско-Болнисской и Картлийско-Эрцойской зонами; ее западной границей является Зекарский перевал, а восточной в данном блоке – Дзевгско-Армазский каньон Куринской впадины (рис.7.4.1.1).

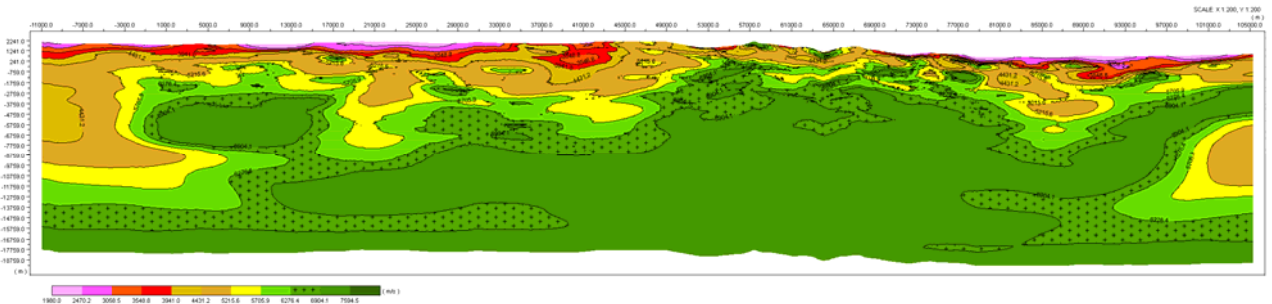


Рис.7.4.2.1. Томографический разрез профиля КМПВ «Ахалкалаки-Знаури»

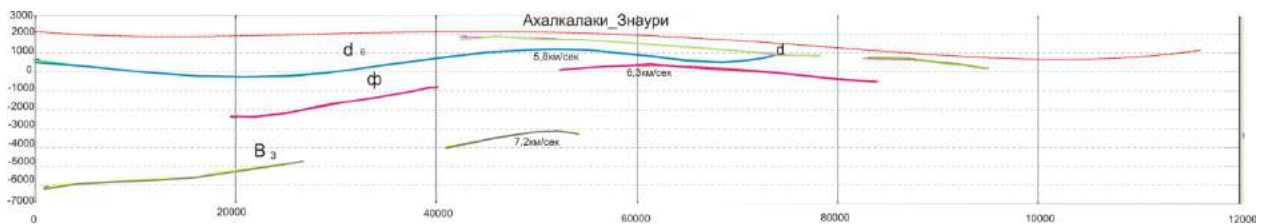


Рис.7.4.2.2. Сейсмический разрез профиля КМПВ «Ахалкалаки-Знаури»

Эта зона характеризуется интенсивными геофизическими полями. Аномальное магнитное поле ΔT_a высокое, преимущественно положительного знака, гравитационное поле также относительно повышенное. В сейсмическом отношении наблюдаются крупные неоднородности по скорости.

Выше частично рассматривалась южная граница простирания по профилям, не пересекающим эту зону. Сейчас рассмотрим ее на тех профилях, которые полностью ее пересекают – «Ахалкалаки-Знаури» и «Бакуриани-Карели». Первый начинается у оз.Цунда, проходит субмеридионально, обходит оз.Табацкури с левой стороны, переходит перевал Цхрацкаро, проходит в 10 км от Бакуриани и спускается по направлению к Знаури. Длина профиля 101 км. На этом профиле Бакуриани находится в стороне, левее. Между пикетами 6.5 и 17 км в чашеобразной ложине накоплены озерные мелкозернистые образования, которые характеризуются скоростью 2.0 км/с. Под ними с повышенной скоростью (3.0 км/с) и мощностью располагаются крупнозернистые и эруптивные вулканические образования, прослеживаемые до 33 км. Ниже прослеживаются прерывисто горизонты различной мощности и состава с характерной скоростью 3.0-4.0 км/с, представляющие собой слабо спекшиеся вулканические продукты. Их подстилают породы с повышенной скоростью и изменчивой мощностью по простиранию, соответствующие породам дацит-андезито-базальтового состава. В подошве прослеживаются прерывисто породы со скоростью 5.2-5.5 км/с, условно относимые к верхнему мелу. Описание нижних горизонтов осадочного покрова относится к интервалу до 21.5 км пикета профиля. На этом пикете проходит разлом южного падения, после чего севернее в нижних горизонтах осадочного покрова картина залегания скоростных горизонтов меняется. Она становится мощнее, терригенно-осадочной и слегка складчатой, с максимальным погружением на 41 км пикета профиля по самому Триалетскому хребту (рис.7.4.2.1). От этого максимального погружения с обеих сторон вверх поднимаются подошвенные горизонты осадочного покрова: на севере на 53-м км профиля приподняты почти до поверхности (на 1 км ниже); на юге на 28-м км – на 1.5-2.0 км ниже дневной поверхности, подошва с фундаментом остается,

⁵ Месхетско – добавлено от названия Месхети, с которого начинает рассматриваться данная зона

условно, ниже нуля. Таким образом, предполагаем, что осадочные породы южного склона Триалетской структуры простираются на юг до 21-го км пикета, примерно в 8 км южнее оз. Табацкури. На север выше отмеченного 53-м км пикета осадочный покров 1.5 км-вым слоем дугообразно опускается до 89 км, где происходит «ямочное» погружение осадочного слоя до 3.5 км, а затем происходит инверсия и с той же мощностью он прослеживается до конца профиля. Интерес представляет одно обстоятельство: на профиле за высокоскоростным основанием (7594м/с), которое куполообразно приподнято и прослеживается по всему профилю неровной поверхностью, каймой следует полоса разной мощности 0.5-2.0 км со скоростью 6.2 км/с. Этот случай повторяется также на профиле «Бакуриани-Карели», который рассматривается ниже.

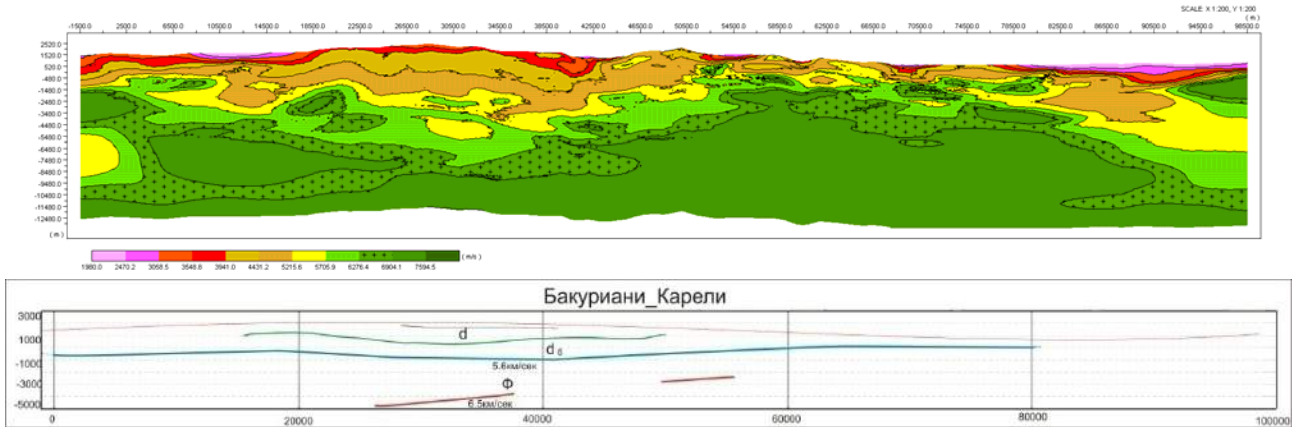


Рис.7.4.2.3. Томографический и сейсмический разрез профиля КМПВ «Бакуриани-Карели»

Профиль КМПВ «Бакуриани-Карели» начинается у с.Кумурдо, проходит прямолинейно по направлению Бакуриани, обходит его с левой стороны и спускается также прямолинейно к Карели и далее (рис.7.4.2.3). Томоразрезы этого и предыдущего профилей похожи, как близнецы. Они проходят почти параллельно на расстоянии 5-10 км друг от друга и отражают «анатомию» разреза на самом приподнятом пересечении Аджаро-Триалетской зоны. Здесь наиболее четко выражен осадочный покров, а именно – напластование и структурирование. В разрезе выделяется интервал до 14-го км пикета с разрывным нарушением и осадочной коркой вулканического состава Джавахетского типа. Далее развит осадочный покров верхнего мела и эоцена с максимальной мощностью и погружением на участке Бакуриани. С этого погружения начинается поднятие осадочного покрова с фундаментом дугообразно по обе стороны: максимальное – почти до поверхности на 52-ом км пикете и минимальное – до -1.5 км абсолютной высоты у 15 км пикета профиля. На север осадочный покров тонкой километровой «пленкой» опускается в межгорный прогиб. Оба этих профиля обрисовывают поднятие фундамента куполообразной формы интрузивным прослоем основного состава. Этот структурный образ на западе приравнивается к южному крылу Дзирульского массива, а на востоке он должен простирается к выходам Дзамских диоритов, на пересечении по Кавтисехвской площади разрез восполняет данные ОГТ (рис.7.4.3.11). Он характеризуется интенсивными геофизическими полями. Аномальное магнитное полное ΔT_a преимущественно положительного знака.

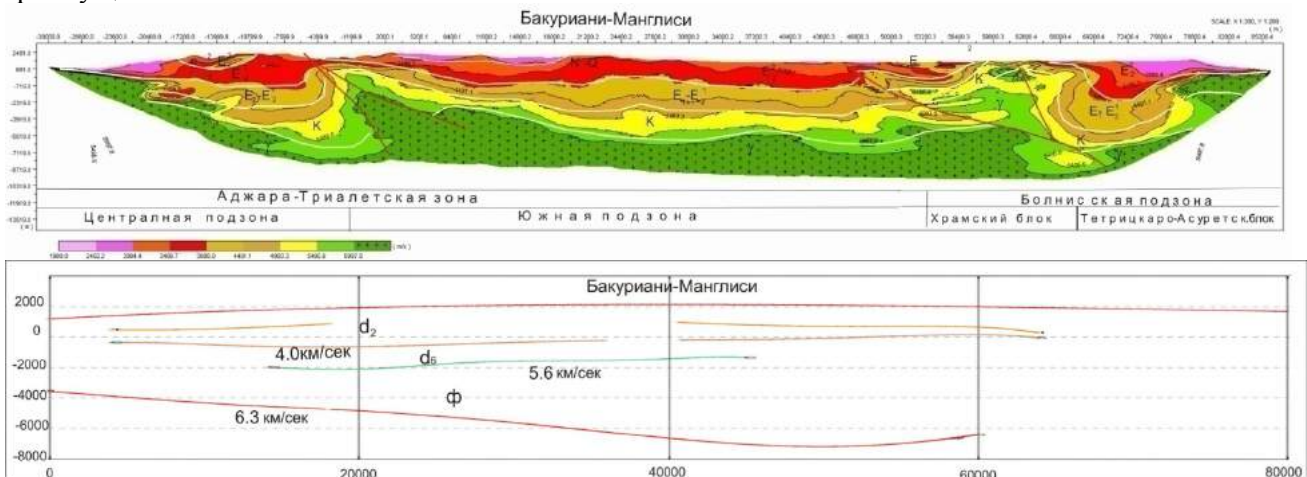


Рис.7.4.2.4. Томографический разрез и сейсмический разрез профиля КМПВ «Бакуриани-Манглиси»

На профиле «Бакуриани-Манглиси» (рис.7.4.2.4) томоразрез освещается до 12 км, в том числе осадочного покрова до 4 км. В разрезе ниже томоскоростных горизонтов 3.0 и 3.5 км/с выделяются 5 осадочных слоев почти ровными подошвенными и кровельными поверхностями. На них не заметно никаких нарушений вулканических процессов, даже основание-фундамент зеркально «отшлифовано». Таким образом то, что их генезис осадочного происхождения не вызывает сомнений, да еще и в глубоководной среде. Разрез должен формировать миоплиоцен с майкопом средней мощности и эоцен повышенной мощности, порядка 1.5 км, а также мел, не более 1 км. В целом, у вулканического конуса Тавкветила осадочный покров отмечен мощностью 0.5-1.0 км, а в конце профиля – 4.0-4.5км. В области, южнее Тавкветила, фундамент высоко приподнят, возможно, это остывшие лавы, наложенные на фундамент. У Храмского массива, обходя профиль с севера, под ним как-то клином продвигаются осадочные породы; создается картина надвигания массива на север. Массив приподнят разломами, проходящими под ним, при выходе они окружают его с юга и юго-востока.

Приведенные фактические материалы позволяют утверждать, что южное крыло Триалетского хребта погружается под молодые вулканы и охватывает площадь южнее в 10км от линии, проходящей от оз. Табацкури по направлению к Цалкинскому водохранилищу.

Далее, переходя в Болнисскую зону, томосейсмическая обстановка немного меняется.

7.4.3. Картлийско-Эрцойская зона погружения на дневной поверхности морфологически выражена котловиной, раскрывающейся сразу восточнее Лихского перевала. Она асимметрична, с широким северным бортом до Цхинвали, а южным – до предгорий Триалетского хребта с селами Кавтисхеви, Ховле и др. В самом прогибе от Ахалдаба до Мцхеты котловину напоминает пойму р. Куры. За Мцхетой котловина смещена, минуя Сагурамский хребет, в сторону Эрцойской равнины.

Геология осадочного покрова зоны по данным геосъемок и глубоких скважин более или менее известна, и в региональном плане элементы ее приведены выше во 2-й и 3-й главах. Однако многие вопросы пространственного простираения стратиграфических горизонтов, литофациальный состав и структурно-тектоническое строение зоны, не говоря о складчатом основании, остаются проблематичными.

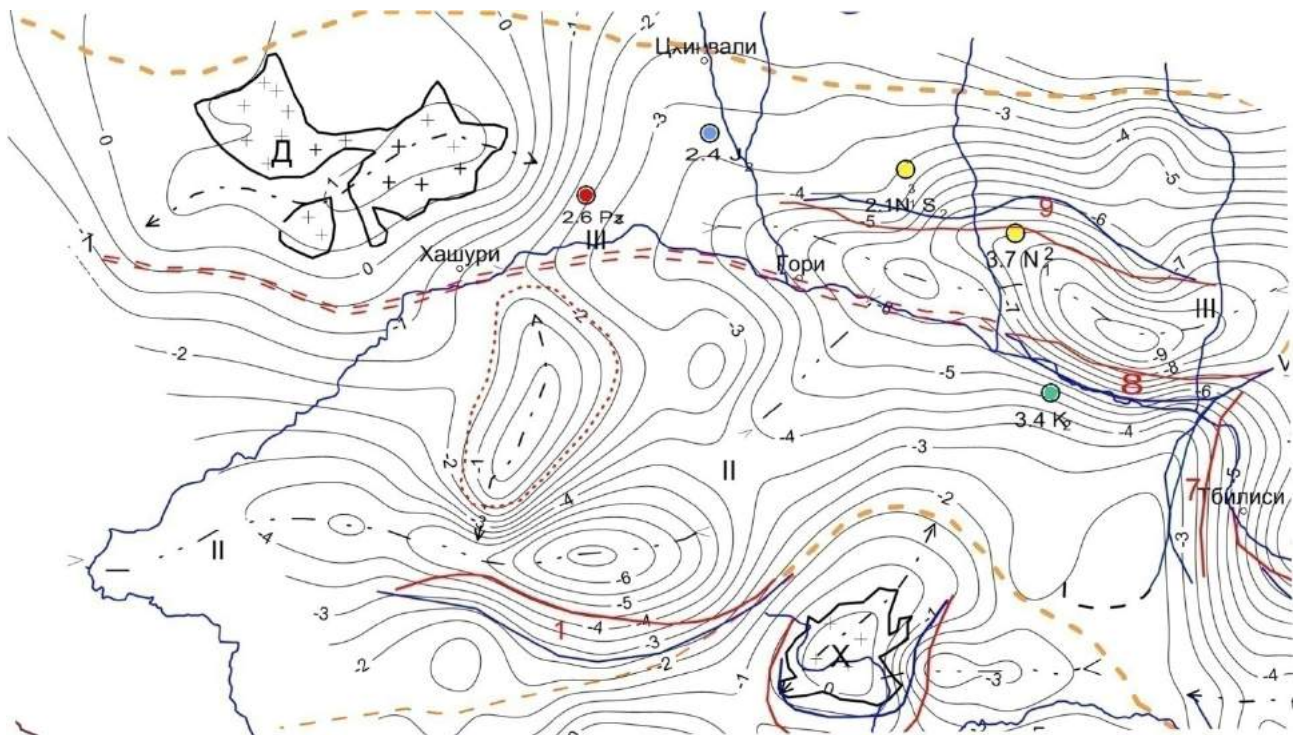


Рис.7.4.3.1. Фрагмент карты (рис.6.2.3) морфоструктуры доальпийского кристаллического фундамента по Картлийско-Эрцойской зоне.

На карте доальпийского кристаллического фундамента Картлийско-Эрцойская зона представлена более четко оконтуренной и структурированной по глубинам прогибания (рис.6.2.3). Поверхность фундамента здесь имеет два максимальных прогиба в Мухранской и Горийской депрессиях, образуя две мульды овальной корытообразной формы, смещенные относительно друг

друга продольными осями. Мухранская – направлена в сторону Меджврис-хеви и не доходя до него затухает. Горийская мульда прослеживается до Цхинвали. Последняя с прогибанием отклоняется на юг в сторону Кавтисхеви и ее отрицательная (-4км) изолиния далеко заходит вглубь Триалетского хребта.

На картах томографических интервальных скоростей (рис.6.2.6 и 6.2.7) Картлийско-Эрцойская зона отображена по морфоструктуре идентично, но на последней глубины немного больше. На этих картах в отличие от карты (рис.6.2.3), Мухранская мульда-впадина направлена по р.Арагви в сторону Чаргали, заходит в Эрцойскую долину и затухает, что нам представляется правдоподобным.

Это является основанием тех геологических образований, которые отображены на региональных томографических разрезах профилей КМПВ и ГСЗ, выполненных различными производственными и научными организациями за период изучения региона. В совокупности, данные этих материалов, как увидим дальше, довольно детально освещают геологическую обстановку региона.

Профиль КМПВ «Земо-Дзагина-Церовани» пересекает Гори-Мухранскую депрессию: в первой части – северную периферию, а во второй – южную. Разрез в томографическом варианте делится минимум на 8 разноцветных неоднородностей (рис.7.4.3.2), а в сейсмическом – на 5 горизонтов (рис.7.4.3.3). Глубины залегания на томоразрезе завышены, примерно, на 15-20%, поскольку здесь средняя скорость волн определяется по преломленным волнам методически завышено, а сейсмический разрез строится действительными средними скоростями по каротажным данным. В КМПВ и ГСЗ в томографии используются референц-модели, составленные программно по самому профилю. При прохождении сквозь геологическую слоистую среду преломленные волны проникают в неё пересеченной поверхностью и сглаживают ее скоростную неоднородность. Структурные формы отражены искажённо в разной степени, в зависимости от масштаба нарушения первоначального залегания. Все это надо хорошо помнить и учитывать при анализе результатов томографии сейсмических разрезов преломленных волн.

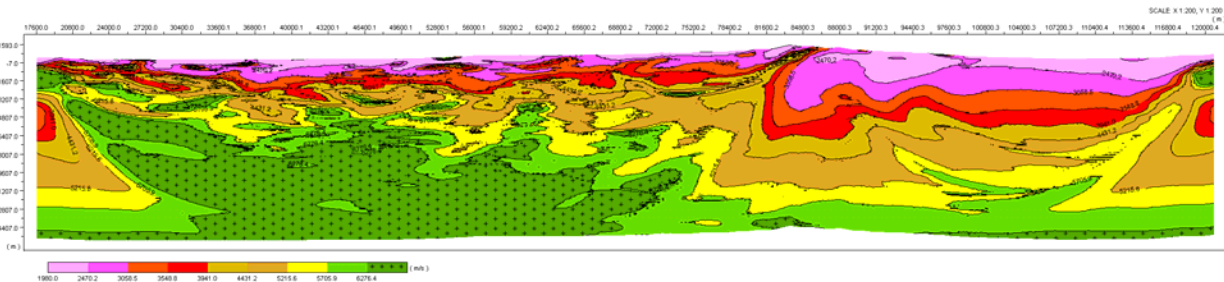


Рис.7.4.3.2. Томографический разрез профиля КМПВ «Земо-Дзагина-Церовани».

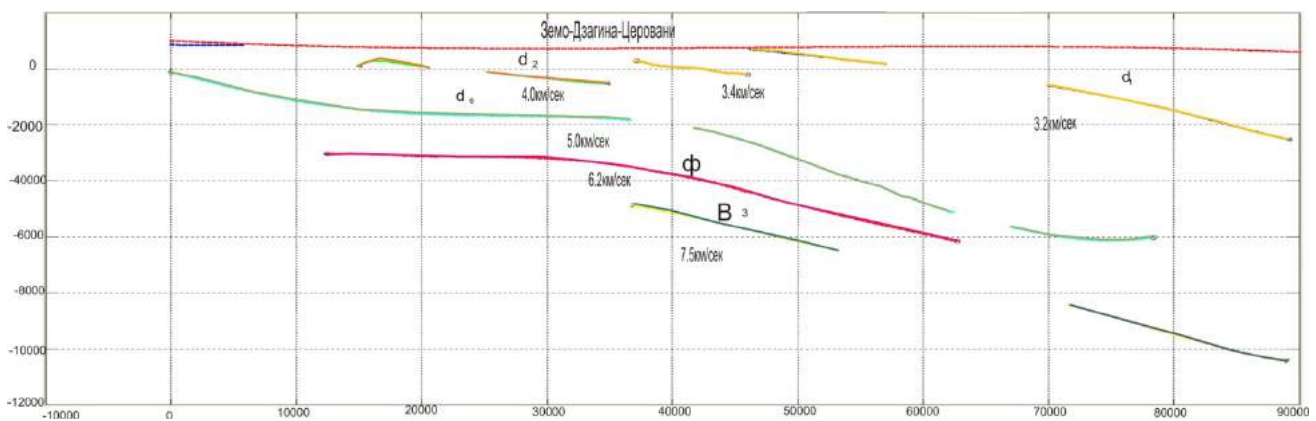


Рис.7.4.3.3. Сейсмический разрез профиля КМПВ «Земо-Дзагина-Церовани».

Таким образом, с учетом выше сказанного, соответствие между рассматриваемыми разрезами значительное, степень информативности они несопоставимы, томография читается многозначно и более достоверно.

Рассматриваемый разрез разломом по Игоетскому «перевалу» делится на две части – на Горийскую и Мухранскую, где основание осадочного покрова второй части на 3.0-3.5 км опущено. Во-вторых, это основание в Горийской части слева направо «ямочно»-каскадно опускается до названного глубинного разлома. Соответственно к этим «ямам» подогнан седиментационный покров

с ослаблением вверх влияния первоначального «ухабистого» расположения «ям». В этой части у осадочного покрова наблюдается неоднородность седиментного состава и мощностей стратогоризонтов. В Мухранской части от основания до дневной поверхности все устроено относительно проще, за исключением двух глубинных разломов и увеличением мощностей осадочных слоев.

В целом, по разрезу наблюдается конседиментационная тектоника; вместе с погружением фундамента на восток происходит перегиб структурных форм по названному направлению. Видимо здесь с погружением происходило не пассивное погружение фундамента, а активная перестройка консолидированной коры.

Сейсмический разрез (рис.7.4.3.3) профиля «Земо-Дзагина-Церовани» по конфигурации границ преломляющих волн от подошвы, т.е. фундамента, до кровли последнего преломляющего горизонта аналогичен томографическому очертанию того же профиля в чертах осадочного покрова. По разрезу выделяются 5 преломляющих горизонтов скоростных неоднородностей, из которых верхние три по профилю прослеживаются весьма фрагментарно, очевидно, из-за редкой системы отстрела (наблюдений) профиля. Предполагается, что при густой системе отстрела можно было бы не только проследить полнее верхние горизонты, но и выявить дополнительные преломляющие горизонты. Два нижних горизонта прослеживаются хорошо, но могло быть лучше при двойном перекрытии системой отстрела. Тем не менее, по скоростным параметрам и занимаемому уровню в разрезе, и по данным глубоких скважин, можно определенно сказать, что эти горизонты проходят в низах осадочного слоя и прослеживаются непрерывно. Это говорит о том, что соответствующие им преломляющие горизонты простираются также непрерывно и имеют мощность больше половины длины преломляющих в них волн, т.е. больше 300-500 м. Самый нижний горизонт имеет граничную скорость 5.8-6.3 км/с и соответствует древнему кристаллическому основанию т.е. геологическое положение этого горизонта определено уверенно. Скорость верхнего горизонта 4.8-5.2 км/с; в этот интервал скоростей вмещается несколько литологических разновидностей осадочных пород, в основном из меловых и юрских образований. С целью их отдельного определения надо дополнительно привлечь данные глубоких скважин «Шиндиси» и «Кицниси», где вскрыты несколько сот метров известняков мела. Ниже этого горизонта, пройдя несколько сот метров, скважины остановлены в байосских порфириновых образованиях. В связи с близостью по кинематической характеристике меловых карбонатных и байосских порфириновых образований, под сейсмическим горизонтом скоростного раздела 4.8-5.2 км/с следует подразумевать эти оба типа пород. На площади Дзагина у первого пункта взрыва горизонт совпадает с выходом вулканогенов байоса, к востоку на закрытых площадях байосские перекрываются меловыми отложениями и там сейсмический горизонт прослеживается по карбонатным отложениям мела и т. д.

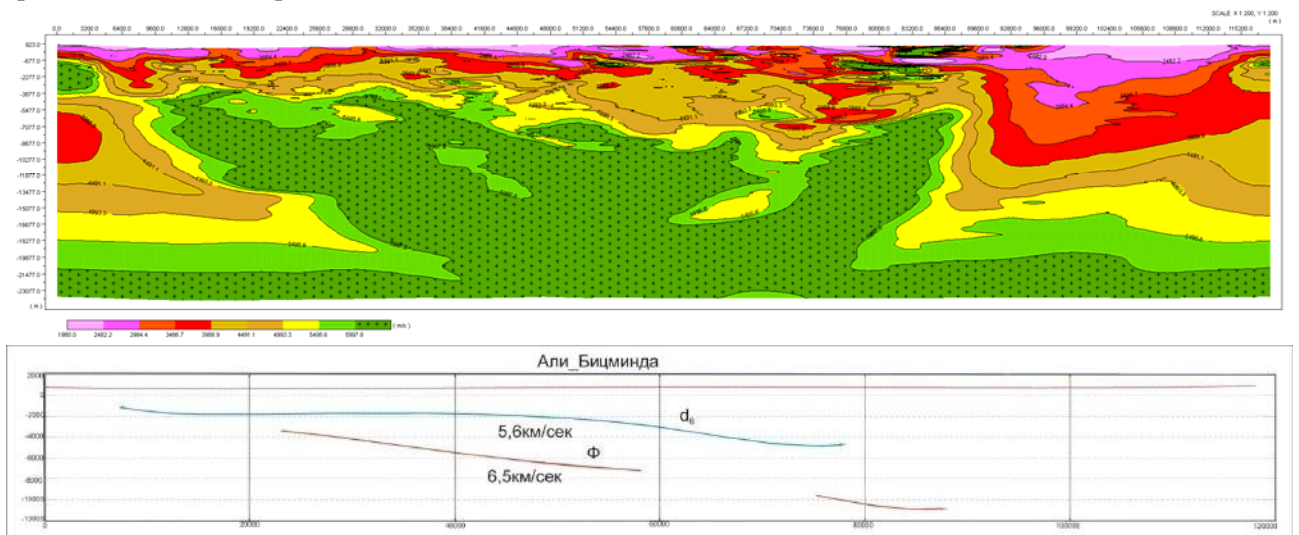


Рис.7.4.3.4. Томографический разрез профиля КМПВ «Али-Бицминда».

Переходя к характеристике томоразреза профиля «Али-Бицминда» (рис.7.4.3.4), который в Горийской депрессии проходит южнее предыдущего профиля, а затем после Игоети в Мухранской депрессии проходит севернее того же профиля и заканчивается в Эрцойской долине у предгорья Сагурамского хребта с севера. Следует отметить заметное сходство между этими параллельными профилями, но отстающими друг от друга на несколько десятков километров. Характерно, что оба разреза осадочного слоя сложены литофациально изменчивым многообразным составом с различной

мощностью. У с.Али-Бицминда мощность осадочного слоя равна 1 км, в центре Горийской депрессии до 4 км, с включениями «ксенолитов» подошвенных пород, которые перекрывают кристаллические основания весьма неровной поверхности, отчасти вклинившейся в осадочную толщу, отчасти осадочная толща подогнана к основанию при седиментации. От с.Али-Бицминда до с.Игоети эти два горизонта осадочный слой и фундамент залегают «зубчато» по отношению друг к другу. При этом допускается, что Горийский блок приподнят по отношению к Мухранскому на 3.0-3.5 км «предигоетскими» парными глубинными разломами. После с.Игоети поверхность кристаллического основания выравнена и осадочные горизонты слабоскладчато лежат на нем, образуя центрально-клинальную синклиналию глубокую, до -9 км, структуру.

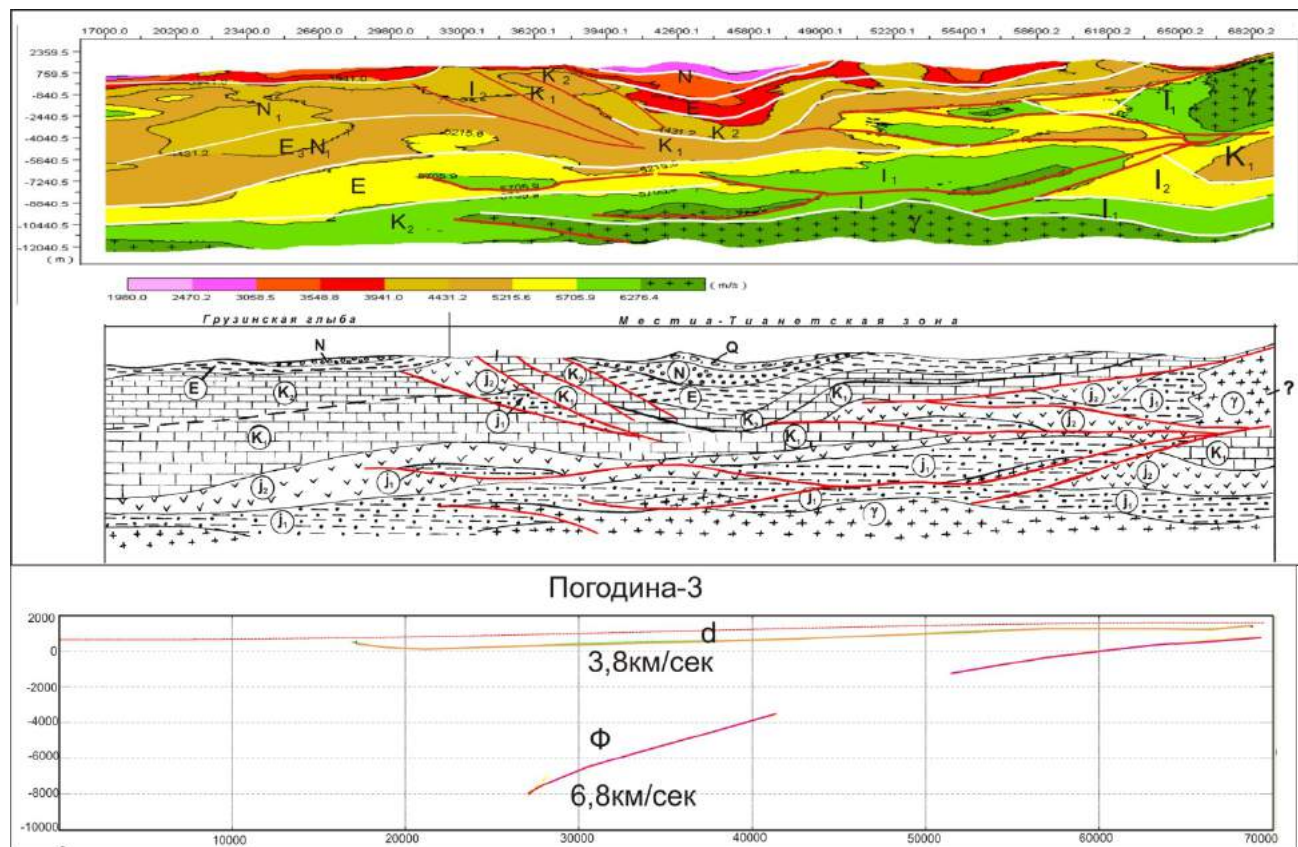


Рис.7.4.3.5. Сейсмо-томоразрез профиля КМПВ «Погодина-3» и накладка к нему - прогнозирование корового разреза.

Профиль «Погодина»-3 начинается от р.Куры, у устья р.Лехура, следует по ней до с.Игоети, переходит в Мухранскую депрессию и по р.Ксани прослеживается до ее верховьев. По конфигурации томо-рисунка и раскладу скоростных изолиний разрез выделяется своим выступающим южным началом изоглубин мощных отложений мезо-кайнозоя, с прогнувшимися молодыми образованиями в средней части и приподнятыми древними породами у подступов к горной системе Южного склона Б.Кавказа. Самый южный отрезок профиля, соответствующий Аджаро-Триалетской зоне, налезает с юга и вдавливают южные окраины Грузинской глыбы, а какие-то тектонические силы сгибают и опускают ту же глыбу глубоко в части Мухранской депрессии. В конце профиля в самой нижней части отложений мезо-кайнозоя наблюдаются огромные бруски и глыбы с высокими скоростными параметрами, которые, вероятно, относятся к древним кристаллическим образованиям. Таково, коротко, формальное объяснение томоразреза профиля «Погодина-3». Что касается его прогнозного структурно-лито-стратиграфического строения, это можно наглядно прочесть на разрезах (рис. 7.4.3.5).

Профиль «Погодина»-2 (рис.7.4.3.6) начинается по левую сторону р.Куры в нескольких километрах от нее по меридиану с. Дзалиси, проходит Мухранскую депрессию в направлении этого села и по проселочной дороге через с.Коринта доходит до Южного склона по Пасанаурской широте.

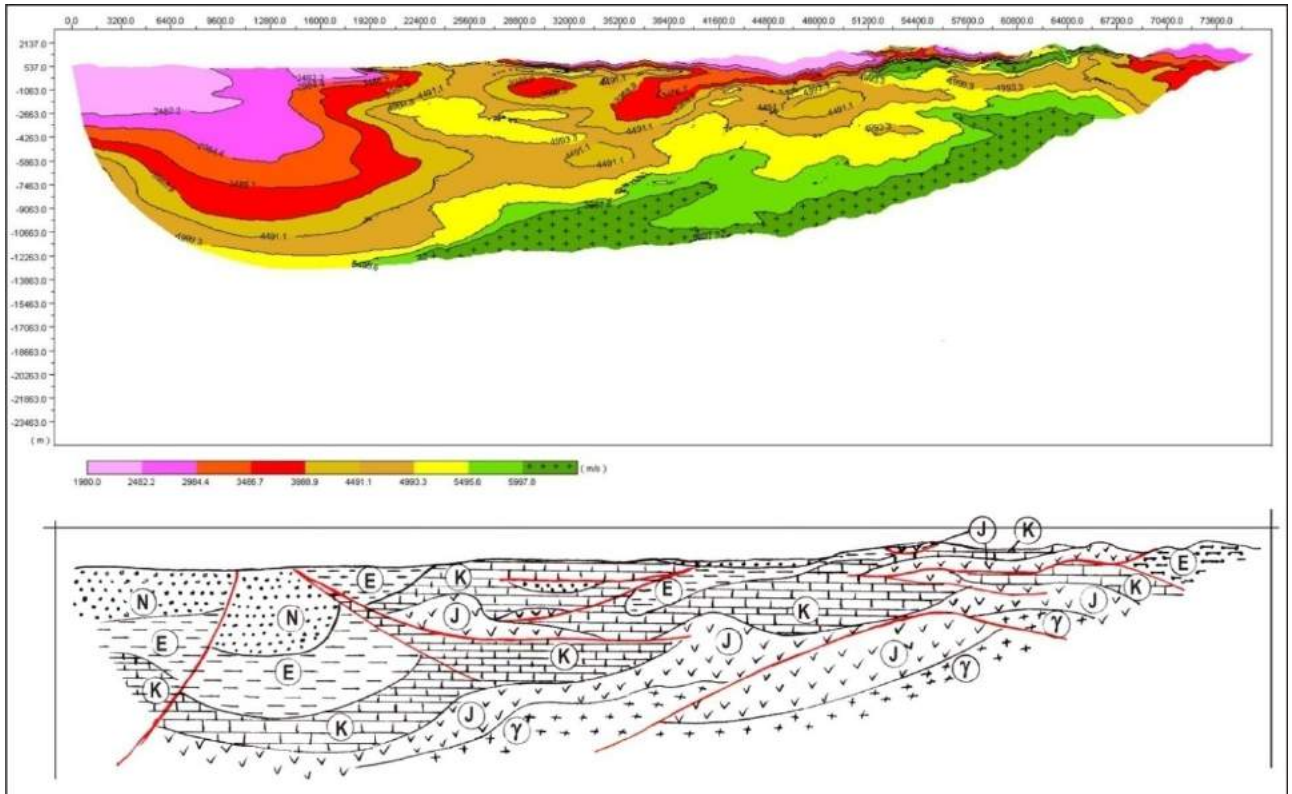


Рис.7.4.3.6. Томографический разрез профиля КМПВ «Погодина-2» и накладка к нему - прогнозирование корового разреза.

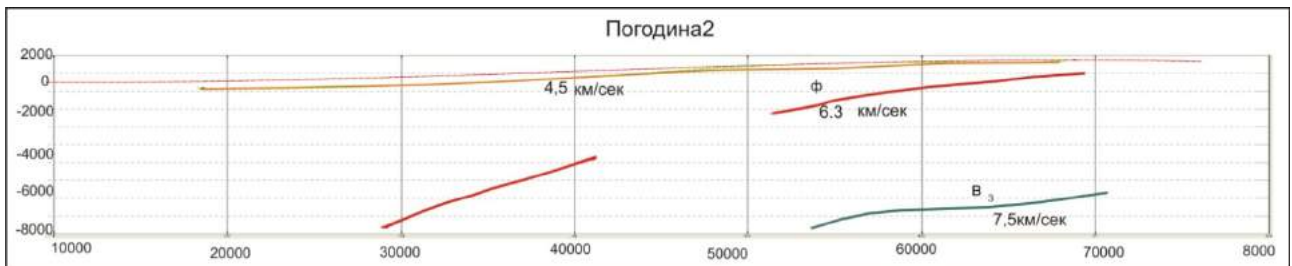


Рис.7.4.3.7. Сейсмический разрез профиля «Погодина-2».

Томоразрезы этих двух профилей (Погодина-2 и 3) в пределах их перекрытия, за исключением южных частей, похожи, как один к одному. Профиль «Погодина-2» начинается на склоне Квернакского хребта, где верхний геологический разрез содержит мощные слои миоплиоцена и верхнего палеогена. Эти отложения на томоразрезе обозначены яркими цветами низких скоростей, поднимающихся из глубины до дневной поверхности в сторону Грузинской глыбы. Дальше к северу геологическая обстановка развита по варианту профиля «Погодина-3». Мощные отложения мезокайнозоя куполообразно приподняты. Далее на север с клиноформным сокращением мощности палеоген налегает на отложения мощного мезозоя, но, в целом, клинообразно уменьшается к северу. Вместе с тем, вся толща осадочного слоя в Мухранской депрессии, принимая синклиналиную форму, максимально погружается у горного подножия, заполненного соответствующими миоплиоцену низкоскоростными отложениями. Начиная с раздела Грузинской глыбы и Местиа-Тианетской зоны в сторону последней происходит коренное изменение осадочного разреза. Под тонким миоплиоценом так же тонкой пластиной лежит сплошное тело длиной до 10 км со скоростью порядка скоростей древних уплотненных пород и кристаллического фундамента. Под этим образованием расположены отложения со скоростью, соответствующей мезопалеогеновым - средней мощности, а ниже – огромный брусок высокоскоростных пород на всю ширину Мухранской депрессии с «сорванным основанием», что является, как нам представляется, результатом шарьяжных явлений и отражает морфологию подошвы осадочного слоя с погружением Мухранского прогиба.

Другие горизонты из-за редкой системы отстрела профиля и, по-видимому, сложной тектоники не прослеживаются.

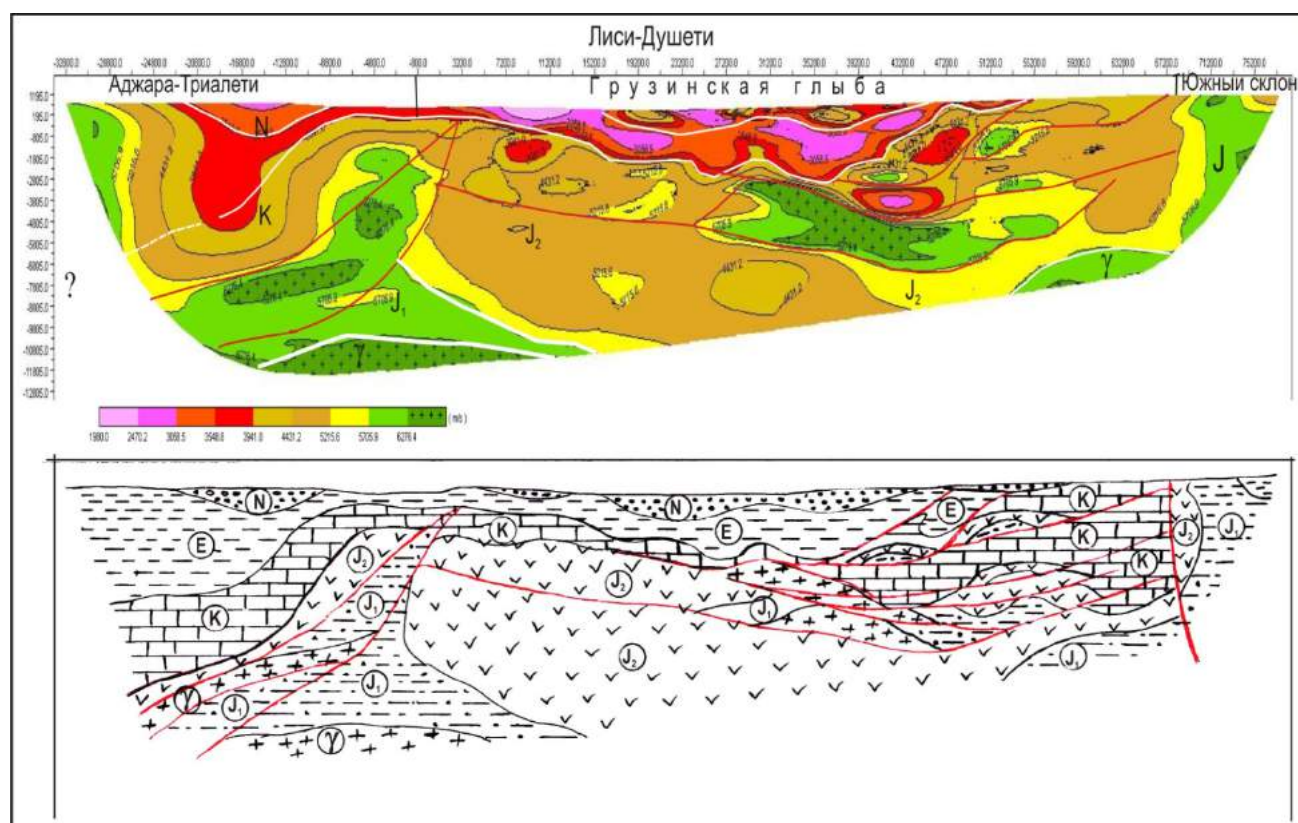


Рис.7.4.3.8-а. Томографический разрез профиля КМПВ «Лиси-Душети»

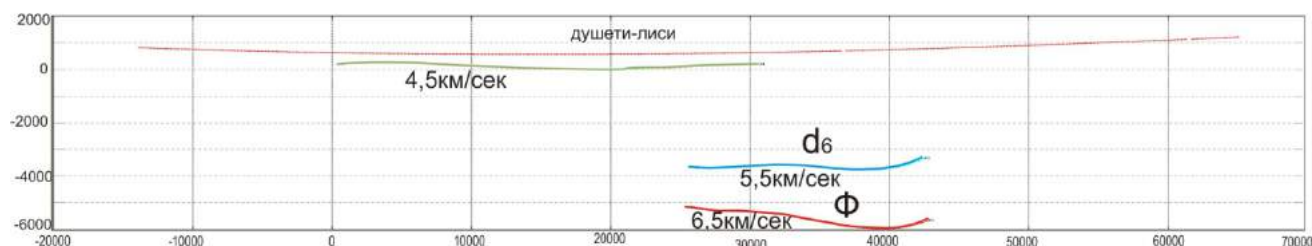


Рис.7.4.3.8-б. Сейсмический разрез профиля «Лиси-Душети».

Профиль «Лиси-Душети» начинается у оврага р.Вере западнее оз.Лиси, прослеживается до ЗАГЕС-а, сворачивает к р.Арагви и проходит по ней до Пасанаури. Томограмма этого профиля (рис.7.4.3.8-а) нами читается так: в начале прослеживаются приподнятый эоцен и меловые образования с фундаментом, а в пределах Лисской площади доминирует синклиний с осложнением и, в меньшей степени, антиклинальной структурой. Здесь скважиной «Лиси-1» вскрыт полный палеоген, что хорошо отражено на томоразрезе. Под ним меловые отложения с глыбой ксенолитов и высокоскоростных пород фундамента, а еще ниже – приподнятый массивный фундамент. Над этим фундаментом в интервале Лиси-ЗАГЕС меловые и, возможно, частично юрские отложения с древними высокоскоростными породами подняты почти до дневной поверхности и перевернуты в сторону Грузинской глыбы. Далее прослеживается картина, схожая с профилями «Погодина»: фундамент за Мцхетой глубоко опускается каскадно под разломами; над ним в два этажа прослеживаются мезо-кайнозойские отложения; а в подошве – мезо-эоценовые, наклоненные на север с утонченной мощностью. Затем следует повторение тех же горизонтов с включениями глыб и пластин высокоскоростных пород фундамента. Над последними образован прогиб миоплиоцена с максимальным погружением на площади Жинвали, где северный борт этого прогиба сужен и наклонен круто до опрокидывания на юг, а южный с равномерным утончением покоится на мезо-эоценовом основании без лишних осложнений.

Рассмотренные томоразрезы профилей «Погодина» 3, 2 и «Лиси-Душети» охватывают площадь наиболее близкого соприкосновения различных тектонических зон: Аджаро-Триалетской, Грузинской глыбы и Южного склона (Местиа-Тианетской и частично Гагрско-Джавской) Большого

Кавказа. Считаем, что следующее заключение на всех разрезах упомянутых профилей правомерно – если Аджаро-Триалетская зона в этой части относится к Малому Кавказу, тогда площадь Мцхета-Ахалгори-Душети-Жинвали является тектоническим узлом коллизии мегаструктур Большого и Малого Кавказов и их межгорной системы – Закавказского микроконтинента. Проявление здесь различных тектонических процессов и структур (глубоких, крытого шарьяжного надвигания) естественно и не должно вызывать вопросов.

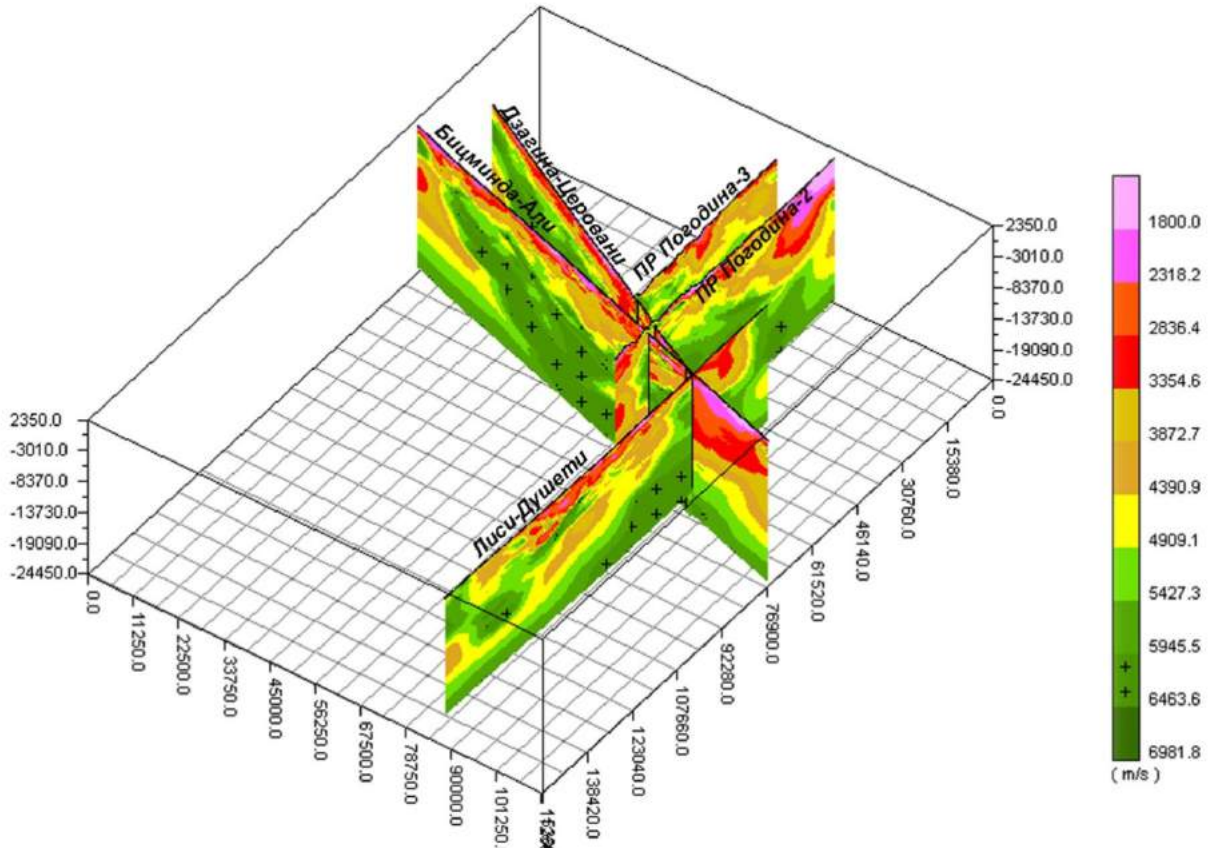


Рис.7.4.3.9. Блок-диаграмма томоразрезов профилей КМПВ Картлийско-Эрцойской зоны

Позднее мы еще раз коснемся этого вопроса, пока же рассмотрим, как отражены в геофизических полях стратиграфические горизонты в Картлийско-Эрцойской зоне, установленной согласно карте морфологии складчатого основания-кристаллического фундамента (рис.6.2.3). При этом надо заметить, что все последующие морфоструктурные карты, как и предыдущие, разделены на две части – Западной и Восточной Грузии, а характеристика их приводится здесь по зональности, определенной по фундаменту складчатого основания.

Самый нижний стратиграфический горизонт, по которому было возможно составить карту (схему) по имеющимся материалам, это горизонт верхнего мела (рис.6.1.27). На этой схеме рассматриваемая зона представлена неполностью, однако общая структурная картина на уровне верхнего мела ясна. В северо-западном углу площади, южнее глубоких скважин Шиндиси и Кицниси, примерно, на Горийской долготе изолинии -3км и ниже отмечают погружающийся к востоку и расширяющийся периклин. В Мухранской депрессии восточнее Одзиси изолиния с отметкой -6000 м, которая одним концом проходит севернее Тбилиси, а другим охватывает Эрцойскую равнину и замыкаясь в южной Кахетии оконтуривает синклиниорий. Мцхета-Натахтарская площадь на схеме отмечена изоглубиной -6500м.

На более детальной карте масштаба 1:50000 (рис.7.4.3.10) меловой горизонт представлен иной рисовкой, которая нам представляется неточной для определения разрывных нарушений. Здесь преимущественно развиты надвиговые нарушения, далеко перекрывающие нижние горизонты, а не взбросовые, как показано на карте (рис.7.4.3.10).

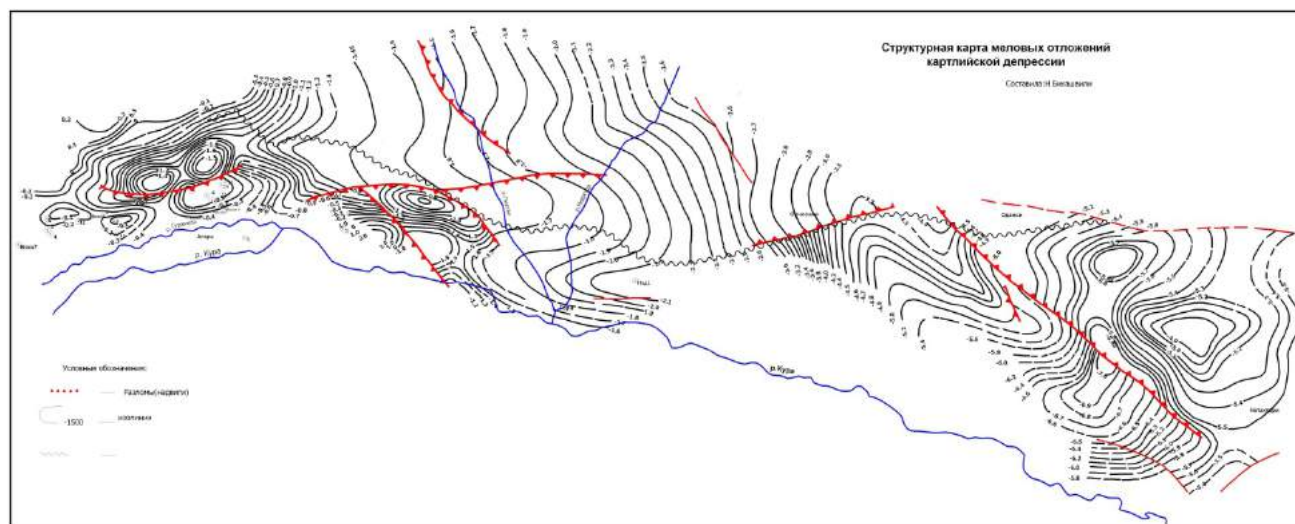


Рис.7.4.3.10. Структурная карта меловых отложений Картлийской депрессии (по материалам «Грунефтегеофизики»).

Выше верхнего мела на территории Восточной Грузии на Картлийско-Эрцойской площади морфоструктурные карты составлены на всех стратиграфических горизонтах. При этом следует отметить, что они составлены по региональным профилям, компиляционным способом проецирования одинаково направленных практических профилей, порой отстающих друг от друга на значительное расстояние. Требовать от таких профилей сохранения первоначальной точности нельзя, хотя временные разрезы их стыкуются достаточно хорошо. Тем не менее, эти временные разрезы являются осредненными и не удовлетворяют требованиям составления крупномасштабных структурных карт. Поэтому рассматриваемые нами карты сейсмических горизонтов являются морфоструктурными, региональными и могут, порой, в деталях отличаться от структурных карт крупного масштаба. Такое положение должно распространяться на сейсмические разрезы ОГТ при компиляции близких параллельных профилей, что видно из ниже приведенных рисунков. Геологическое толкование каждого из них в отдельности не имеет смысла, да и невозможно; попытаемся рассмотреть их вместе по участкам.

О морфоструктурном характере верхнего мела на площади Картлийско-Эрцойской зоны вкратце уже было сказано, но поскольку мы рассматриваем морфоструктурные карты кайнозоя по участкам в едином комплексе, основанием которых являются образования верхнего мела, в наши обзорные рассуждения целесообразно включить и морфоструктурную карту верхнего мела. На рисунке 6.1.27 представлена структурная карта меловых отложений, составленная по данным ОГТ Картлийской депрессии, а на другом рисунке 7.4.5.10 представлена морфоструктурная карта эрозированного верхнего мела, составленная по данным КМПВ Картлийско-Кахетинской депрессии. Эти две карты сопоставимы в части Картлийской депрессии, но не находят полного соответствия. Вместе с тем, имеется карта фундамента (рис.6.2.3), где Картлийская депрессия отражена в целом отрицательной морфоструктурой и над ней развита надстройка отложений мезокайнозоя, которая должна, в какой-то степени, отражать морфологию фундамента. Морфоструктуру последнего принимаем в качестве более достоверной, ибо он является фактически депрессией в физио-географическом и геологическом представлении, и подошва осадочных образований, развитых над ним, должна быть подогнана общей формой к фундаменту. В этом плане структурная карта меловых отложений (рис.7.4.3.10) не соответствует данному предположению. Она отображена не единой структурой правильной формы, а построена различными фрагментами положительных и отрицательных структур. Вторая карта эрозированного верхнего мела (рис.7.4.5.10) в структурном отношении представляется нам более оптимальной.

На площади Картлийской депрессии главной геоморфологической и, пожалуй, тектонической структурой является Квернакский хребет. На долготе Горийского меридиана, как уже говорилось, периклином заканчивается структура с центром, находящимся западнее Гори на перевальном участке, который смещен к северу по отношению к Квернакскому хребту. Периклин, отмеченный на уровне верхнего мела, к востоку затухает и расширяясь смещается к северу в Гори-Мухранскую депрессию (рис.6.1.25). Квернакский хребет в этой структурной ситуации вписывается, как южный борт депрессии, слегка инверсионной огромной синклиальной (возможно, синклиория) структуры.

Вместе с тем, на участке наблюдается фрагмент тектонической пластины, изоглубины которой под углом в 40°-60° пересекают изоглубины автохтонного горизонта.

Морфоструктурная карта по поверхности среднего эоцена (E_2^2) читаема по Куринской депрессии восточнее Горийской долготы. Квернакский хребет на этой карте уже с юга, за Курой представлен моноклиальной структурой с изоглубинами от -2250 до -4000 м. Затем после с.Игоети в Мухранскую депрессию в сторону с.Жинвали изоглубины прослеживаются в виде структурного «носа» до Эрцойской равнины. На участке Натахтари изоглубины погружаются до -5250 м, а на участке Мцхетско-Дзегвской площади развита тектоно-пластина надвига, поступающая с северо-востока и налегающая на автохтон на глубинах -1000÷-1500 м.

На уровне верхнего эоцена морфоструктурная карта по рассматриваемой площади изменена незначительно. Кавтисхевская куполообразная морфоструктура со страто-изогипсом -1000 м северо-восточным крылом погружается в сторону Жинвали в виде структурного «носа» до глубины -4000м.

Майкоп на площади Картлийско-Эрцойской зоны имеет большее распространение на запад, чем на аналогичных картах эоцена. В структурном отношении периклиальный выступ Гори-Руисского перевала расширяется по площади и достигает Игоетского структурного узла. На южном борту депрессии Квернакский моноклин остается без изменения. Кавтисхевская куполообразная структура сужается и затухает через Квернакский моноклин.

На морфоструктурной карте среднего миоцена (рис.6.1.16) структурный план сужается к Квернакскому хребту, а горизонт поднимается на левой пойме р.Куры до абсолютного нуля; Кавтисхевская структура остается за южным бортом Гори-Мухранской депрессии.

На нижнем сармате Гори-Руисская структура на 500 м выше изогипс, окружающих ее с севера. Гори-Мухранская депрессия погружается к востоку до -3500м. Кавтисхевская расширена и изогипсами прослежено только ее северное крыло на уровне +500м.

Из всех аналогичных карт Куринской депрессии морфоструктурная карта среднего сармата охватывает площадь больше, как в длину, так и в ширину, и более рельефна и достоверна (рис.6.1.12). Это трудно объяснить, но то, что она полнее и достовернее отражает геологическую обстановку верхнего миоплиоцена, в этом сомнений нет. Эта геологическая обстановка требует детального рассмотрения. На этой карте Гори-Руисский перевал остается возвышенной страто-изогипсой -250 м. Восточнее него на Горийской долготы по всему пересечению депрессии образована узкая впадина, которая с обеих сторон расширяется и опускается еще на 500 м. Квернакский моноклиальный склон продолжает опускаться в северо-восточном направлении с поперечными значительными системными изгибами страто-изогипсов. По северной периферии Гори-Мухранской депрессии у предгорий со стороны р.Арагви образован прогиб широтного простирания. Прогиб максимально опущен у с. Аргали до -3500м. С этого места по течению Арагви прогиб центроклинально поднимается и у слияния Арагви с Курой на уровне +259 м образуется складка Мцхетско-Дзегвского простирания.

Перейдем к рассмотрению карты верхнего сармата (рис.6.1.11). Видим, что верхний сармат, во-первых, разделен на две части. Во-вторых, от Сартичала до Какабети верхний сармат не прослежен, горизонт отступает на север; и в третьих, на обеих частях широко развито тектоническое раздвоение толщи горизонта надвигового характера с измененным структурным планом. Автохтонное залегание верхнего сармата на площади Картлийско-Эрцойской зоны весьма ограничено. На Квернакском хребте горизонт верхнего сармата выходит на дневную поверхность. С севера его ограничивают страто-изогипсы с отметкой -250 м. Западнее Горийской долготы наблюдается та же поперечная впадина, как и на картах верхнего миоцена. Далее на запад от данной впадины изоглубины верхнего сармата поперечного простирания поднимаются до отметки +750м. У Натахтари по пересечению Арагви проходят нулевые изогипсы горизонта верхнего сармата, к северу от которых прослежена южная половина широкой синклинали, а к югу почти вертикально наклоненный к северу периклин. На всё это с обеих сторон Арагви широким фронтом надвинут тектонический пласт, погружающийся на север до предгорьев южного склона Б. Кавказа (рис.6.1.11).

Меотис-понт выделяется поперечной отрицательной структурой только в самой северо-западной части Горийской депрессии у ее северной предгорной части (рис.6.1.8).

Акчагильские изоглубины описывают Гори-Мухранскую депрессию по всей ширине вдали от Горийской долготы, с эпицентром погружения у с.Каралети -150 м, и постепенно поднимающиеся в Жинвальском направлении, где их отметка равна -50м (рис.6.1.7).

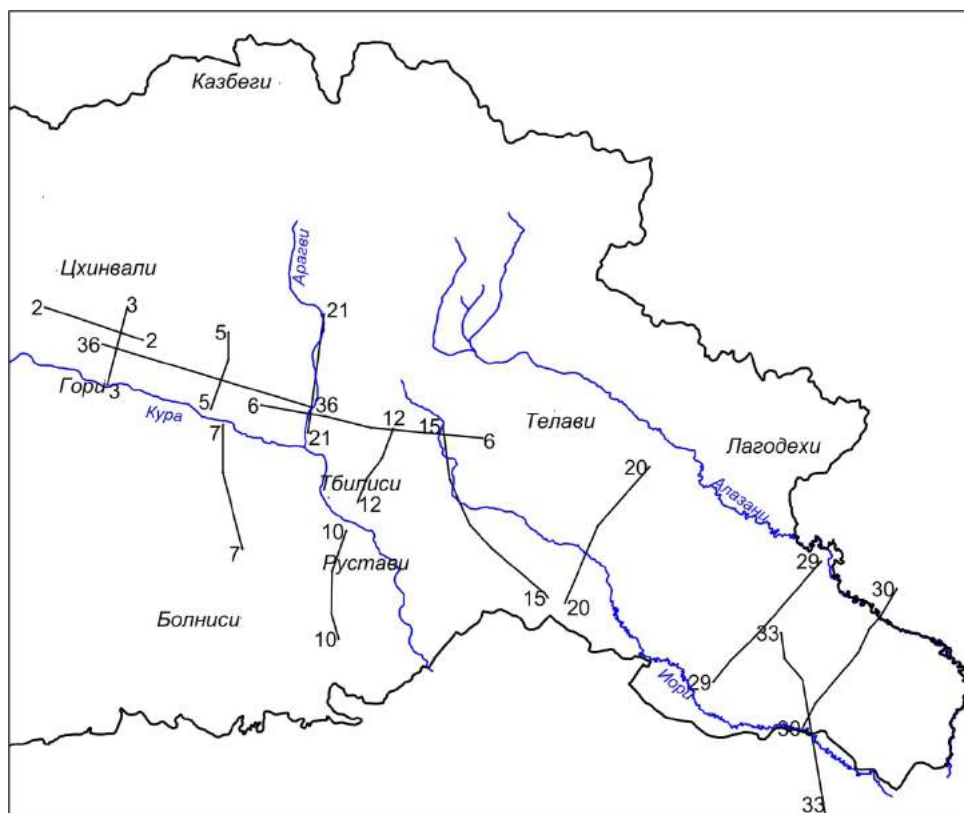


Рис.7.4.3.11. Схема региональных профилей ОГТ по Восточной Грузии, фрагмент (глубинные разрезы по ним рассматриваются ниже).

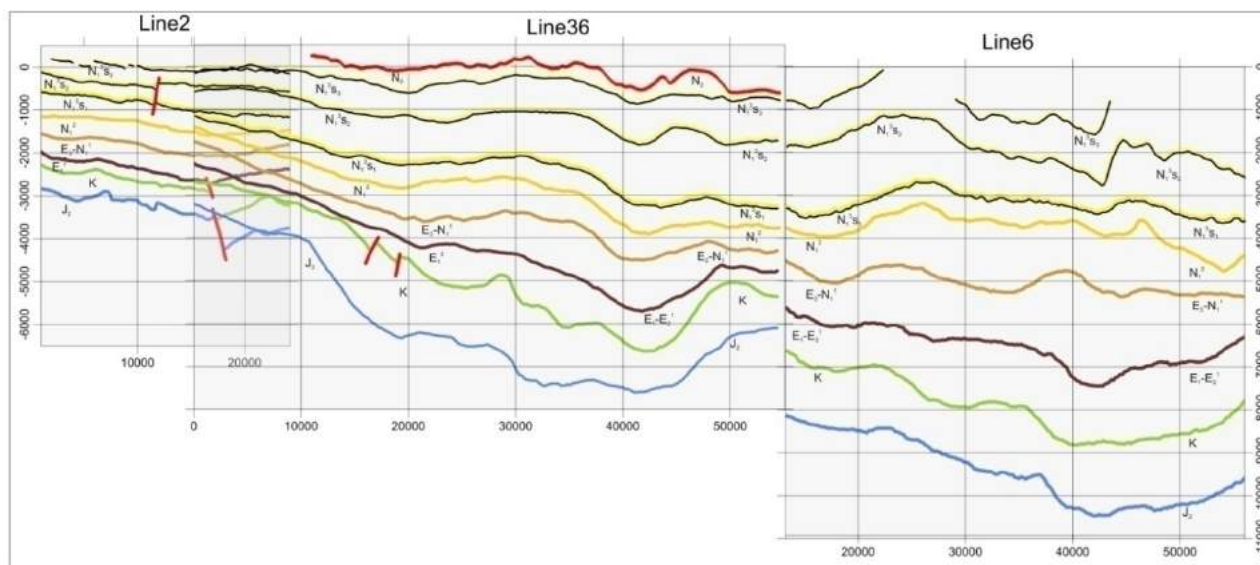


Рис.7.4.3.12. Сейсмо-геологический разрез ОГТ на пересечении Картлийской и Гаре-Кахетинской площадей (разрез является компиляцией; некоторые неувязки в нем обусловлены несовпадением профилей в плане).

Выше приведенная стратиграфическая последовательность Гори-Мухранской депрессии в региональном плане приведена на разрезе (рис.7.4.3.12). По разрезу очевидно структурное строение депрессии и ее седиментно-палеотектоническое блоковое расчленение. В этом плане трудно определить являются ли те или иные деформации и неувязки кон- или постседиментационными?! Но, несмотря на очевидность его структурного положения, разрез требует объяснения.

Для начала надо оговориться, что конседиментационные тектонические нарушения в большей части мелкие и несосредоточенные (с большой дисперсией), геофизическими методами устанавливаются труднее, чем постседиментационные. Последние более резкие, с большим аномалиеобразующим эффектом и сконцентрированные, вероятно, во времени. Каждый из выше

приведенных сейсмических горизонтов характеризуется своеобразным литолого-фациальным составом, изменением по простиранию и мощности, и самой фацией. Обо всем этом коротко пойдет речь ниже.

Гори-Мухранская депрессия пересечена от угла до угла в интервале профиля Line-2 и Line-36 (см. надпись на разрезе). Эти отрезки профиля выполнены компанией ЖКХ, проходят в плане параллельно в одном направлении и смещены по отношению друг к другу на плоскости наблюдения. Неувязки в разрезе между профилями, хотя и небольшие, очевидно, обусловлены разностью их глубин залегания (примечание для принятия к сведению).

С учетом сказанного, если проследить разрез (рис.7.4.3.12) снизу доверху и критерием расчленения разреза на блоки принять критическую точку перелома линий изоглубин, таких системно расположенных точек на всех горизонтах мы не найдем. Такие точки перелома можно заметить на самых нижних горизонтах средней юры и верхнего мела, от которых эти горизонты резко под различными углами наклонены к востоку. От этих пунктов начинается различное погружение сторон прогиба, от этих пунктов начинается различие их по мощности и, вероятно, литофациальному составу. Эти пункты примерно соответствуют месту нахождения Бершуетской глубокой скважины, в нескольких километрах западнее от отмеченного нами Лехурского тектонического узла, восточнее которого развита Мухранская депрессия.

Если в начале профиля в пределах Line-2 наклон отмеченных горизонтов с восточным креном варьирует в пределах 5° - 10° , то в указанных точках перелома изоглубины падают в пределах -35° - 45° . На верхних горизонтах точки перелома перемещаются по-разному, в зависимости от стратопорядка в интервале Лехурского тектонического узла до Мухранской депрессии. Таким образом, Гори-Мухранскую депрессию со средней юры (о нижних юрских отложениях нет информации) можно разделить на два седиментно-тектонических блока. Можно сказать, что со средней юры Гори-Мухранская (уже с того момента) впадина, развивалась одновременно блочно, в различном седиментно тектоническом контексте. Гори-Мухранская депрессия в тектоническом отношении в региональном плане является предгорной прогиб-впадиной.

По структурно-корреляционной связи страто-горизонты в вертикальном разрезе группируются по-разному. В группе из средней юры, мела и эоцена каждый последующий горизонт повторяет морфо-структуру предыдущего. С майкопа начинается формирование другой структурной группы – майкоп, средний миоцен и нижний сармат, и третья группа – средний сармат, верхний сармат.

Литолого-фациальный состав каждого горизонта разреза (рис.7.4.3.12) дан на рис.5.1.12. Из всех прослеженных в разрезе стратиграфических горизонтов более однородным в лито-фациальном отношении представлена средняя юра. Она представлена вулканогенными отложениями порфиритового состава большой мощности в западной части профиля и утончающейся мощностью, вплоть до выклинивания, к востоку, что подтверждается и аэромагнитной съемкой. Если провести аналогию с разрезом на рис.7.4.3.13, второй горизонт снизу с индексом К, меловых образований, может оказаться различного лито-фациального состава отложений, образовавшихся в различных седиментно-тектонических условиях. Все это прослеживается наглядно на временных сейсмофациальных и графических разрезах, приведенных здесь для иллюстрации (рисунки 7.4.3.12, 5.1.12 и 7.4.3.13) и не требующих объяснения.

Профиль Line-3 (рис.7.4.3.13.) проходит в приподнятой части Гори-Мухранской депрессии от Куры вдоль Горийско-Руисского перевала по направлению к скв. «Кицниси» и далее на севере в 5 км замыкается, не доходя, к сожалению, до предгорий южного склона Большого Кавказа.

Сейсмический разрез этого профиля можно разделить на две части: южную, небольшую с осложненной тектоникой, но полным стратиграфическим составом, и северную, с отсутствием признаков складчатости. Однако последняя интересна гладкостью сеймостратиграфических горизонтов, равномерностью мощностей и литофациальным составом горизонтов по простиранию, а эоцен здесь полностью пропущен. Тектоническое осложнение южной части профиля должно относиться к Аджаро-Триалетской зоне и является переходной ступенью между Аджаро-Триалетской и Гори-Мухранской зонами. К этой переходной полосе относится Квернакский хребет, начиная восточнее Карели до Мцхеты по окончании Гори-Мухранской депрессии, где тектоника в этом направлении становится напряженной, а Квернакский хребет приподнятым. Всему вышесказанному дает пояснение литофациальный разрез, представленный на рисунке 7.4.3.13-б.

Разрез профиля 3 (рис.7.4.3.13) интересен равномерной слоистостью, горизонтальным залеганием слоев и литофациальным составом, а также выклиниванием эоцена на стыке Аджаро-

Триалетской зоны с Грузинской глыбой и механизмом образования моноклинной структуры по всему Квернакскому хребту до Мцхеты.

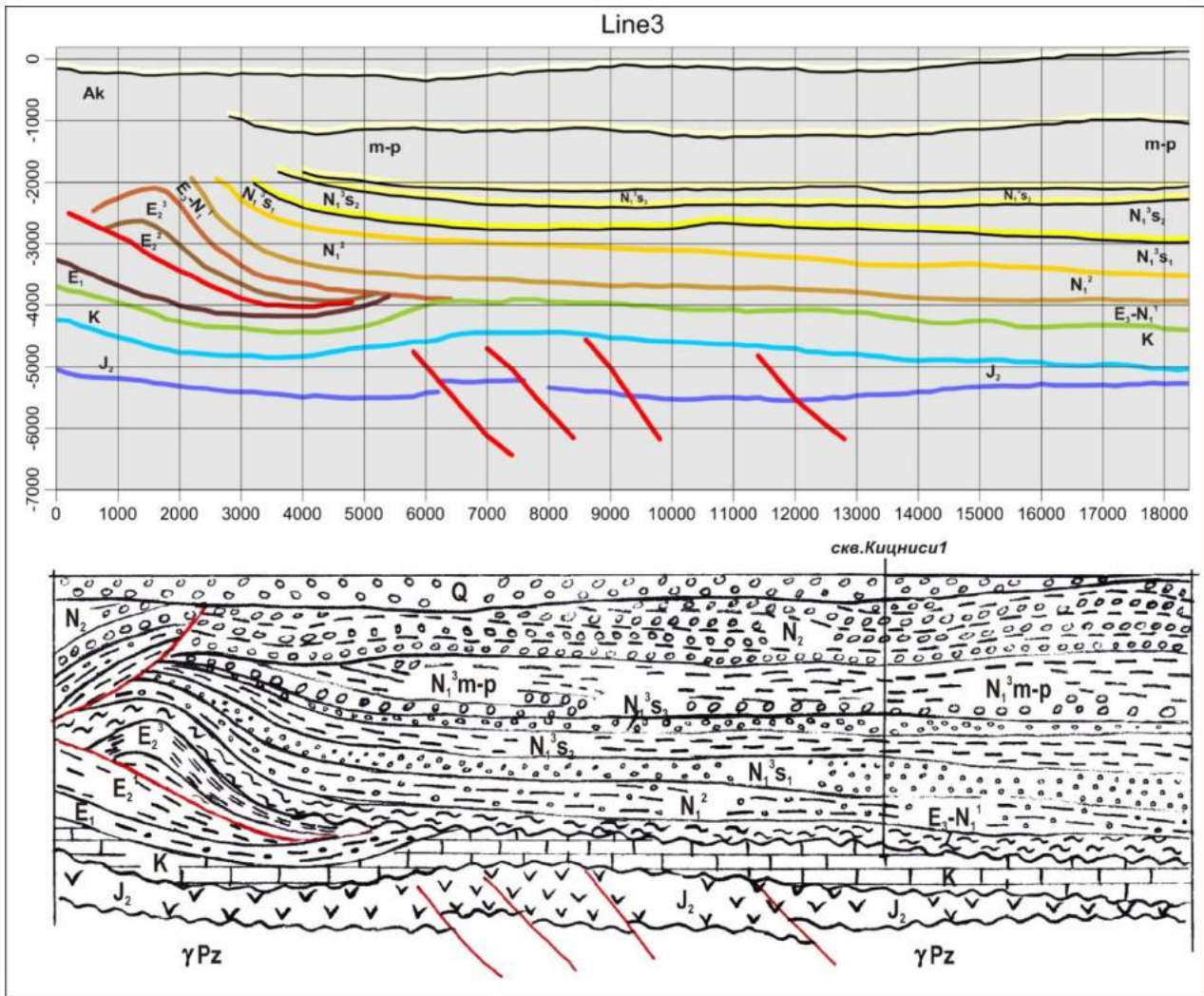


Рис.7.4.3.13. Сейсмогеологический разрез ОГТ Line 3 (Восточная Грузия)

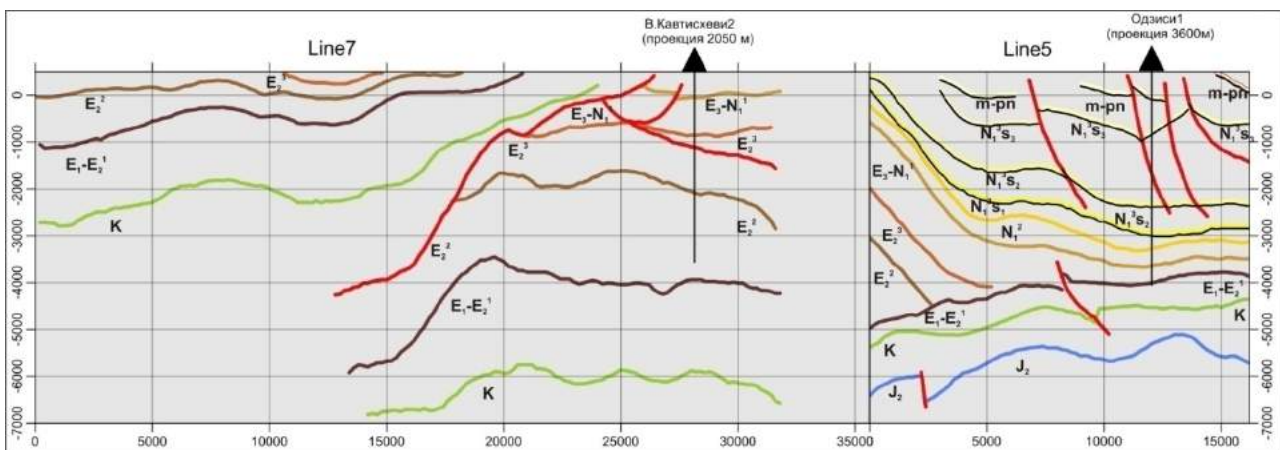


Рис.7.4.3.14. Сейсмогеологический разрез ОГТ на пересечении Кавтисхевской структуры с Триалетским надвигом и Игоетско-Квемочальский тектонический узел

Сейсмогеологический разрез на рис.7.4.3.14 представляет компиляцию из двух профилей Line-7 и Line-5. Первый проходит по пересечению Кавтисхевского тектонического узла Аджаро-Триалетской зоны, а второй – по Игоетско-Квемочальскому тектоническому узлу Гори-Мухранской депрессии Грузинской глыбы.

Различие между разрезами Line 7 и Line-5 колоссальное, а расстояние между ними только 3км. Line-5 в какой-то степени есть повторение предыдущего разреза – это особое структурное выделение интенсивного поднятия Квернакского хребта, такое же выклинивание и смытые майкопской трансгрессией средний и верхний эоцен. Характерными являются большая мощность палеогена и всей Аджаро-Триалетской системы, и надвиг, перемещенный горизонтально на 15-20 км с юга на север и на 7 км вертикально. Особо следует отметить разлом, проходящий между концами этих профилей. По морфологии горизонтов обоих разрезов на стыке видно, что между ними проходит глубинный разлом. У южного окончания профиля глубинные горизонты опускаются вниз, что могло произойти при наличии «пустоты», после чего эти горизонты под действием своей массы могли поднять вверх слабосцементированные, механически неустойчивые породы.

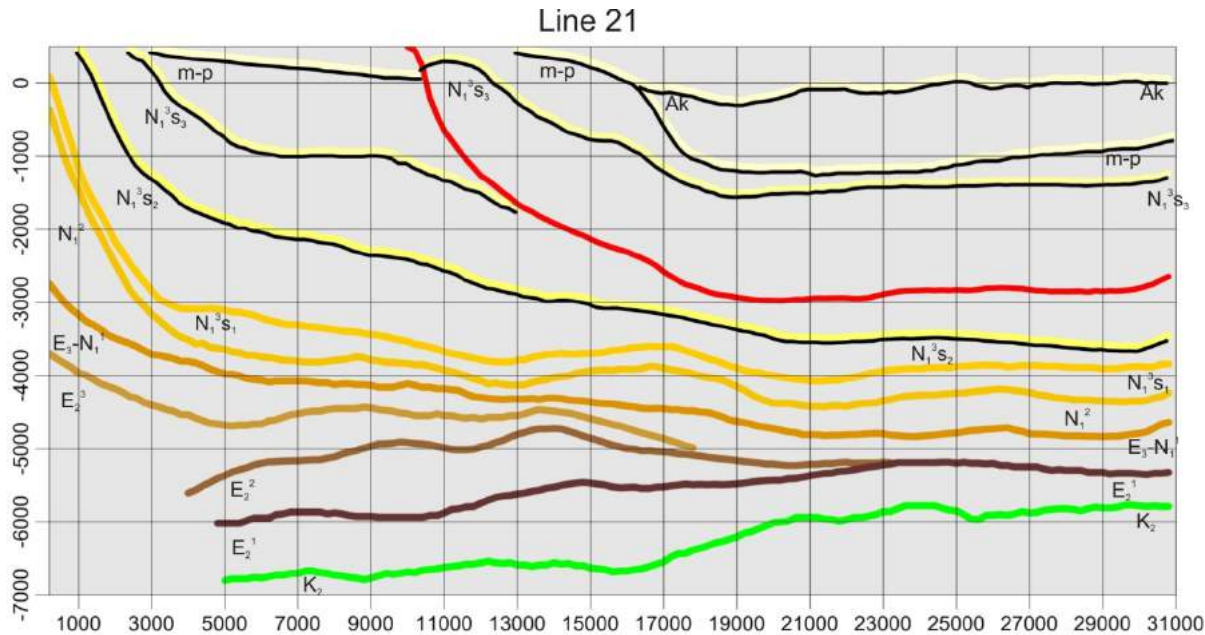


Рис.7.4.3.15. Сейсмогеологический разрез профиля ОГТ, проходящего по р.Арагви от г.Мцхета до пос.Жинвали.

Характерные особенности сейсмо-геологического профиля Line21 (рис.7.4.3.15) – полный стратиграфический разрез выше верхнего мела, слишком разные неравномерные мощности стратиграфических горизонтов по простиранию, а также выклинивание среднего и верхнего эоцена на север, тонкая слоистость майкопских и ниже-сарматских слоев и слишком толстая слоистость среднесарматских слоев. В отношении тектоники, названные три группы слоев характеризуются небольшой длиной, разно-периодичной складчатостью, не совпадающей между собой в плоскости разреза; в верхнем сармате наблюдаемый прослойный разлом, с горизонтальной амплитудой 5.0-6.0 км, надвинут на меотис-понтские отложения. В начале профиля наблюдается разделение разреза на уровне кровли среднего эоцена и подошвы верхнего эоцена, где нижние горизонты прогибаются вниз слабо, а верхние поднимаются вверх до опрокидывания на север. Аналогичное явление наблюдается по разрезу р. Лехура (рис.7.4.3.14, Line 5 и рис.7.4.3.13).

Все приведенные сейморазрезы ОГТ вместе с сейсмотомографическими разрезами позволяют обосновать наличие глубинного разлома по Куре Мцхета-Хашури, который возможно соединяется с Сурамско-Гокишурским разломом, а не Казбекско-Боржомским. Второе, что здесь можно установить, это механизм происхождения Квернакского хребта.

7.4.4. Караязско-Джейранчельская зона относительного погружения.

Сказать что-либо значительное об этой зоне по нашим материалам весьма непросто. Она, в основном, располагается на территории Азербайджана, и профили КМПВ, находящиеся в нашем распоряжении, своим началом частично охватывают эту площадь. Составленная по ним карта (рис.6.2.3) отражает морфоструктуру доальпийского кристаллического фундамента с моноклиальным относительным погружением с юга на север. Моноклиаль по всей длине отделяется разломом от Болнисско-Гянджинской тектонической зоны (по Ренгартену В.П., 1991). Зону пересекает начало профиля КМПВ «Акстафа-Лагодехи» (рис.7.4.5.5). На этом разрезе выделен

полный комплекс осадочных отложений с лейаса до современных включительно, подошва которых залегает на уровне -10 км. На глубине -6 км по уровню верхней юры наблюдается крупное поднятие. Верхний структурный этаж на этом разрезе прослеживается дифференцированно.

Более близкое к реальному представлению о строении Караязско-Джейранчельской зоны могут дать томоразрезы профилей КМПВ 17110 и 17220 (рис.7.4.4.1. и 7.4.4.2.). Начала томоразрезов этих профилей единообразно отображают последовательность скоростной градации от осадочного основания вверх к молодым образованиям, но об этом позже, сначала покажем, что в целом из себя представляют эти профили.

Профили начинаются на левой стороне Куры. Первый – 17110 начинается у селения Шихлы (Азербайджан), второй – 17220 проходит восточнее от первого на 5-6 км. В начале они проходят через Караязско-Джейранчельскую, Удабно-Кизихскую зоны, затем переходят в Самгорско-Гомборскую и в районе Манави у подножия Гомборского хребта завершаются. Они проходят по площади самого глубоко опущенного фундамента в регионе после Ширакско-Аджинаурской зоны.

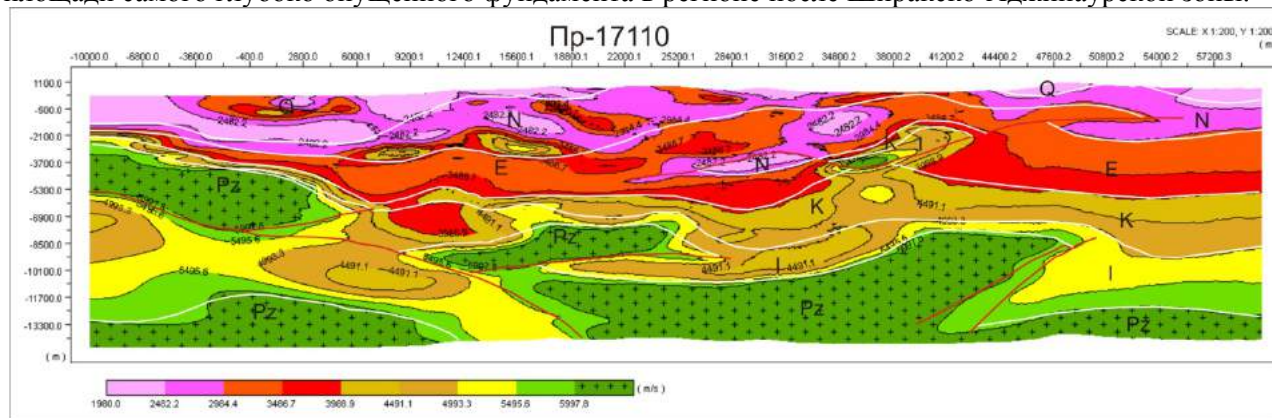


Рис.7.4.4.1. Профиль 17110

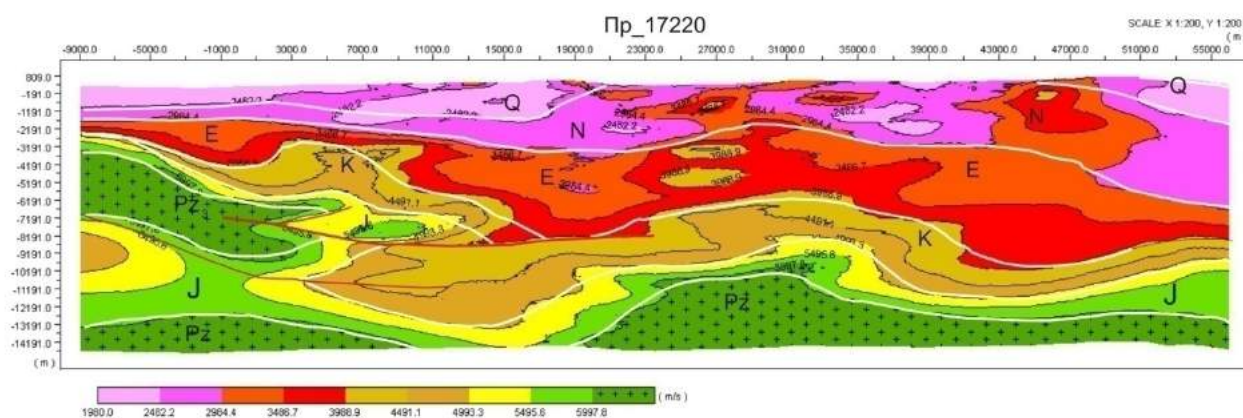


Рис.7.4.4.2. Профиль 17220

Стиль структурирования на этих томоразрезах одинаковый, соблюдено некоторое групповое-стратотипное расположение слоев по глубинам и по возрасту. Начиная сверху в разрезах выделяются: 1. Самые низкоскоростные горизонты, относимые к неогену с современными отложениями, перекрывающие весь разрез; 2. Горизонты повышенной скорости 3.0-4.0 км/сек, ориентировочно – эоцен; 3. Среднескоростные горизонты 4.0-5.0 км/сек, приравненные к меловым и частично юрским отложениям; 4. Горизонты со скоростью 5.0-5.6 км/сек – подошвенные образования. 5. Высокоскоростные горизонты 5.7-6.0 км/сек, относимые к фундаменту основания с переходным промежуточным слоем тех же пород, но измененных физически по разным причинам.

В тектоническом отношении, в общем, томоразрезы представляют сложную картину, в которой перемешаны различные геолого-геофизические факторы – пликативной, дизъюнктивной геологии, литолого-фациальные и петрофизические неоднородности. В данном случае, влияние этих факторов очевидно. В разрезе немало «инородных» включений непонятного происхождения и значения. В низах осадочного покрова лежат глыбы высокоскоростных пород, которые требуют выделения способами разрывных нарушений или петрофизической неоднородности.

Эти разрезы характеризуются двумя мульдами максимального погружения. Сопоставляя их с морфоструктурной картой доальпийского кристаллического фундамента, можно увидеть, что они точно отображают морфологию этой карты. Здесь подряд выделены Удабно-Кизихский прогиб с максимальным погружением и Самгорско-Гомборский с относительно меньшим погружением, а между ними барьером выступает глубокое поднятие. На юге, на Караязско-Джейранчельской площади в подошве осадочного покрова между юрой и верхним мелом (условно) имеются включения глыб высокоскоростных пород, аналогичных фундаменту, мощностью в несколько километров. Все это порождает сомнения в наличии здесь двухъярусного фундамента – доальпийского и каледонского.

Зону также пересекает томоразрез – начало профиля КМПВ «Актафа-Лагодехи». На этом разрезе выделен полный комплекс осадочных отложений с лейаса до современных включительно. В подошве осадочного покрова фундамент залегает на уровне около 10 км. На глубине 6 км по уровню верхней юры наблюдается крупное поднятие. Верхний структурный этаж на этом разрезе прослеживается дифференцированно.

Геофизических данных о глубинном строении Караязско-Джейранчельской зоны у нас нет. Единственная имеющаяся карта морфоструктуры верхнего мела по данным КМПВ (рис.7.4.5.10) может дать некоторые представления о геометрии залегания этого горизонта на площади Джейранчела. Горизонт верхнего мела является здесь южным бортом синклинория Южно-Кахетинской впадины.

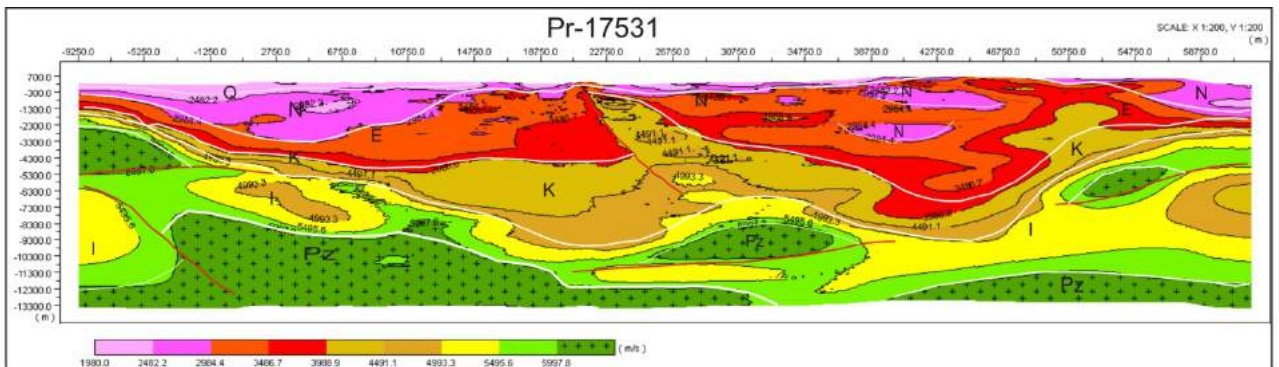


Рис.7.4.4.3. Профиль 17531

7.4.5. Ширакско-Аджинаурский блок-впадина.

Рассматриваемые здесь томоразрезы являются отображением в вертикальной плоскости осадочного покрова, развитого над фундаментом складчатого основания, предопределяющего в какой-то мере накопление осадочного покрова. С целью иллюстрации такой связи приводится фрагмент морфоструктуры доальпийского кристаллического фундамента – складчатого основания по Ширакско-Аджинаурскому блоку-впадине (рис.7.4.5.1).

Этот морфоструктурный блок, выделенный на общей морфоструктурной карте доальпийского кристаллического фундамента Восточной Грузии под номером V, занимает довольно обширную площадь на восточном окончании территории Грузии. Его выделение на упомянутой карте обусловлено морфологией самого фундамента и особенностью состава и строения развитого над фундаментом осадочного покрова. Кроме того, с запада он выделяется «хребтом», разделяющим Ширакско-Аджинаурский блок и Удабно-Кизихскую впадину. С юго-запада от Джейранчельского моноклина он отделяется с превышением перепада глубин – возможно, коровым разломом. С северо-востока со стороны Алазанской депрессии также наблюдается опускание изоглубин блока коровым разломом. Сама чашеобразная впадина с частью Агричайского прогиба представляет собой, по отношению к изоглубинам и плоскости со значением -11.5 км, «дно» с пересеченным рельефом и «бугристо-ямочными» провалами $\pm 2-3$ км (рис.7.4.5.1).

Это блок-впадина со своеобразной геоморфологией, простой, но четко разделяемой по формам: Прийорского плоскогорья, Диди и Патара Ширакских равнин, Дидгорской возвышенной площади, Эльдарской равнины, различных, но не простых геологических строений. На рисунке представлена карта-фрагмент доальпийского кристаллического фундамента простого на вид, но сложного по содержанию, строения. Она характеризуется резкими и высокими перепадами изоглубин стратоизогипс «дна». Со всех сторон на территории рассматриваемого блока имеет место различное

начало и продолжение изоглубин. Аджинаурский хребтовый кряж над такой ситуацией попадает в зону интенсивного перепада стратоизоглубин.

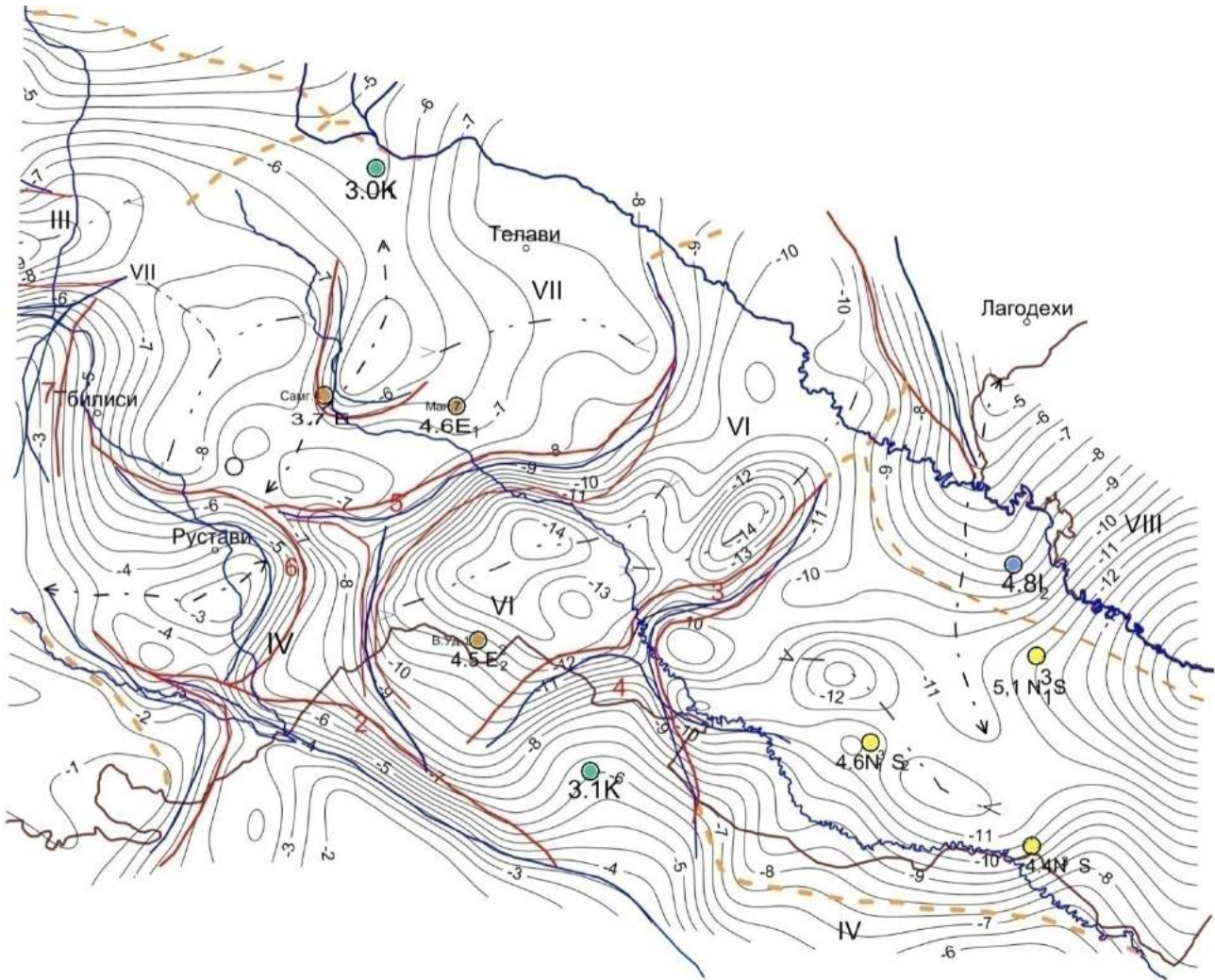


Рис.7.4.5.1.Фрагмент карты (рис.6.2.3) морфоструктуры доальпийского кристаллического фундамента по Ширакско-Аджинаурской зоне.

Этот блок пересекает несколько профилей КМПВ, томоразрезы которых адекватно характеризуют его, как глубоко погруженную впадину с доальпийским фундаментом, детально отраженным на морфоструктурной карте (рис.6.2.3). Хотя карты, составленные по высокоскоростным томо-значениям (рис.6.2.5 и 6.2.6) должны точнее отвечать морфологии залегания фундамента, чем выше указанная карта, но, по нашим предположениям, они по глубинам завышены на 8-12% и поэтому мы воздерживаемся от сопоставления с ними томоразрезов. Этот вопрос подлежит дальнейшему изучению.

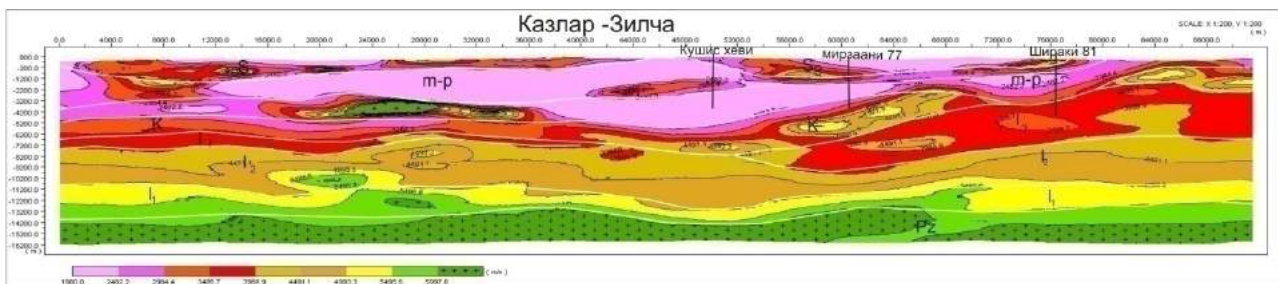


Рис.7.4.5.2. Томографический разрез профиля КМПВ «Казлар-Зилча».

Для характеристики осадочного покрова по данным сейсмотомографии достаточно будет рассмотреть 3-4 региональных томоразреза вдоль и поперек пересечения рассматриваемого блока. Например, профиль «Казлар-Зилча» проходит вдоль Гаре-Кахетинской депрессии прямолинейно между названными пунктами, пересекая низко-плоскогорную площадь.

Приступая к геологическому объяснению томоразреза профиля «Казлар-Зилча» (рис.7.4.5.2) прежде всего надо заметить стратоформное залегание разноцветных слоев, неупорядоченных по возрастному порядку, т.е. по яркости цветов или скоростным нарастанием от низкой наверху до максимальной вглубь. Если этот порядок нарушен, значит произошло тектоническое перемещение или резко литофациальное изменение, или и то, и другое. В нашем случае разрез по вертикали делится на 4 части. Яркие малиновые, сиреневые цвета занимают почти половину мощности осадочного покрова. Эта ситуация, за исключением высокоскоростных «ксенолитовых» включений, которых немного, не закономерна и вызывает озабоченность в целях объяснения. В целом, слои этого цвета без сомнения относятся к верхнему палеогену и миоценому. Ниже отмеченной толщи в залегании разноцветных слоев особых нарушений нет. Светло-коричневые цвета, вероятно, относятся к эоцену, а желтая полоса с зеленой каймой – к меловым. В крайнем случае, в нижней части можно допустить наличие юрских отложений небольшой мощности. В целом, нижние горизонты не играют здесь заметной роли в формировании осадочного покрова. Основанием осадочного покрова является высокоскоростной горизонт, очевидно, кристаллический фундамент, залегающий монолитно на глубине максимум 14 км.

В тектоническом отношении говорить что-либо определенное о разрезе профиля «Казлар-Зилча» сложнее. По существу, профиль продольного простирания и дислоцированность на нем отражена слабо. Тем не менее видно, что пликвативная складчатость развита неинтенсивно, разрывных нарушений в нижней части тоже нет, чего нельзя сказать о верхней. В этой обстановке следует разобраться.

В верхней части томоразреза (рис.7.4.5.2) профиля «Казлар-Зилча» светло-малиновой расцветкой со скоростью 2-2.5 км/сек прослеживается горизонт мощностью 1.5-3.0 км и длиной больше половины длины профиля. Он перекрыт тонким слоем непонятного цвета, возможно того же возраста, но характерного для нижних горизонтов. Здесь, несомненно, должно быть разрывное нарушение надвигового типа, размерами даже превышающее лежащее под ним тело. Интерес представляет то, что в одном месте над отмеченным слоем в составе надвига прослеживается аналогичная поднадвиговая пластина того же возраста. На других мелких разрывных нарушениях останавливаться не будем, отметим только, что высокоскоростные инородные или «ксенолитовые» тела, относимые к фундаменту, вызывают недоумение – как могли они попасть из таких глубин на такую высоту?! Они не могут быть образованы тектонически, поскольку в самом фундаменте и над фундаментом подводящих разрывных нарушений не наблюдается. К этому вопросу мы вернемся ниже, при рассмотрении других аналогичных профилей.

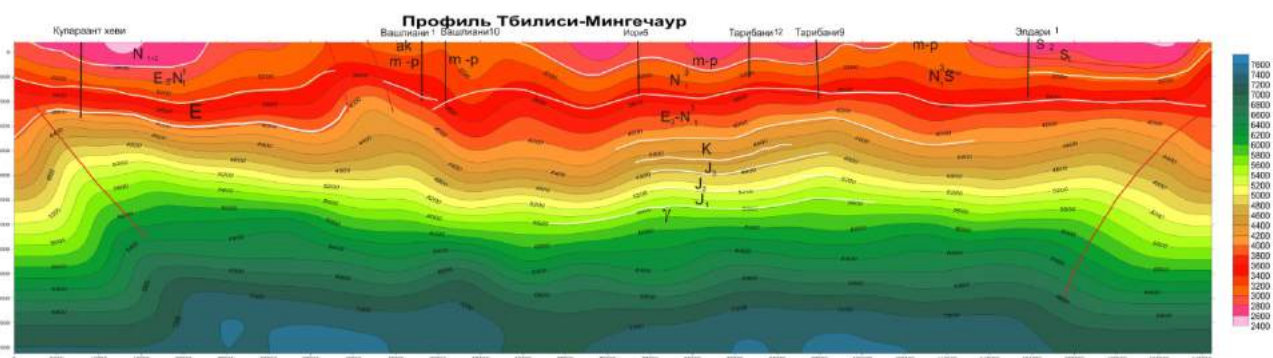


Рис.7.4.5.3. Томографический разрез профиля КМПВ «Тбилиси-Мингечаур».

Профиль «Тбилиси-Мингечаур» начинается у с.Гантиади, проходит по Иорскому плоскогорью и заканчивается у границы с Азербайджаном. Разрез этого профиля представлен здесь осредненным (рис.7.4.5.3). Первоначальный вид и информация на нём относительно искажены или утеряны. Тем не менее, его использование стало необходимым, поскольку на нем есть то, чего нет на других. Разрез состоит из широкого скоростного спектра, отражающего слоистую неоднородность и волнистую пликвативную тектонику - и то, и другое мы принимаем к сведению. Разрез на глубине представляет

неразличимую скоростную неоднородность, при крупном же делении можно различить яркие серые, зеленые и синие цвета.

Среди зеленых выделяются светло-зеленые слои со скоростью 5.6-6.0 и 6.0-7.0 км/сек и мощностью 2 и 5 км, соответственно. Их стратиграфические уровни определены большей частью условно следующим образом: слои яркого цвета скорости больше 4000 м/сек по скважинным данным отнесены к верхнему палеогену и миоплиоцену, светло-коричневые – к эоцену, светло-зеленые – к мезозою, последний – к гранитно-метаморфическому фундаменту. Последним прослеживается горизонт, который характеризуется скоростью 7.0 км/сек. Для нормального фундамента эта скорость высока; остается предполагать наличие здесь ещё второго более древнего нижнепалеозойского или докембрийского фундамента. Первый залегает на глубине 14 км, второй – на глубине 20 км. В тектоническом отношении можно только отметить длиннопериодную и низкоамплитудную складчатость верхнепалеоген-миоплиоценовых отложений, которая с глубиной затухает до самого высокоскоростного горизонта. Примечательно, что на 50-ом км профиля в кайнозойских отложениях наблюдается крупная антиклинальная структура, примерно в начале Прииорского поднятия [Д. Булейшвили, 1960г.]. Она с затуханием прослеживается вниз до самого основания включительно, с некоторым смещением вправо. Можно предполагать, что с этим глубинным поднятием связан также глубинный разлом. В верхней части разреза эта взаимосвязь отмечена разломами (рис.7.4.5.3).

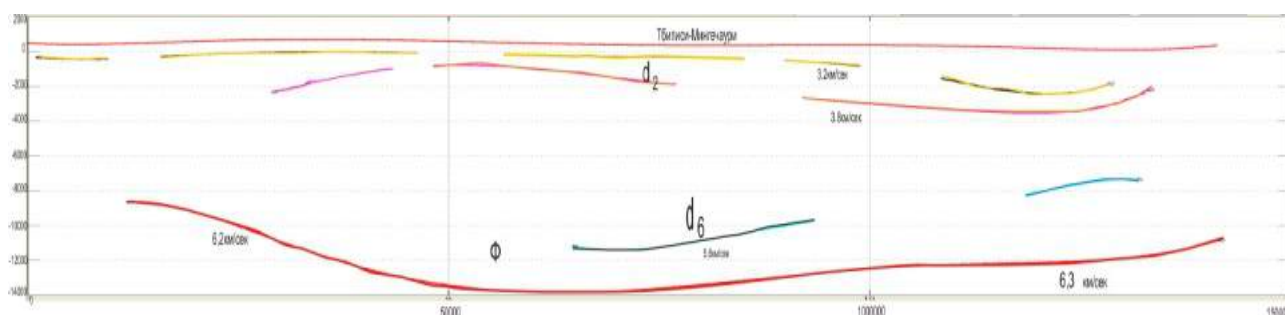


Рис.7.4.5.4. Сейсмический разрез профиля КМПВ «Тбилиси-Мингечаур»

Представленный здесь сейсмический разрез профиля «Тбилиси-Мингечаур» (рис.7.4.5.4) конфигурацией полностью соответствует некоторым томографическим слоям. Некоторым, поскольку сейсмический разрез при огромной мощности осадочного слоя беден преломляющими горизонтами. И это не единственный случай. Для всех Гаре-Кахетинских профилей КМПВ характерно аналогичное явление – в средней части по всей мощности разреза коррелируемые непрерывные преломляющие горизонты не наблюдаются. Причины не установлены, предполагаем, что это происходит из-за слабой скоростной дифференциации в средней толще осадочного слоя Гаре-Кахетинской депрессии. Первому преломляющему горизонту по профилю, который залегает на глубине 1-2 км плиоценовой поверхности, прослеживаемой по всему профилю прерывисто, соответствуют преломленные волны со скоростью 3.2 км/сек. Вторыми приходят волны с граничной скоростью 3.8 км/сек из глубины 1.5 -4.0 км, формирующиеся в верхних горизонтах неогена. Ниже отмеченных горизонтов вступлений преломляющих волн не наблюдается. Из этих глубин поступают волны, чья граничная скорость равна 5.8 км/сек, и горизонт которых залегает на глубинах 8-10 км. Самый нижний горизонт, ограничивающий поступление волн, залегает в начале профиля на глубине 8-9 км, в средней части профиля – до 14 км, в конце – 12 км; и также с изменчивой граничной скоростью (в начальной части – 6.2 км/сек, конечной – 6.8 км/сек).

Наличие двух «высокоскоростных» горизонтов, как в томоразрезе, так и в сейсморазрезе позволяет предполагать наличие двухъярусного фундамента складчатого основания на территории Гаре Кахети и Караязско-Джейранчельской площади.

Профиль «Актафа-Лагодехи» начинается у первого названного пункта, проходит по северо-восточному направлению прямолинейно через сёла Мирзаани, Цнори и заканчивается у с.Лагодехи. Томоразрез этого профиля привлекает внимание своей геоморфологией и пестротой глубинного строения (рис.7.4.5.5). Если мы разделим профиль примерно на три равные части, то первая часть попадает в Джейранчельскую равнину, вторая часть - в Прииорское плоскогорье, а третья – в Алазанскую депрессию. Если присмотреться к геоморфологическому разделению разреза, то можно увидеть, что здесь имеется сходство с геологическим строением. Алазанская депрессия с основанием высоко приподнята; на неё вперемешку налегают древние осадочные породы, очевидно, дислоцированные. Имеются пликативные разрывные нарушения разного простирания и порядка. В

основании осадочного слоя Алазанской депрессии лежит глыба фундамента с древним осадочным слоем, который через разлом поднимается к предгорью почти до дневной поверхности. По окончании Алазанской депрессии на площади Цнори упомянутую систему пород пересекает круто наклоненный на юг сброс, покрытый алазанской серией пород. Разлом ограничивает с севера куполообразное поднятие, расслоенное мезо-кайнозойскими породами. По окончании этих расслоений Цив-Гомборской тектонической зоны проходит разлом, аналогичный предыдущему, который еще глубже опускает Мирзаанско-Прииорскую депрессию. В центре депрессии она опущена на глубину -14км, на разрезе это не видно (рис.7.4.5.5). В части Джеранчельской равнины фундамент складчатого основания приподнят до глубины -12 км. Над ним лежат маломощные нижне-мезозойские отложения, перекрывающие фундамент без лишних нарушений границ раздела. Выше мезозойских предполагается залегание палеоцен-эоценовых отложений по всей полосе Джейранчел-Мирзаанского интервала. Выше 12-ти километровую впадину заполняют олигоцен-миоценовые образования в неравном соотношении.

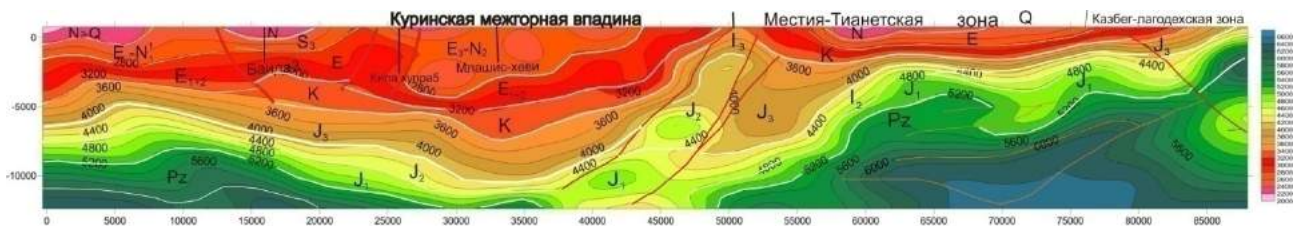


Рис.7.4.5.5. Томографический разрез профиля КМПВ «Акстафа-Лагодехи».

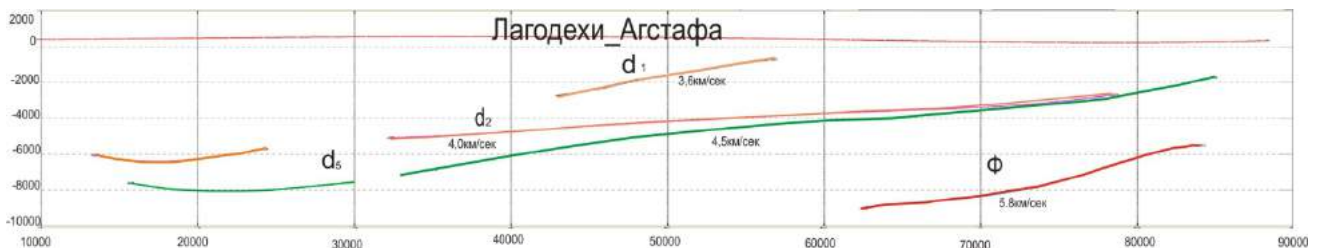


Рис.7.4.5.6. Сейсмический разрез профиля КМПВ «Акстафа-Лагодехи».

Сейсмический разрез профиля «Акстафа-Лагодехи» (рис.7.4.5.6) так же беден преломляющими горизонтами, как и предыдущий. Они начинают прослеживаться фактически только ниже -2км, не считая короткого интервала от 43 до 57 км пикетов горизонта, наклоненного на юг под углом в 30° с граничной скоростью 3.5 км/сек. Относим их к верхним плиоценовым образованиям.

В 5 км южнее Лагодехи на глубине 2 км начинает прослеживаться преломляющий горизонт со скоростью 4.5 км/сек. До отмеченной глубины должна залегать Алазанская серия глино-песчанниковых и конгломератовых отложений, которые, видимо, не содержат преломляющих горизонтов, в отличие от отражающих, обильно поступающих с этих образований. Этот горизонт прослеживается почти до Акстафы. У Лагодехи горизонт с граничной скоростью 4.5 км/сек должен залегать над верхней сланцевой юрой – так получается по геологическим данным. А по пересечению скважины Хирса Алазанская серия залегает над тонкими слоями сарматских отложений – стратиграфического уровня, не определенного более точно. Ниже последних в скважине залегают рифогенные известняки верхней юры, скоростной параметр которых равен 5.8-6.5 км/сек. Вопрос в том, какой стратиграфический горизонт мы прослеживаем? Скоростная характеристика горизонта вполне приемлема для сланцевых образований верхней юры, но они могут находиться в Алазанской депрессии и под Цив-Гомборским хребтом. А дальше? Дальше - сложнее.

Возвратимся к Лагодехскому пункту. Южнее этого пункта в 11 км прежний прослеживаемый горизонт «пленкой» перекрывается горизонтом со скоростью 4 км/сек. К югу они постепенно расходятся и в конце профиля под Джейранчелом верхний горизонт опускается до -6 км, а нижний до -8 км. Надо отметить, что такое близкое сближение различных преломляющих горизонтов, как это имеется под Алазанской долиной нигде больше не наблюдается.

В той же Алазанской депрессии в некоторых поисково-картировочных скважинах над сланцами верхней юры вскрыты тонкие меловые отложения сланцево-известнякового состава. Очевидно, это сочетание пород мелового возраста (более детального возрастного определения нет) должно продолжаться южнее Цнорского глубинного разлома. Верхний преломляющий горизонт,

прослеживаемый в Алазанской депрессии, связывается с сарматскими, вероятно, нижними горизонтами. Он прослеживается непрерывно, хотя перед Гомборским хребтом дискретно опускается по Цнорскому разлому.

В 6 км к югу от Лагодехского пункта начинает прослеживаться преломляющий горизонт со скоростью 5.8 км/сек с южным крутым наклоном, наблюдаемым на томоразрезе у круто наклоненного фундамента. У Цнорского глубинного разлома горизонт прекращается на глубине -12 км и далее не прослеживается, возможно, обрываясь где-то в глубине. Но интервал до пункта взрыва недостаточен для прослеживания столь глубоко залегающего горизонта.

Профиль «Шамхор-Алибад» проложен значительно восточнее предыдущего профиля (Акстафа-Лагодехи), проходит прямолинейно между конечными пунктами и при этом пересекает Патара Ширакско-Эльдарскую площадь (рис.7.4.5.7). Присматриваясь к разрезам этих профилей внимательно, нельзя не заметить, насколько сильно они похожи друг на друга цветовой гаммой, прослеживаемостью по простираению кайнозойских отложений, дискретной дислоцированностью нижнего осадочного слоя и глубоким погружением в средней части профиля межглыбовых тел фундамента. В этом разрезе олигоцен-миоценовые отложения характеризуются последовательной слоистостью и «ксенолитными» включениями с высокой скоростью пород. Они определяют морфологию впадины и доминируют мощностью над нижним покровом осадочного слоя.

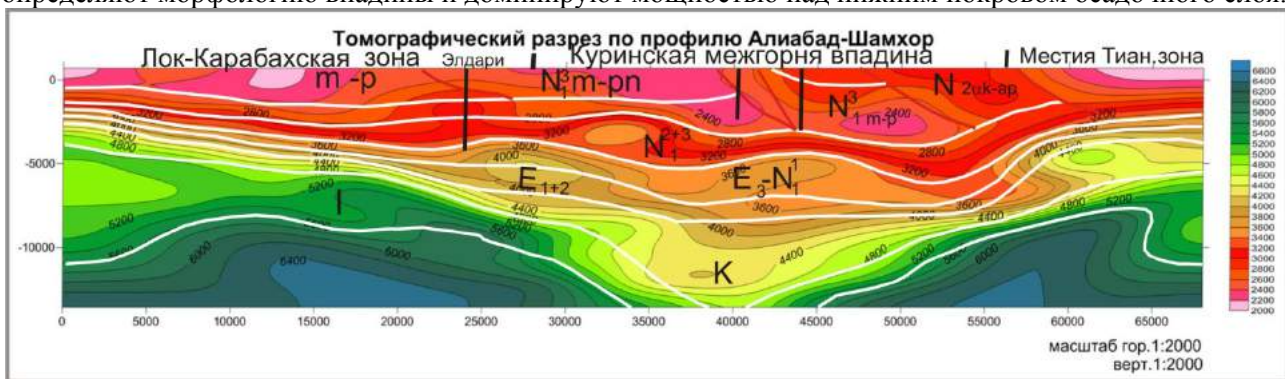


Рис.7.4.5.7. Томографический разрез профиля КМПВ «Шамхор-Алибад».

Ярко расцветенный томоразрез является сочетанием низкоскоростных 2000-3000 м/сек и среднескоростных 3000-4000 м/сек цветов, приравненных к миоплиоцену и олигоцен-миоцену, соответственно. На этом разрезе нижняя часть осадочного слоя в южной части впадины содержит мезозойские и эоценовые отложения до верхнего эоцена (небольшой мощности) включительно. Мезозойские отложения здесь в отличие от палеогеновых разрывно дислоцированы и содержат глыбы высокоскоростных пород типа фундамента длиной от 2 км до нескольких десятков километров. В северной части мощность их уменьшается над приподнятым фундаментом, затем к северу в Дибрарской зоне мощность мезозойских отложений увеличивается до порядка единичных километров. В части впадины томоразрез опускается глубоко, и здесь, при существующей длине профиля и системе отстрела, его преломляющие волны не могут охватить подошву впадины.

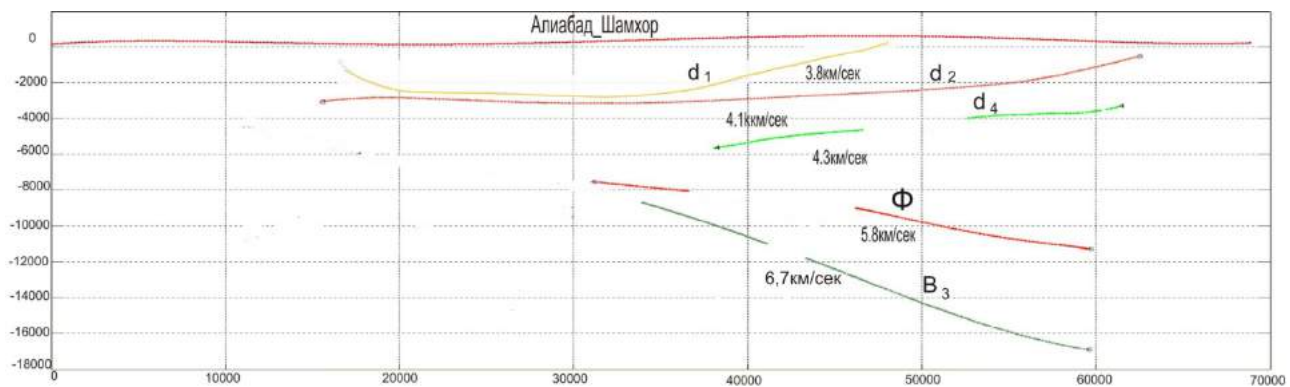


Рис.7.4.5.8. Сейсмический разрез профиля КМПВ «Шамхор-Алибад».

На сейсмическом разрезе «Шамхор-Алибад» выделяются 5 различных преломляющих горизонтов в различной части профиля (рис.7.4.5.8). В этом разрезе примечательно то, что

преломляющие горизонты веерообразно расходятся в северном направлении на две части: средне- и низкоскоростную – наверху и высокоскоростную – внизу. Расхождение по ним равно 6-7 км. Самый низкоскоростной 3.8 км/сек горизонт вогнутой ковшеобразной формы отражает подошву плиоценовых отложений, залегающих на глубинах 2.2-2.3 км и тут же ниже в паре сотен метров прослеживается преломляющий горизонт с граничной скоростью 4.1 км/сек. С таким взаимным соотношением они прослеживаются около 20 км, затем расходятся и оба заканчиваются у поверхности земли в пунктах, удаленных друг от друга на расстояние в 15 км, вполне соответствующим томографической картине.

Ниже отмеченного горизонта от 40-го до 60-го км пикета прослеживается горизонт с граничной скоростью $V_T=4.3$ км/сек на глубинах от -6 км до -4 км, загибающийся концом вверх, который, как и другие верхние горизонты выходит на поверхность в конце профиля. Во второй половине профиля этот горизонт так же ограничивает снизу миоплиоценовые образования.

Высокоскоростные преломляющие горизонты $V_T=5.8$ км/сек и $V_T=6.6$ км/сек с самого начала их прослеживания загибаются вниз. Первый из них прослеживается между пикетами от 30 до 60 км на глубинах от -8 до -11 км. Самый нижний горизонт прослеживается от 11 км до 60 км пикета, от глубины -6 км до -16 км, после чего этот горизонт начинает загибаться вверх. Интерес представляет вопрос – с чем связаны эти горизонты?

Первый верхний высокоскоростной горизонт $V_T=5.8$ км/сек по уровню расположения в сейсмическом разрезе (рис.7.4.5.8) и скоростному параметру относится к фундаменту альпийского складчатого основания. То, что он не выделен раньше с самого начала профиля объясняется подавлением соответствующих волн, близко возникших во времени, и более высокоскоростными волнами от горизонта, залегающего ниже него. Этот горизонт в Алазанско-Агричайской зоне должен быть приподнят (возможно разломом) и приравнен к аналогичному горизонту предгорья.

Второй нижний высокоскоростной горизонт $V_T=6.6$ км/сек на данном участке прослежен второй раз. Первый раз он прослежен на профиле «Тбилиси-Мингечаур» (рис.7.4.5.3). Если этот горизонт соответствует реальному геологическому образованию, отличающегося морфоструктурой и петрологическим составом от доальпийского кристаллического фундамента, тогда он должен приниматься в качестве каледонского или докембрийского структурного этажа и имеет право на статус-кво. Кстати, недалеко от Шамхора на площади Дашкесана азербайджанские геологи описывают не то ордовикское, не то девонское метаморфическое образование. Вопрос этот сложный и проблематичный.

В интерпретации томоразрезов группы профилей КМПВ Ширакско-Аджинаурского блока-впадины сложным вопросом оказалось происхождение «инородных»-«ксенолитных» тел с высокими томоскоростями в полосе ярких относительно низкоскоростных расцветок, находящихся порой довольно высоко от фундамента. Проблема в том, как их считать – конседиментационными или тектоническими? В зависимости от этого, различным будет и решение. В данном случае мы допускаем, что тела до 2 км могут быть конседиментационными за счет подводных тектонических или оползневых перемещений плотных рифогенных, ургоногенподобных и доломитизированных известняков, находящихся поблизости при осадконакоплении и имеющих высокие скоростные параметры. Например, в скважне «Хирса-1» сейсмокаротажем установлены верхнеюрские рифогенные известняки мощностью 1800 м, характеризующиеся пластовой скоростью 5.8-7.5 км/сек. Не исключено, что куски и глыбы таких или аналогичных им пород в виде олистолитов были разбросаны в области седиментации того стратиграфического периода. При этом учитывается состояние фундамента по дислоцированности.

На площади Ширакско-Аджинаурского морфоструктурного блока на глубине от -4км до-11км, создавая чашеобразную котловину с уклоном в Алазанско-Агричайскую зону, Аджинаурский хребтовый кряж над этой «котловиной» попадает в зону интенсивного перепада стратоизоглубин. Чтобы составить постратогоризонтные структурные карты по геофизическим материалам выше горизонта фундамента до меловых отложений, необходимы качественные геофизические материалы. Однако из-за неуверенной прослеживаемости больших глубин на временных разрезах ОГТ, это выполнить не удалось. Хотя в северной части кряж прослеживается неполностью, об общем морфоструктурном состоянии в целом на площади некоторое представление может дать приведенная на рисунке (рис. 6.1.27) карта горизонта верхнего мела. На ней Прииорская площадь приподнята на 500 м по отношению к Ширакско-Эльдарской площади с севера и Джейранчельской с юга. Надо полагать, что Прииорское поднятие проявляет такую тенденцию с верхнего мела [Д. Булейшвили, 1960].

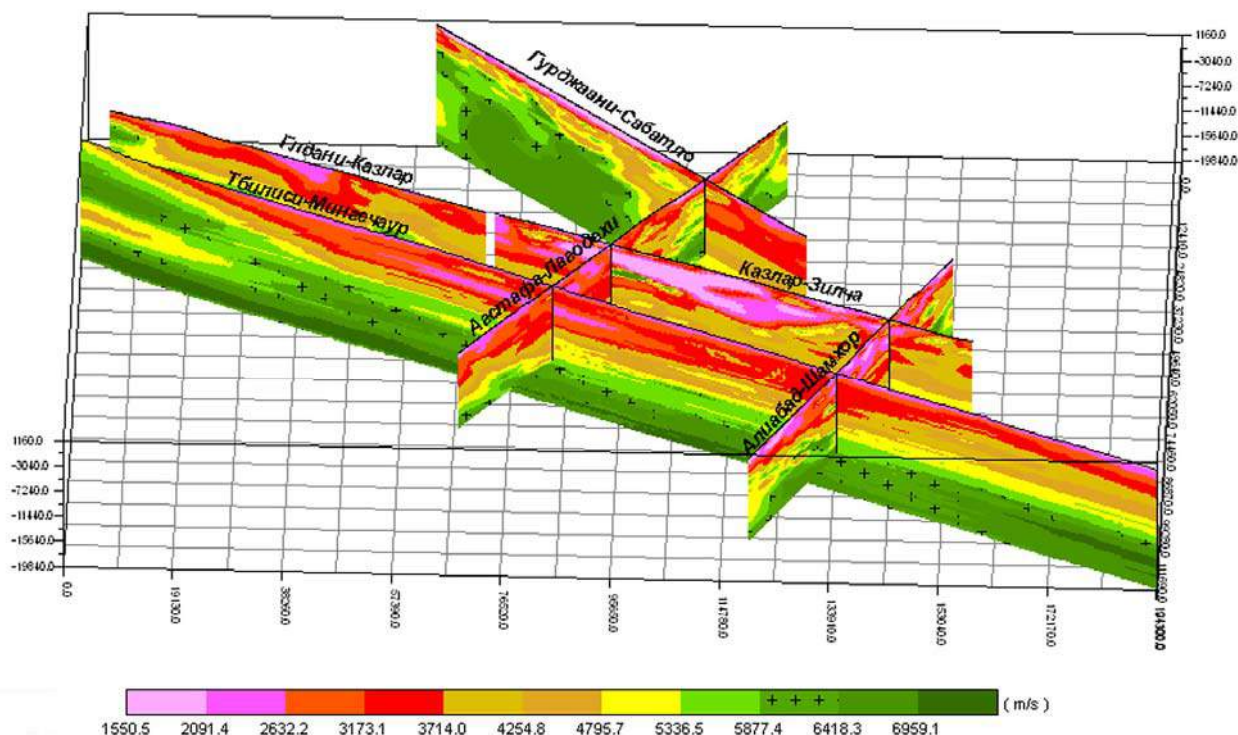


Рис.7.4.5.9. Блокдиаграммы томографических разрезов КМПВ профилей: Тбилиси-Мингечаур, Глдани-Казлар-Зилча, Шамхор-Алиабад, Акстафа-Лагодехи и Гурджаани-Сабатло.

Рассмотренные здесь томоразрезы являются отображением в вертикальной плоскости осадочного покрова, развитого над фундаментом складчатого основания, который определяет строение самого осадочного покрова и, в какой-то мере, томоразреза. С целью иллюстрации такой связи приводится фрагмент морфоструктуры доальпийского кристаллического фундамента – складчатого основания по Ширакско-Аджинаурскому блоку-впадине (рис.7.4.5.1). Этот блок-впадина в Восточной Грузии занимает довольно большую территорию со своеобразным рельефом, а также своеобразной геоморфологией, простой, но четко делимой по формам: Прииорское плоскогорье, Диди и Патара Ширакские равнины, Дидгорская возвышенная площадь, Эльдарская равнина, с многообразным и сложным геологическим строением, также различно читаемыми из-за больших глубин, недоступных геологическому наблюдению.

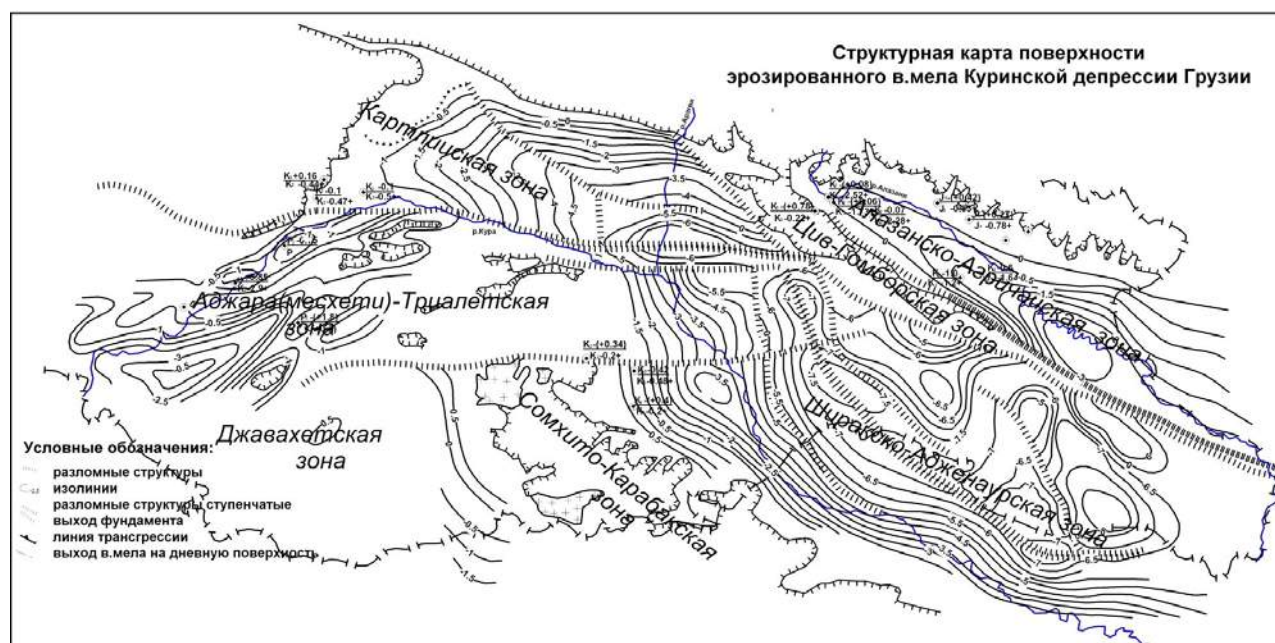


Рис.7.4.5.10. Структурная карта поверхности эрозированного верхнего мела Куринской депрессии.

На рисунке 7.4.5.10 представлена карта-фрагмент доальпийского кристаллического фундамента, простого на вид, но сложного строения. Она характеризуется резкими и высокими перепадами изоглубин стратоизогипс. На территории рассматриваемого блока со всех сторон наблюдается различное начало и продолжение изоглубин, т.е. блок со всех сторон как-то ограничен. С юга Ширакско-Аджинаурский блок граничит с северным полого наклонённым склоном Джейранчельской зоны. С запада он ограничен резким перепадом глубин, вероятно, разломом от Удабно-Кизихской зоны впадины. Со стороны Лагодехи с севера с ним граничит южный склон расширяющегося периклина. На юго-востоке изоглубины также опускаются от -4 км до -11 км, создавая чашеобразную котловину уклоном в Алазанско-Агричайскую зону. Аджинаурский кряж в этой ситуации попадает в зону интенсивного перепада стратоизоглубин.

На площади Ширакско-Аджинаурского морфоструктурного блока горизонты выше фундамента до верхнемеловых ни по отраженным, ни по преломленным волнам не прослеживаются, что не позволяет составить структурные карты маркирующих горизонтов. И хотя в северной части на небольшой площади по ОГТ прослеживается горизонт верхней юры, для составления карты этого недостаточно. Приведенная карта (рис.7.4.5.10) составлена по данным КМПВ, глубоких скважин и геологического картирования. Хотя она немного устарела, но все же не потеряла информативного значения, в особенности, в той части, по которой таких карт нет, в то время как по региону требуется знание общей морфологии по конкретным горизонтам.

Возможно, структурная карта поверхности эрозированного верхнего мела Куринской депрессии неточна, морфоструктуры изоглубин требуют уточнения и коррекции по форме и глубине залегания, но в региональном плане по конфигурации изоглубин и системе глубинных нарушений она вполне отражает тектонику глубинных тел (тектонического районирования). Вместе с тем она в значительной степени отражает и морфологию поверхности доальпийского кристаллического фундамента, в частности, Ширакско-Аджинаурской зоны-впадины. На карте эта зона представлена, как доальпийское кристаллическое основание, чашеобразной котловиной. С юга она выделена приподнятым на юг и полого наклоненным на север склоном Сомхито-Гянджинской зоны, ограниченной с запада Удабно-Кизихской впадиной овражного вида и поперечного простирания, а с севера – Алазанской подзоной с приподнятым кристаллическим основанием. На востоке эта зона переходит в Аджинаурскую разломно-опущенную равнину.

Кроме того, по рассматриваемому горизонту некоторые интересные сведения получены по данным ОГТ. Структурная карта поверхности верхнего мела, представленная на рис.6.1.27, составленная по техническим параметрам отработки полевых материалов должна быть точнее и информативнее карты на рис.7.4.5.10, однако в восточной части депрессии надежных материалов получено не было, главным образом из-за больших глубин. Таким образом Ширакско-Аджинаурский блок остается недостаточно изученным методом ОГТ. Тем не менее, на карте затронута его южная часть, что представляет определенный интерес. По госгранице республики между горами Удабно и Гегтебе на глубине -7.5÷-8.0 км отмечена небольшая впадина северо-восточного поперечного простирания. В нескольких километрах в том же направлении она замыкается на глубине -7.0 км встречной изоглубиной с той же отметкой, которая, в свою очередь, замыкается в центре, где то на площади блока. Значит в пределах Ширакско-Аджинаурского блока должна образовываться впадина на уровне верхнего мела, аналогичная фундаменту. В середине Иорского плоскогорья вдоль его простирания наблюдается приподнятое горизонт мела на 500 м. На той же карте (рис.6.1.27) идущие с северо-запада изоглубины горизонта мела замыкаются там же, не пересекая Удабно-Кизихскую впадину.

Следовательно, на уровне верхнего мела восточнее Тбилисского меридиана Гаре-Шида-Кахети разделяется на два главных блока: Самгорско-Гомборский кольцевой и Ширакско-Аджинаурский «корытообразно» погруженный.

Морфология верхнего мела в пределах Ширакско-Аджинаурской впадины на уровне изоглубин карты (рис.7.4.5.10) в общих чертах повторяет морфологию фундамента (рис.7.4.5.1). На юге, на Джандар-Джейранчельской площади структурный план фундамента на уровне верхнего мела остается таким, каким он был, но несколько расширен к северу. В центральной части впадины наблюдаются также «бугристо-ямочные шереховатости», только с меньшей амплитудой. С юга и севера она ограничивается разломами глубинного заложения. С запада впадина на уровне верхнего мела граничит с Удабно-Кизихским поднятием, а не впадиной, как считалось прежде.

На уровне среднего эоцена (рис.6.1.24) изученность территории Ширакско-Аджинаурского блока недалеко отстоит от изученности верхнего мела. Изоглубины поверхности среднего эоцена по госгранице с Азербайджаном от Удабно на восток раскладываются в том же порядке, что и по

верхнему мелу, но структурный план смещен несколько правее и структурный прогиб как будто сменяется поднятием, далее погружение продолжается до -6 км. Эта линия охватывает Патара-Ширакскую площадь и территорию Кедеби до Алазани с прогибом до -6.5 км. В общем, структурное положение Ширакско-Аджинаурского блока на уровне среднего эоцена не ясно.

На уровне среднего эоцена Ширакско-Аджинаурская зона частично перекрыта изоглубинами этого горизонта из-за больших глубин его залегания. О структурной обстановке среднего эоцена на площади собственно Мирзаанско-Ширакских равнин трудно сказать что-либо определенное (белое пятно), но окружающие их изоглубины горизонта показывают наличие здесь структурных форм сложного характера. К западу от этой площади, частично относимой к Ширакско-Аджинаурской зоне, наблюдается сложный структурный план, даже с шарьяжным перекрытием того же горизонта. Большинство изоглубин из этого структурного плана направлено. Они готовы замыкаться на площади «белого пятна» Ширакско-Аджинаурской зоны, конечно с сохранением глубоко опущенного уровня и с не менее сложным структурным планом, поскольку дальше Ширакских равнин, как бы навстречу им, уже отрисована чашеобразная глубокая впадина среднего эоцена (рис. 6.1.24).

Изоглубины верхнего эоцена почти полностью перекрывают площадь Ширакско-Аджинаурского блока и структурная картина в этом плане более ясна (рис.6.1.23). Изоглубины ориентированы по юго-восточному простиранию слегка возмущенной, сгофрированной укладкой изоглубин, а структур, как таковых, не видно.

Этажом выше среднего эоцена находится верхний эоцен, который на Ширакско-Аджинаурской площади характеризуется открытым структурным планом, т.е. в центре впадины вдоль продольной оси отмечено максимальное погружение горизонта. Отрисована одна «корытообразная» структура. Остальные изоглубины обходят это «корыто» с северной стороны в меньшем количестве, с южной – большим, образуя, в целом, асимметричную впадину с более или менее плосконаклонными бортами. Положительные структурные формы отсутствуют (рис. 6.1.23).

Майкоп занимает на этой площади ту же позицию, что и верхний эоцен, изоглубины выравнены еще больше (рис.6.1.19). В центре зоны впадины изоглубины опускаются, прогибаясь, диаметром в пару десятков километров до глубины -8 км. На площади, как видно, развиты надвиговые нарушения, которые частично зафиксированы на карте, но из-за редкой сети профилей в полном объеме их наблюдать не удастся. Майкопские отложения также подчиняются общей закономерности впадины, где в основном развиты отрицательные формы структур. Их там несколько и распределены они по центральной оси впадины. Другие изоглубины с меньшим значением глубин (т.е. выше их) обходят впадину в круговую, на севере меньшим числом, но с более длинным периодом и с большим отклонением от прямой линии и без структурных образований.

Широко расставленные изоглубины отрисовывают средний миоцен на площади в виде полого наклоненной «корытообразной» структуры, с «ямочным провалами» по центральной оси (рис. 6.1.16). На северной и южной перифериях в пределах Ширакско-Аджинаурского блока нижний сармат (рис. 6.1.13.) зафиксирован редкими изоглубинами -3.0÷-3.5 км и -3.5÷-4.0 км. В центральной осевой части изоглубины нижнего сармата сосредоточены на глубине до -6км. Средний сармат (рис. 6.1.12.) повторяет структуру своей подошвы – нижнего сармата, но расположен на 500-750 м выше.

Ареал распространения среднего миоцена на площади Ширакско-Аджинаурской зоны расширен по отношению к другим горизонтам миоплиоцена. Расширены также расстояния между его изоглубинами, что по-видимому обусловлено смягчением складчатости на уровне этого горизонта и доминантности формирования отрицательных структур, опущенных максимально вдоль продольной оси впадины.

Верхний сармат по всей Куринской депрессии сужен по ширине и прерывист в этом направлении (рис.6.1.11). Широко развита надвиговая система разрывных нарушений.

Меотис-понт (рис.6.1.8) обширно распространен на площади Ширакско-Аджинаурского блока. Интерес представляет многоэтажная надвиговая система разрывных нарушений.

Акчагил представлен изоглубинами поперечного простирания и структурирован попеременно вдоль депрессии (рис.6.1.7).

Структурный сейсмогеологический разрез Line-30 (рис.7.4.5.11) проходит на пересечении Ширакско-Аджинаурского блока-впадины от Ширакских степей по направлению к Земо-Кедеби. Разрез представляет собой глубоко опущенную до 7 км впадину. По простиранию она делится, можно сказать, на три неравных блока. Южный – до 18 км пикета профиля, включая ширакские скважины 73 и 81, южнее которых этот блок приподнят относительно «Ширакско-Аджинаурского» на 2 км (майкоп во впадине залегает на глубине 5100 м, а на южном блоке прослеживается на глубине 3150 м).

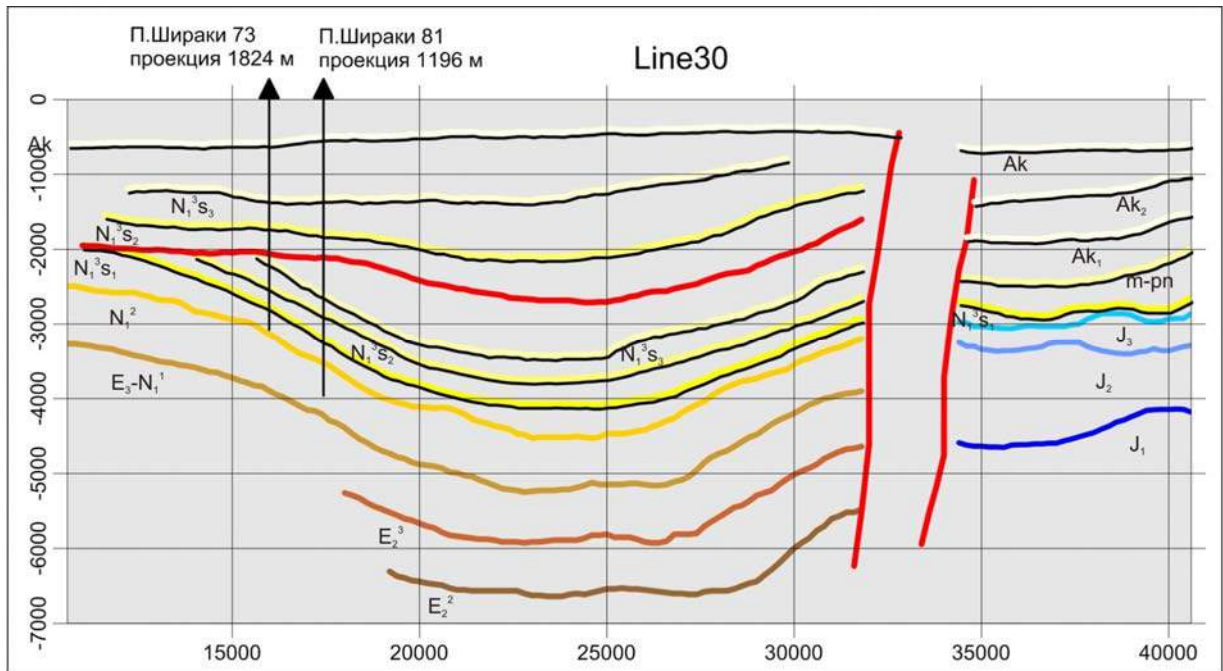


Рис.7.4.5.11. Структурный сейсмогеологический разрез по региональному профилю 30.

На севере – на пикетах 31-32 км чашеобразная впадина резко обрывается разломом и в двух километрах полезные волны не прослеживаются, затем в интервале на расстоянии 11 км до конца профиля наблюдается сейсмический разрез, в котором верхний мезозой с кайнозоем до сармата отсутствуют. Зато хорошо прослеживаются: нижняя сланцевая юра, средняя вулканогенная юра мощностью 1.0-1.5 км и рифогенная верхняя юра 300-400 м по мощности. Выше рифовых известняков повторяется сеймостратиграфический разрез идентично разрезу скважины «Хирса1»: тонкий сармат; меотис-понт мощностью 0.5 км; более чем двухкилометровый акчагил, листообразно уложенный, и согласно сеймостратиграфии глино-песчанистого и конгломератового состава. Во впадине разрез прослеживается со среднего эоцена, его подошва не обнаружена, но должна залегать неглубоко, а горизонт терригенного состава небольшой мощности. Верхний эоцен аналогичен среднему, первые 7-8 км профиля не прослеживаются; эта часть временного разреза как-то смята, тектонически дислоцирована, допустимо наличие разрывного нарушения. Майкоп и средний миоцен прослеживаются полностью по всей южной части профиля с чашеобразной формой залегания. Все последующие горизонты с мощностью равной 1800 м и залегающие ниже них имеют одинаковую чашеобразную морфоструктуру, а средний эоцен является базовым в формировании структуры впадины всего разреза.

Выше прослеживаются все горизонты сармата с общей равномерной мощностью в один километр. Сверху залегают меотис-понтские образования по мощности 0.7-0.8 км, завершающие нормальное осадконакопление, но дополненные тектоническим горизонтальным покровом среднего и верхнего сармата с акчагилом и современными отложениями мощностью не менее двух километров.

Разрез очень интересен в тектоническом отношении и с точки зрения геологического развития региона. Во-первых, на южном продолжении профиля подтверждается наличие крупной региональной структуры, с перспективным литофациальным составом и известными в регионе источниками нефти. Во-вторых, различная система разрывных нарушений в сочетании с различными тектоно-седиментными блоками позволяет расшифровывать обстановку геологического развития конседиментационного периода до окончательного формирования.

Там же, в сложной сейсмогеологической обстановке проходит другой региональный сейсмогеологический профиль ОГТ «Line-33» (рис.7.4.5.12). Это требует проведения глубинного анализа и логического обоснования представленного сейсмического разреза по пересечению Мирзаани-Эльдари и за пределами территории республики в направлении глубинной скважины Тарсдаляр (Азербайджан).

В северо-западном начале (Мирзаанский участок) сейсмический разрез охватывает геологическую обстановку до глубины 7 км, с подошвы майкопской серии, т.е. верхнего эоцена. Мощность последнего не определяется, но она не должна превышать 0.5 км. Выше этого горизонта с различной мощностью развиты все стратиграфические горизонты прогнутаго вида залегания. Среди

них меньшей мощностью отличаются средний миоцен и нижний сармат. Мощность первого равна 0.3-0.4 км, а второго – 0.4-0.5 км. Майкопская серия и другие горизонты миоплиоцена по мощности каждый порядка 1 км. В литофациальном отношении средний миоцен и нижний сармат также отличаются тонкостью слоев и мелкозернистостью состава. Грубой зернистостью и конгломератовым составом отличаются верхний сармат и меотис-понт с акчагилом, выделяемые на временных разрезах отличной текстурой синфазных осей отраженных волн. Разрез беспрерывно распространяется на 20 км по простиранию. Все это перекрывается горизонтальным слоем акчагила и вместе они наполняют доминирующую глубину впадины.

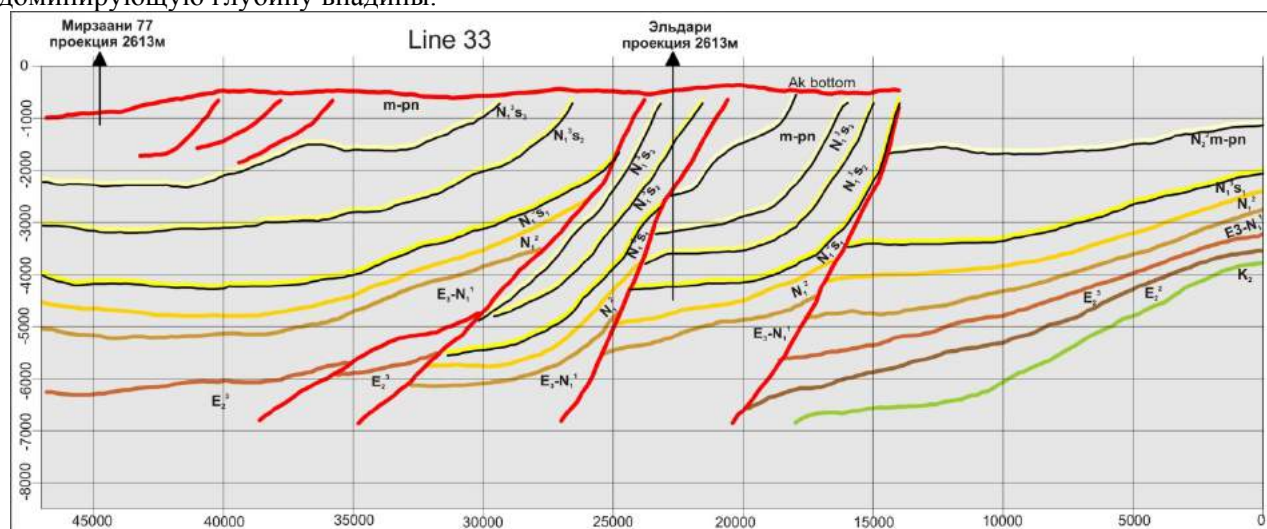


Рис.7.4.5.12. Структурный сейсмогеологический разрез по региональному профилю 33.

Далее по профилю стратиграфический разрез повторяется, но изменяются мощности слагающих его горизонтов.

В текстурно-структурном отношении разрез делится на 4 блока, разделенных по всей глубине разломами, опускающимися, по-видимому, глубже видимости разреза. В этой обстановке вызывает недоумение структурирование разреза, в котором в средних блоках стратогоризонты стоят почти что на голове и почти не затронуты складчатостью. В региональном плане обстановка неблагоприятствует формированию закрытых антиклинальных структур и снижаются перспективы нефтегазонакопления.

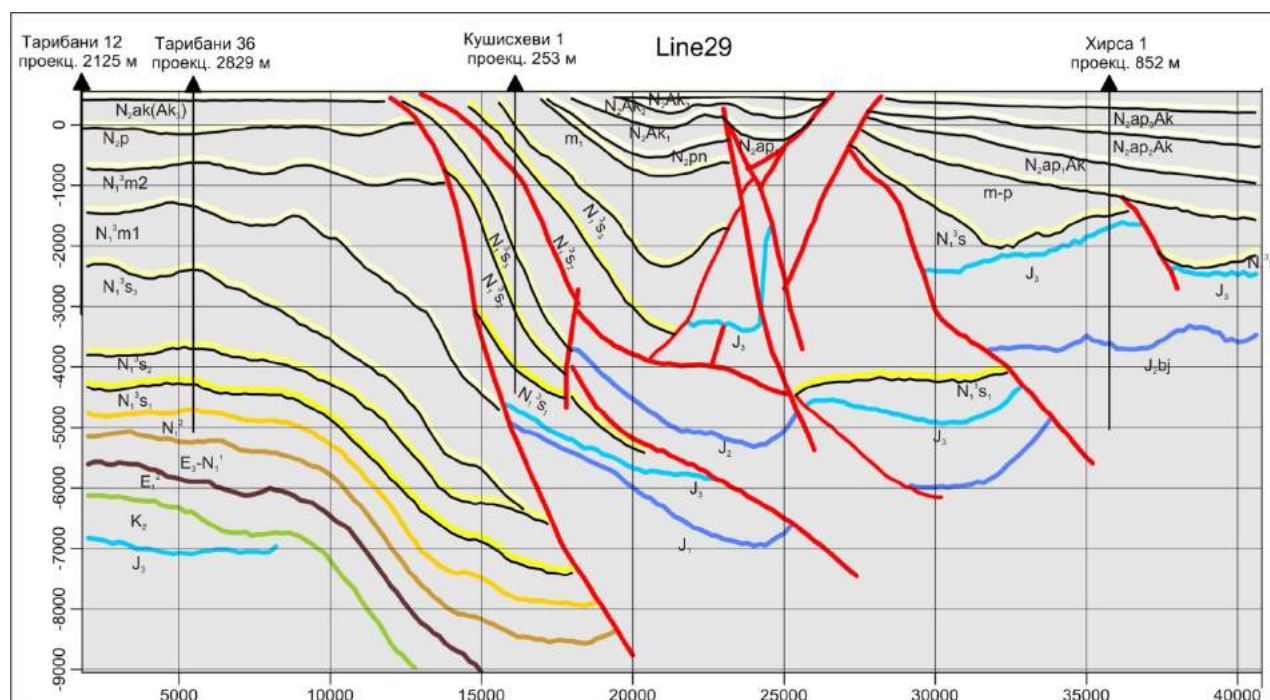


Рис.7.4.5.13. Структурный сейсмогеологический разрез по региональному профилю 29.

Региональный сейсмический профиль Line-29 начинается у скважины «Хирса-1», проходит мимо Дедоплис Цкаро с запада (пересекает рифовый кряж), прослеживается на юге по направлению скважин Кушис-Хеви и Тарибани. Сейсмогеологический разрез этого профиля приведен на рис.7.4.5.13, а временной разрез с накладкой прогнозной литофации представлен на рис.5.1.18. То, что все разрезы очень сложные, доказывать нет необходимости, это и так наглядно видно.

Стратификация разреза здесь определена по трем скважинам, нанесенным там же. Их колонки приведены ниже, а межскважинные пространства прокоррелированы по сейсмостратиграфическим «образам» текстур синфазных осей отраженных волн. По профилю разреза тектонические процессы развиты в трех различных зонах по-разному: в Алазанско-Агричайской – типа «форланд» с незатронутой складчатостью, в Ширакско-Аджинаурской – крупно брекчированной до тектонического «меланжа» и третьей – слабо складчатой и в региональном плане представляющей огромный купол, опускающийся южным крылом в Джейранчельский прогиб.

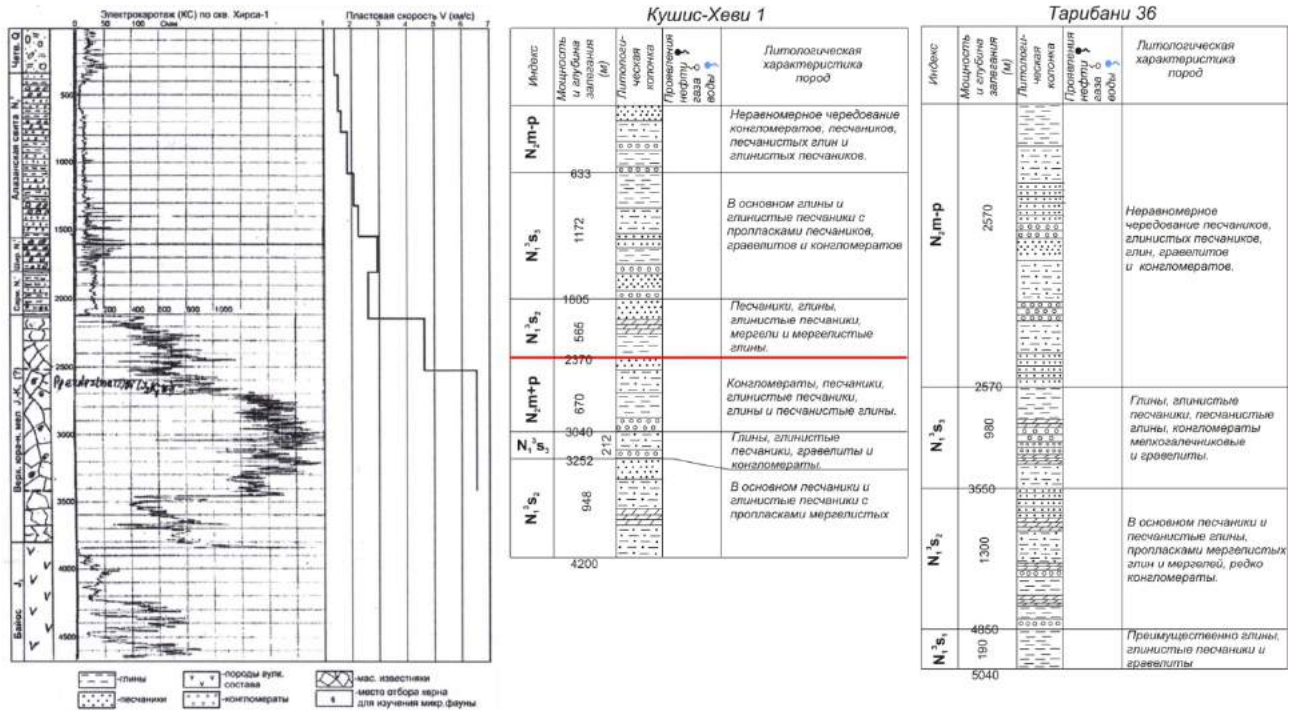


Рис.7.4.5.14. Геологические колонки скважин по региональному профилю 29.

Колонки скважин (рис.7.4.5.14) приведены в подтверждение того, насколько детально отражены на временных разрезах литофациальный состав и стратиграфическое разделение геологической среды. Кроме того, так мы пытаемся подтвердить тектонику в региональном плане и структурное строение с поисково-разведочной точки зрения. Целенаправленность их одному и второму назначению оправдана. На самом деле временной разрез профиля разбивается на три почти равных тектонических блока с различными стратиграфическо-литофациальным составом и структурно-тектоническим строением. По всем этим признакам они настолько различны, что кажутся генетически образованными в удалении друг от друга на больших расстояниях. Так что, по новой терминологии их назвали бы «террейнами». На самом деле они произошли рядом друг от друга, но это мы обоснуем позже.

Временной разрез регионального профиля 29 является иллюстрацией фиксации разнородного литолого-фациального состава геологической среды в весьма сложной тектонической обстановке (рис.7.4.5.15). Временной разрез четко делится на разного вида сеймотекстурные фактуры осей синфазности отраженных волн, что с привлечением данных глубоких скважин позволяет дешифровать структуру стратиграфических горизонтов и по энергетическому спектру прогнозировать их литофациальный состав. Проанализировать рисунок невозможно и в этом нет необходимости. Отметим только, что любой горизонт литофациального прогнозирования является более или менее благоприятным для накопления нефтегазовых продуктов, были бы лишь резервуарные условия и источник притока этих продуктов. В структурном отношении Тарибанский блок образует огромную куполообразную структуру, правда, южная половина ее не видна, но концы горизонтов загибаются вниз и завершение южного крыла происходит в Аджинаурском блоке. В

результате любой горизонт Тарибанского блока до глубины 7 км может быть перспективным для накопления нефтепродуктов. Чего нельзя сказать о Кушисхевском и Хирсинском блоках.

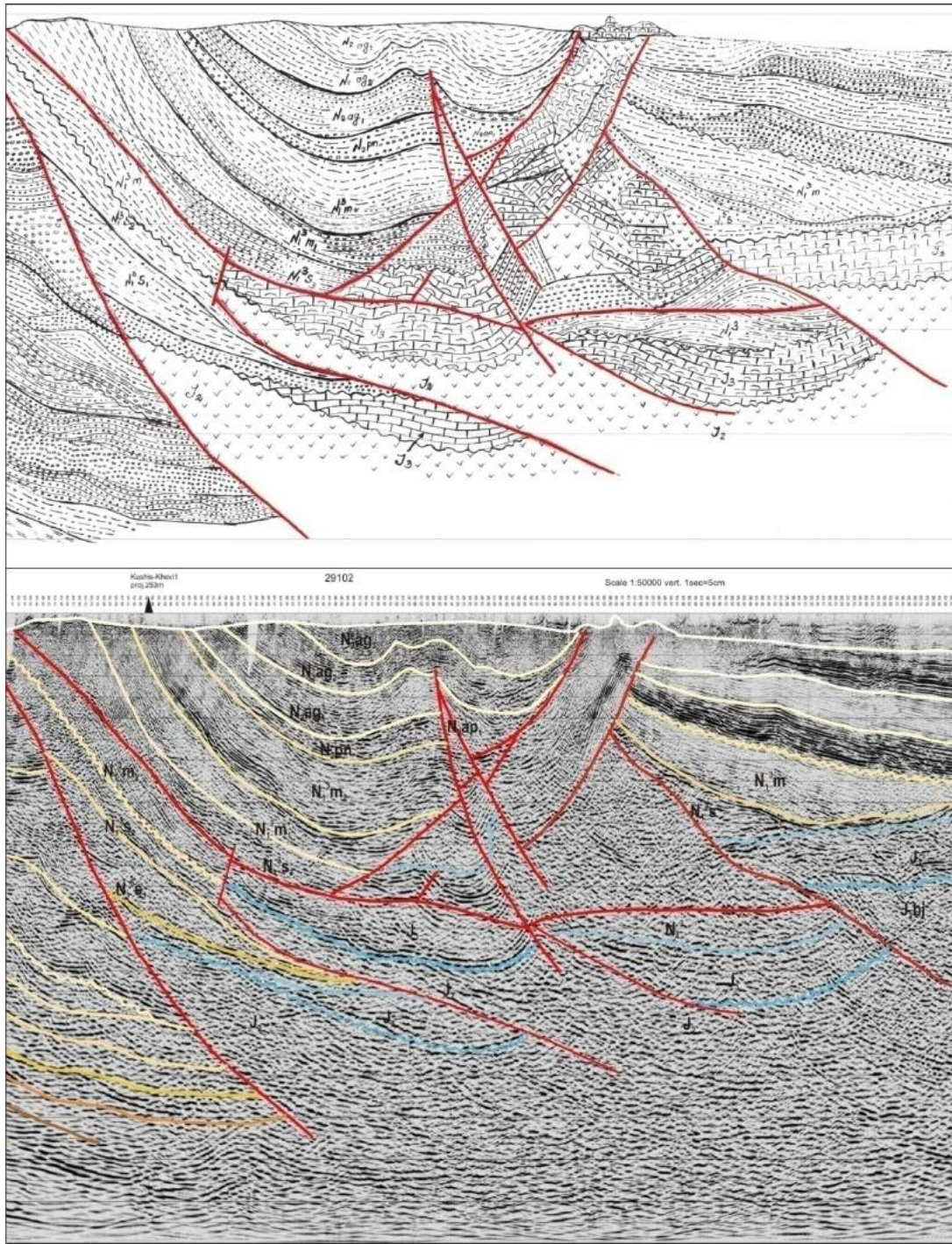


Рис.7.4.5.15. Фрагмент временного сейсмического разреза по региональному профилю 29 с прогнозной накладкой литофаций.

Вопрос происхождения тектонической обстановки в связи с «красноколодскими известняками» (под таким названием известна эта проблема в геологии) – проблематичный и дискуссионный. Эти вопросы подробно рассмотрены в работе [Гамкрелидзе Н.П. и др.,2013]. Заинтересованные лица могут обратиться к ней. Мы здесь остановимся немного на механизме тектогенеза диапирового характера.

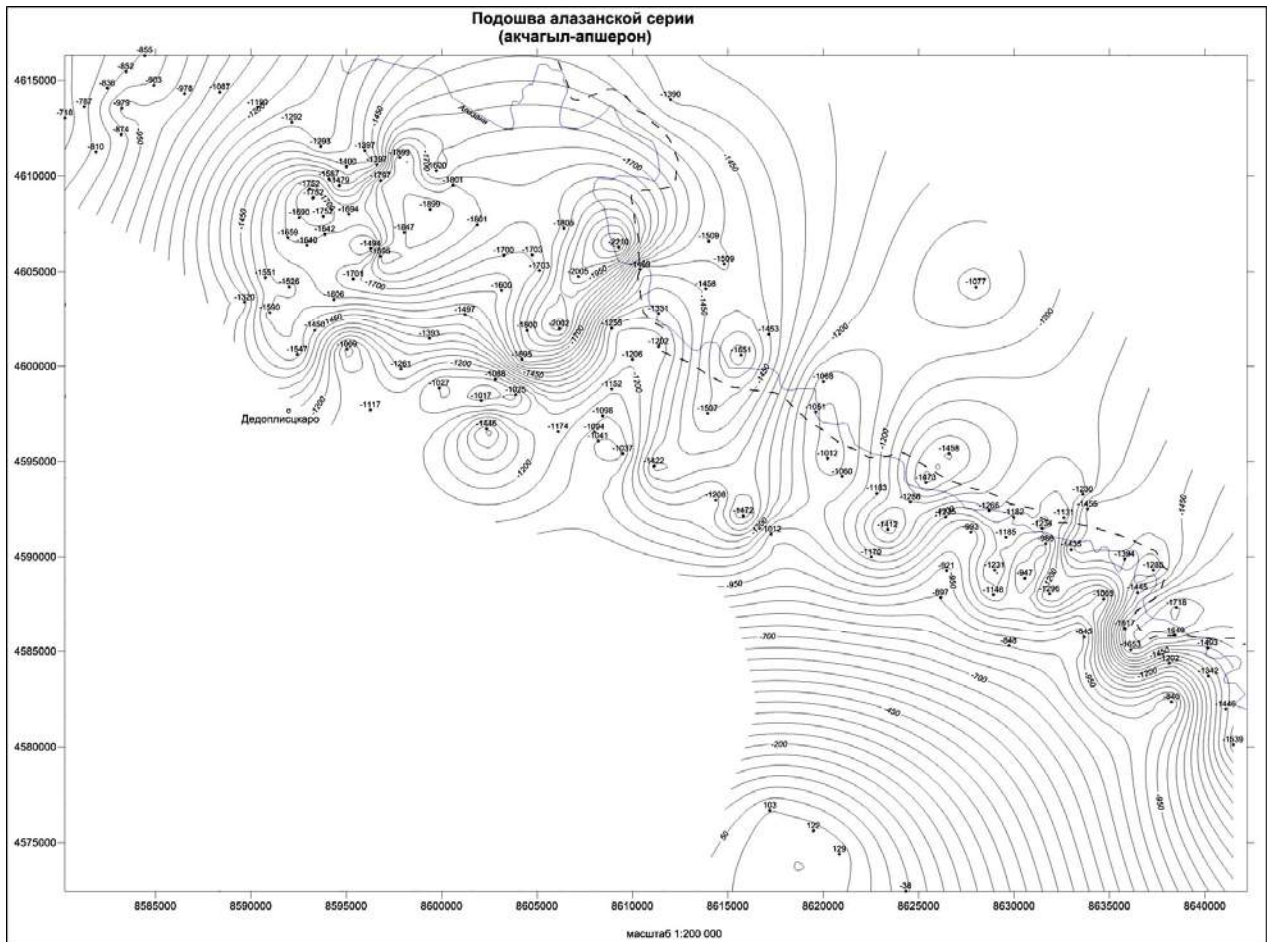


Рис.7.4.5.16. Карта-схема подошвы алазанской серии (акчагил), Кахетия

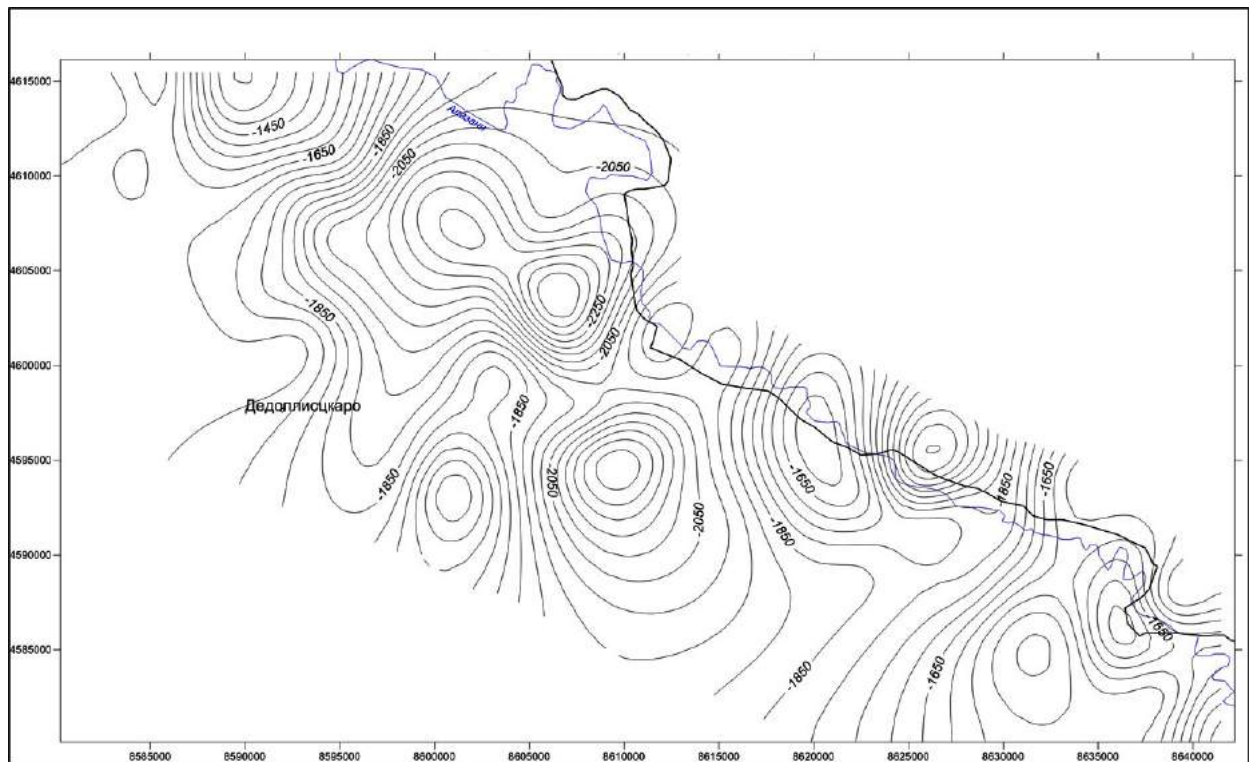


Рис.7.4.5.17. Карта-схема кровли рифогенных известняков верхней юры (J3), под алазанской серией.

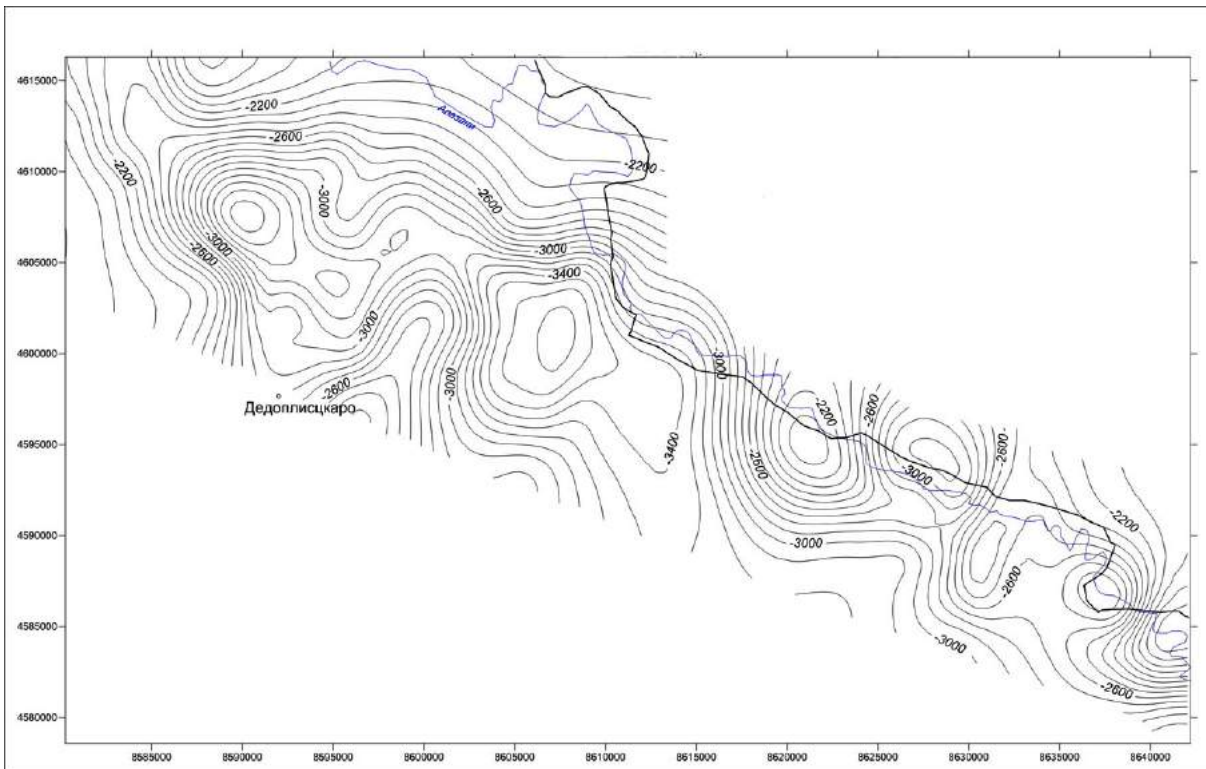


Рис.7.4.5.18. Карта-схема подошвы рифогенных известняков верхней юры (J_3)

Представленные здесь рисунки 7.4.5.17-18 иллюстрируют площадь и монолитность распространения под землей барьерно-донных (площадных) рифогенных известняков «краснокогодского» типа (так называют в геологической литературе проблему генезиса Дедоплискарской известняков, а их корреляцию с известняками, залегающими на глубине Алазанской долины, мы назовем проблемой «хирсинских известняков»).

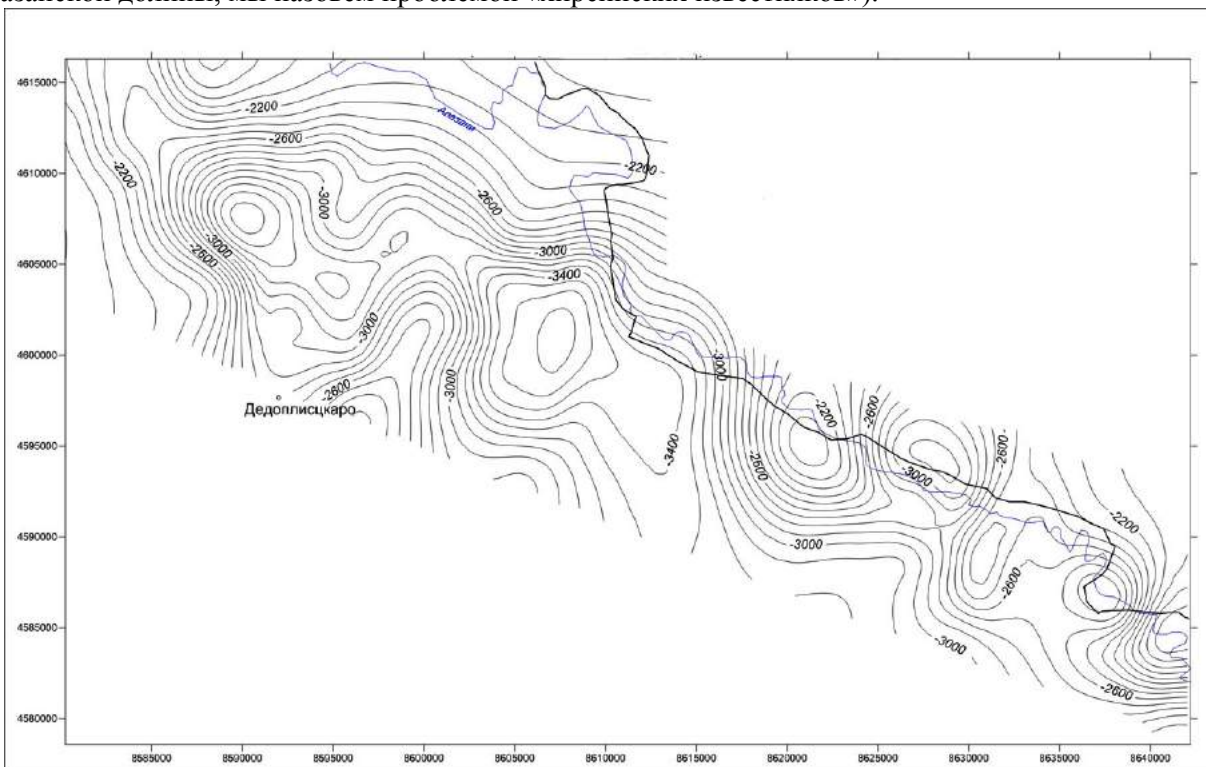


Рис.7.4.5.19. Карта-схема мощностей рифогенных известняков, назовем эти известняки – «Алазанская плита известняков» верхней юры (J_3).

Под сейсмическим горизонтом, выделяющимся особой «бугристой» конфигурацией осей отраженных волн, мы должны подразумевать известняки рифогенного происхождения верхнеюрского возраста, названные нами «хирсинскими известняками».

Структурная картина «хирсинских известняков» представлена морфологией кровли, подошвы, мощностью и блок-диаграммой пограничной территории Алазанско-Агричайской депрессии и прилегающей к ней полосы Южной Кахетии. Они занимают ограниченную площадь. Основная масса из них приурочена к центральной части Алазанской депрессии. Северная граница распространения проходит в 3-5 км за р.Алазани, западная – по меридиану г.Гурджаани. Восточная граница распространения известняков на Агричайской площади точно неизвестна, но то, что они распространены до Алиабада – нет сомнений, поскольку на сейсмотоморазрезе профиля Шамхор-Алиабад (рис.7.4.5.7-8) под низкоскоростным чехлом выделяется горизонт с высокой скоростью и ограниченным распространением на юг по профилю. Однако здесь известняки не должны распространяться далеко на восток, поскольку они связаны с «кордильерами» порфиритовой формации байоса, породы которой в то время рифообразования глубоко опускались в сторону Агричайской депрессии с «кордильерой», а кораллы, образующие его, в глубоководьях не развиваются. В Вандаме (Азербайджан) благоприятная обстановка для кораллов может повториться, поскольку порфириновая формация байоса там приподнята, а глыбы разбросанных на поверхности известняков, типа «красноколовских», подтверждают нахождение их в коренных залеганиях.

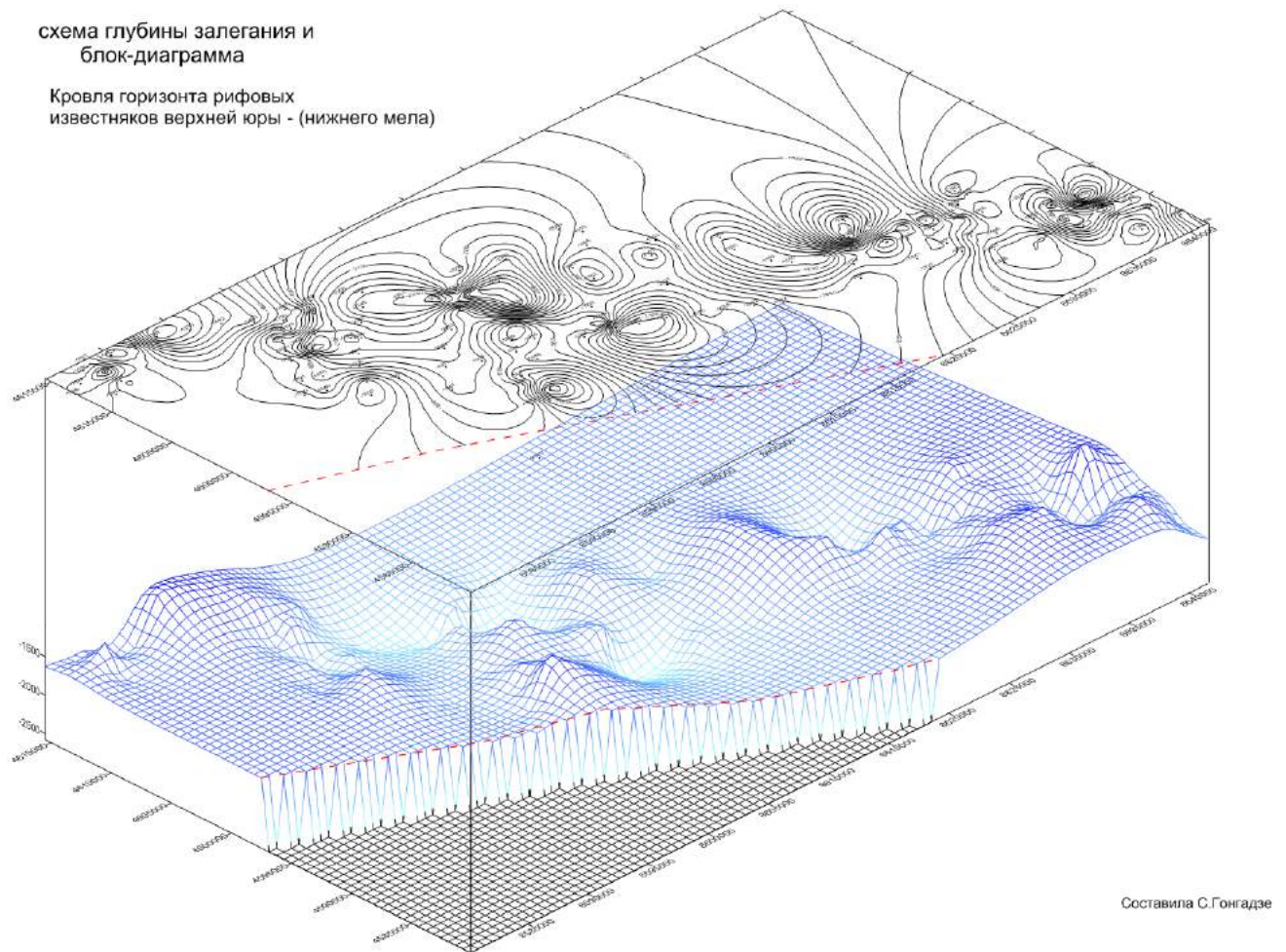


Рис.7.4.5.20. Блок схема подземного рельефа поверхности рифогенных известняков под акчагилом алазанской серии

В Южной Кахетии эти известняки развиты в виде двух барьерных полос в виде «отрогов», расположенных по направлению Хирса-Дедоплисцкаро-Сабатло и Хирса-Кушисхеви, с сильно отличающимися между собой морфоструктурами подошвы и кровли. Отражения образа «хирсинских» известняков на соединяющих их профилях-временных разрезах выражены слабо. Предполагается, что эти барьерные отроги, отходящие от Алазано-Агричайского рифогенного

массива «Алазанской плиты» в поперечном направлении не должны иметь большого распространения. Наличие «хирсинских» известняков между ними не предполагается. Возможно эта система барьерных рифов, имеющих бугристую морфоструктуру по простиранию, характеризовалась ослабленной прочностью к разрушению.

Таким образом, «хирсинские» известняки в Алазанской депрессии имеют дугообразное, выпуклое на север барьерно-донное (площадное) распространение. В Южной Кахетии за Дедоплисцаро, известняки образуют отроги вроде погребенного хребта, назовем его «Хирса-Кушисхевским» хребтом. Морфоструктура этого хребта, расположенного своей основой на байосской порфиритовой формации, указывает на то, что вначале в этом направлении была развита биогермная система постройки. Позже, по-видимому, с изменением палеогеографии – перемещением берега в сторону Сабатло, биогермная система развивается уже в этом направлении. В результате, площадь сегодняшней Ширакской степи с Алазанской долиной была окружена с двух сторон барьерными возвышенностями, долгое время оставаясь лишенной седиментационных процессов, по крайней мере до миоцена. Эта площадь, вновь ставшая ареной седиментации, вероятно, оказалась под последующими осадками, неравномерно развитыми по мощности и компактности, что обусловило в дальнейшем резко различные условия тектонических катаклизмов, случившихся на площади поэтапно в течении аттичско-валахских орофаз. В результате этих катаклизмов при развитии сложных тангенциально-«роторных» процессов и диапирового нагнетания сил (не без помощи «Алазанской плиты») на глубине произошла ломка «отрогов» на глыбы в виде тектонического меланжа и выжимание «красноколотских известняков» со «спутниками» – мелких глыб тех-же пород и байосских порфиритов, разброшенных теперь на поверхности вокруг Дедоплисцаройских известняков.

7.4.6. Удабно-Кизихская зона впадины.

На карте доальпийского кристаллического фундамента (рис.7.4.5.1) эта зона-впадина представляет удлиненную площадь северо-восточного простирания, начиная от Куры на юге Удабно до Заалазанского предгорья у г.Кабала (Азербайджан).

Удабно-Кизихская зона впадины является поперечным проваленным «авлакогеном» в системе доальпийского кристаллического фундамента грузинской Куринской депрессии. Она начинается с юго-запада на стыке площади Удабно с северной полосой Джейранчельской равнины. Она имеет прямоугольную форму с овальным окончанием с обоих концов зоны, шириной в 15-20 км, длиной по простиранию 40-50 км. Тянется с юга-запада на северо-восток по Манавско-Какабетскому направлению. Зона опущена, как «плоскодонное корыто» от 6-7 км до 13-14 км, ограниченное разломами с северо-запада и с юго-востока, падающими довольно круто.

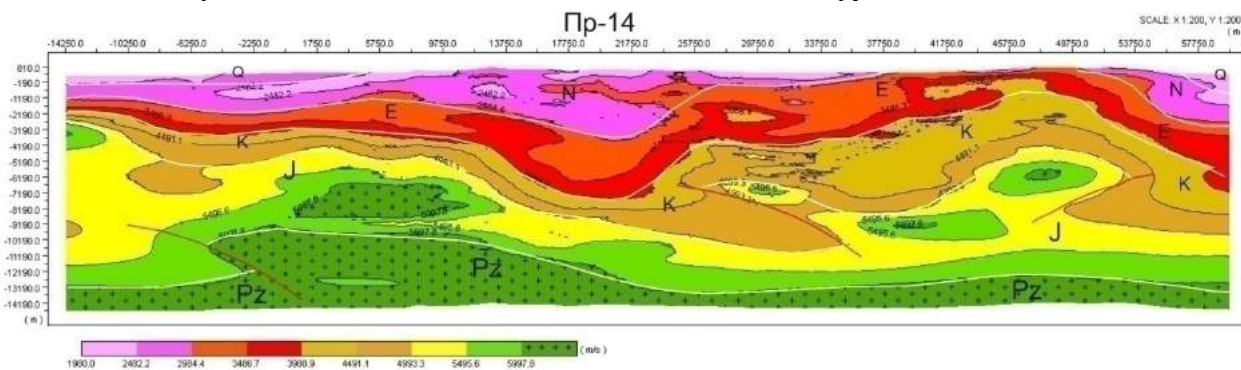


Рис.7.4.6.1. Томографический разрез профиля 14 КМПВ.

Томоразрез профиля 14 КМПВ (рис.7.4.6.1) характеризует северо-западную половину Удабно-Кизихской зоны впадины. Разрез читаем до глубины 14,5 км, осадочный слой на концах профиля опускается до 13 км, т.е. начинает проследиваться консолидированная кора. Проходя на этой глубине 8-10 км поверхность коры резко загибается вверх до -9км, проходя по этой глубине еще 12-13 км поверхность консолидированной коры плавно опускается и на 23-м километровом пикете опускается максимально до -13,5 км. Затем по ровной линии она проследивается с подъемом до -13км. К этой форме подогнан весь осадочный комплекс мезо-кайнозоя.

Томоразрез 14-го профиля разделяется на 5 горизонтальных мощных пластов стратоструктурных единиц: 1. Плиоцен-современные отложения с томоскоростными параметрами 1.98-

2.98 км/сек, слабо сцементированные глино-песчано-конгломератовые образования; 2. Олигоцен (майкоп)-миоплиоценовые отложения, изменчивые по мощности, простираются, но значительной мощности. Их томоскоростной параметр 2.98-3.98 км/сек. Предполагается, что они представлены песчано-глинистыми, частично гомогенными неплотными образованиями; 3. Эоцен тонкостойкий с томоскоростным параметром 3.98- 4.98 км/сек в юго-западной половине и терригенная толща с преобладанием плотных песчаников общей мощностью 2-3 км, занимающая неравномерный объем в разрезе осадочного слоя с теми-же параметрами во второй половине; 4. Самый нижний слой осадочного покрова с томоскоростным параметром 4.98-5.9 км/сек, отмеченный в разрезе желтым и синим цветами, предположительно стратифицирован, как полный комплекс мезозойских образований. Этим цветам соответствуют 0.6-0.8 км по мощности, и они в таком соотношении прослеживаются по всему профилю за исключением начальных и конечных частей, где такое соотношение нарушается на обоих горизонтах, выделенных разным цветом, и значительно больше на юго-западе; 5. Горизонт доальпийского кристаллического основания с томоскоростным параметром 6.0-6.2 км/сек, отмеченный на разрезе темно-зеленым цветом с вкрапленными мелкими крестиками и с отшлифованной гладкой поверхностью, прослеживается единообразно.

На 20 км профиля меловые отложения поднимаются высоко, на 44 км – подошва палеогена опускается глубоко до -9÷-10 км, а на 60 км – опять высоко поднимаются меловые отложения, а палеоген – почти до поверхности. В этом неравномерном распределении трех основных толщ – меловых, палеогеновых и миоплиоценовых отложений, самым мощным в отдельности является миоплиоцен. Но там, где две нижние толщи мощнее, третья – верхняя толща, тоньше и наоборот. Особой дислоцированности в этих разрезах мы не замечаем.

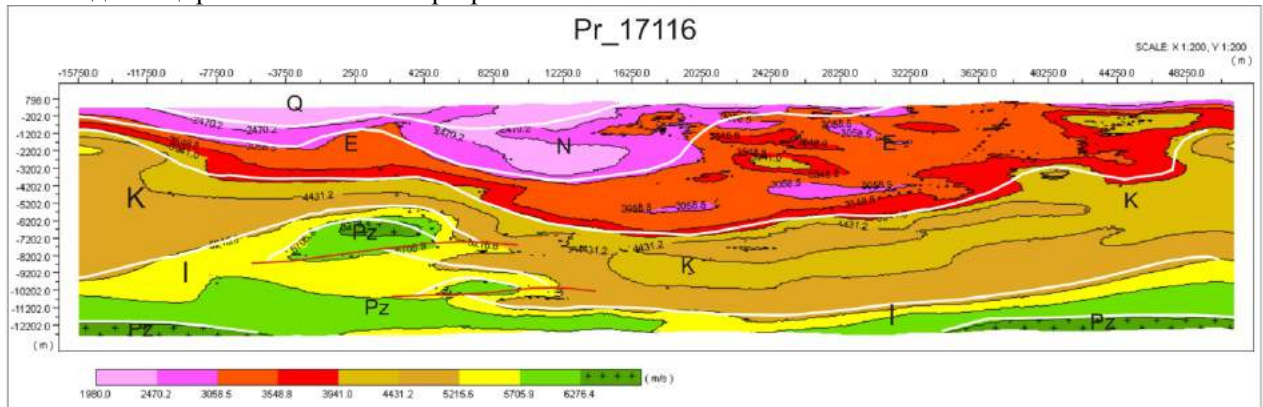


Рис.7.4.6.2. Томографический разрез профиля КМПВ 17116.

Опущенному складчатому или осадочному основанию должны соответствовать широкие по мощности расцветки томоразрезов. Крайний юго-восточный томоразрез осадочного слоя на концах профиля 17116 (рис.7.4.6.2) опускается до -12 км, в средней части основания не видно, глубины основания и профиля находятся в полном соответствии с мощностью осадочного чехла. Профиль смотрится как-то асимметрично – западная нижняя часть, около 15 км по простирацию, сложена мощными мезо-эоценовыми отложениями в компенсированном состоянии. Там, где эоцен мощный, меловые – тоньше и наоборот. В средней части их соотношения не видно, а в северной повсюду доминирует палеоген с мощностью 4-4.5 км и миоплиоцен с той же мощностью. Разрывные и пликативные дислокации развиты здесь слабо и, в основном, в верхней части.

Эти два профиля (рис.7.4.6.1 и 7.4.6.2) одной и тоже тектонической зоны очень похожи – стратиграфической последовательностью горизонтов, их мощностью и конфигурацией. Похожи и крупноблочным строением осадочного слоя с фундаментом. Эти профили на 20-24 км пикетах от их начала делятся на два блока – юго-западный приподнятый и северо-восточный опущенный в глубокую впадину. На профиле 14 высоко приподняты мезозойские отложения с ксенолитом фундамента и под ними сам фундамент, а на профиле 17116 приподняты мезозойские отложения с ксенолитом фундамента, фундамента же в этой части не видно, т.е. здесь он опущен.

В северо-восточном блоке интерес представляет соотношение толщ плиоцена, майкоп-миоцена и палеогена. Там, где плиоцен мощный – майкоп с миоценом и палеогеном уменьшенной мощности и прогнутые, а там, где их нет или мало – нижние горизонты приподняты, в структурном отношении благоприятны и кажутся перспективными с точки зрения нефтегазоносности.

Верхний мел. На площади Ширакско-Аджинаурской зоны структурный план верхнего мела не определяется методом ОГТ из-за большой глубины его залегания в центральной части впадины. На юге зоны Прииорского поднятия на отдельных профилях прослеживается горизонт верхнего мела в этой части.

Его структурный фрагмент (рис.6.1.27) отрисован в виде широкой антиклинальной структуры с залеганием замка на глубине 6.5 км между крыльями с отметкой 7.5 км. Структура эта, как было сказано, на запад в сторону Удабно-Кизихской впадины опускается на 1.5 км и затухает. Северо-восточным крылом она переходит в Ширакско-Аджинаурскую впадину до -8.5 км и там же «растворяется» как структурная единица.

Средний эоцен на этих площадях отмечен почти что «белым пятном», только восточнее горы Эллер-Оюги вырисовывается структурная форма на всю ширину пространства до границы Грузии с Азербайджаном, где плоскость дна этой структуры опущена на -6500 м, изолинии в сторону Аджинаура не закрываются. Что касается амплитуды прогиба, она определяется по-разному, южное крыло опускается от -4599 м до -6500 м с довольно интенсивным градиентом, с запада опускается с таким же градиентом. Севернее крыло сужено, начиная с -5750 м и опускается с повышенным градиентом, очевидно, что севернее крыло должно быстро выклиниваться. Что касается структурного положения среднего эоцена в области «белого пятна», то на всю Кахетию восточнее населенного пункта Квемо Магаро в эту «пустыню» с юга между горами Гегтебе и Чобандаг заходит структурный нос, но как дальше развивается обстановка, не установлено.

Верхний эоцен на площадях Ширакско-Аджинаурской и Удабно-Кизихской зон зафиксирован повсюду за исключением Алазанской долины, где его не должно быть. На отмеченной территории он слагает единую впадину с узкой полосой максимальной глубины залегания -7000 м, приуроченной к предгорьям Цив-Гомборского хребта. Узкомульдовая полоса впадины начинается в окрестностях г. Удабно, прослеживается по Удабно-Кизихскому направлению и в районе Манави-Какабетских скважин заворачивает дугообразно по юго-восточному простиранию с максимальным погружением на площади Эльдари -7000м. Автохтон – базовый верхний эоцен почти полностью перекрыт фрагментами пластины того-же возраста. Структурный план у них различный.

Майкоп почти идентично повторяет морфоструктуру верхнего эоцена, разница в том, что он прослеживается на 500-750 м выше его глубины залегания (рис.6.1.19).

Средний миоцен. На карте кроме общего характера впадины отмечаются несколько «ямочных» и «корытообразных» провалов (рис.6.1.16). Кроме того, наблюдается структурное осложнение по линии Удабно-Гегтебе до самой госграницы.

Структурный план нижнего сармата несколько отличается от прослеживаемых ниже него горизонтов отрицательных структур большей изомерностью и разряженностью изоглубин того же сечения. На уровне нижнего сармата в пределах рассматриваемых тектонических зон положительных тектонических зон мало, как и в других зонах, но рисуются они более четко. Особое структурное осложнение наблюдается на всех стратиграфических горизонтах в Удабно-Кизихской зоне. В частности, здесь образована овальная, более или менее изомерная, синклиальная структура, над которой развиты фрагменты двойных шарьяжных перекрытий тем же горизонтом (рис.6.1.13).

Средний сармат (рис.6.1.12) занимает всю Куринскую депрессию и Гаре Кахетинскую впадину с Цив-Гомборским хребтом. Но главной структурной единицей является «корытообразная» синклиналь, опускающаяся до -5.0 км глубины в полосе Караяз-Удабно-Кизихской зоны. Она пересекает Цив-Гомборское горно-складчатое сооружение по восточному его погружению. Этот участок характеризуется также одноразовым налеганием пластины сложной структурной формы.

Распространение верхнего сарматского автохтонного (базового) горизонта в Картлийско-Кахетинской впадине ограничено. Об этом было сказано в главе 6, но не было сказано о том, что на этот автохтон широким фронтом налезает с севера пластины-надвижки того же горизонта, перекрывающие его и распространяющиеся большей площадью с четким формализованным структурным планом (рис.6.1.11).

Меотис-понт в Картлийско-Кахетинской впадине занимает очень небольшие площади: в Кахетии, восточнее Удабно-Кизихской зоны и очень узкую полосу в Гори-Мухранской депрессии. В этой последней меотис-понт имеет весьма ограниченное распространение. О структурном характере горизонта здесь говорить приходится. В Кахетии, на автохтонную, базовую карту горизонта накладываются пластины трехэтажного происхождения, т.е. горизонт по простиранию испытал три крупных разрывных нарушения с большим перемещением надвинутых крыльев, отмеченных разными цветами (рис. 5.1.8). Каждая из этих пластин структурирована по-разному.

Акчагил – последний морской седиментный горизонт, которым по ОГТ завершается осадочный покров на территории Восточной Грузии, оставивший свои следы во впадинах Восточной Грузии. Он имеет внушительную мощность и структурирование в поперечном простирании.

7.4.7. Самгорско-Гомборский кольцевой блок.

Самгорско-Гомборский кольцевой блок-впадина глубиной до -8.0 км и площадью около 2000 км² охватывает самую сложную в геологическом и интересную в прикладном отношении стыковку тектонических зон, с точки зрения нефтегазоносности. Особенностью этого блока является еще и то, что на вид он похож на углубленный колодец, ограниченный с трех сторон по кольцу глубинными разломами, и небольшим Самгорско-Патардзеульским поднятием, завершающимся на стыке Цив-Гомборского и Кахетинского хребтов с южной стороны и выдвинутым ему навстречу аналогичным поднятием от Шуагорских скважин – с северной стороны. Странно, но примечательно, что к ним приурочены Норико-Самгорско-Ниноцминдские месторождения на юге и Илдоканско-Шуагорские нефтегазопроявления на севере. Вокруг этого поднятия развито широкое, радиусом в 15-20 км, слабо наклоненное плато, похожее на зонтик. Такова краткая характеристика складчатого основания одного из перспективных блоков Картлийско-Кахетинской впадины, отличающегося от всех остальных ее частей. В этой связи интерес представляет строение осадочного покрова рассматриваемого блока. Для этого целесообразно начать рассмотрение томоразрезов КМПВ.

Профиль Шулавери-Уджарма пересекает центр кольца Самгорско-Гомборского блока с юга на север между пикетами 50.2-85.4 км. У первого пикета разрез начинается пластиной с низкой и повышенной скоростями, надвинутой над аналогичный тонкий горизонт, который прослеживается до конца профиля с повышенной мощностью и опущенный во впадину до глубины 2.0-2.5 км. Ниже отмеченного слоя прослеживается слой с повышенной (2.98-3.96 км/сек) скоростью, в начале с ксенолитами нижнего, а затем без инородных включений. Он мощным слоем поддерживает общую структурную конфигурацию разреза. По прогнозным определениям этот слой соответствует майкоп-миоцену. На томоразрезе коричневым цветом, т.е. скоростью 3.99-4.99 км/сек, обозначен эоцен с содержанием терригенных, вулканогенных и частично карбонатных образований. Горизонт этот прослеживается с различной мощностью: в интервале профиля от 50 до 63 км она равна 2.5-3.0 км, за пределами этого интервала – 0.5-1.5 км. Подразумевается, что подошва осадочного слоя со скоростью 4.99-5.99 км/сек содержит вулканогенно-карбонатные образования мела небольшой мощности и юрские отложения с таким же составом и мощностью, что и в сопряженных с ней зонах.

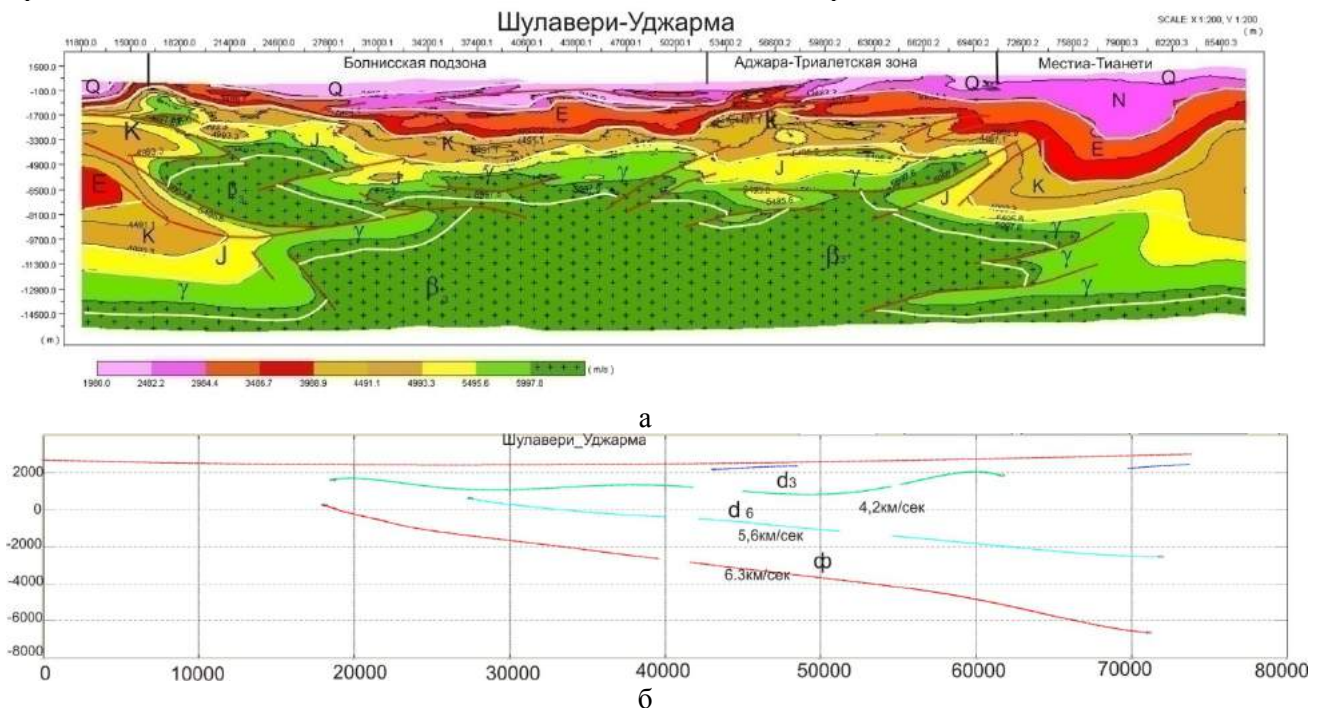


Рис.7.4.7.1 Томографический разрез (а) и сейсмический разрез (б) профиля «Шулавери-Уджарма»

Последним в томоразрезе прослеживается горизонт со скоростью 5.99 км/сек, характерный для фундамента складчатого основания. Он прослеживается весьма неровной, ухабистой поверхностью,

ксенолитовыми включениями в подошву осадочного слоя. Это говорит о том, что фундамент перед осадконакоплением не подвергался долго эрозионному подравниванию и испытал также тектонические дислокации. Глубина залегания фундамента равна 5.5-7.5 км/сек. В тектоническом отношении разрез по простиранию делится на блоки. Самым приподнятым является интервал между пикетами 50-63 км и перспективным по содержанию литофациальными горизонтами.

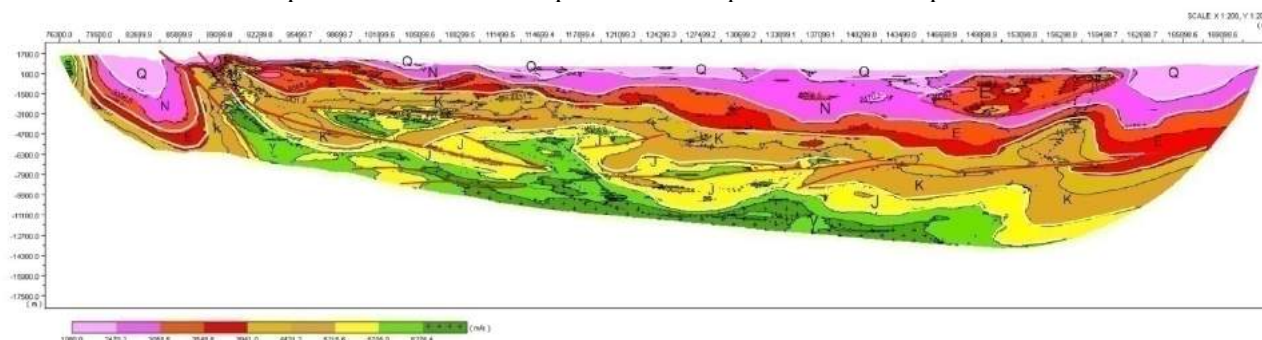


Рис.7.4.7.2. Томоразрез профиля КМПВ «Голтети-Диди архи»

Профиль «Голтети-Диди архи» также пересекает восточную половину Самгорско-Гомборского блока, но с другого угла по сравнению с предыдущим, и они совместно представляют определенный интерес.

Томоразрезы профилей (рис.7.4.7.1 и 7.4.7.2) схожи по форме и сложны по распределению цветовых гамм. На приведенных томоразрезах особое внимание обращает характер распределения цветовых гамм – целостность или нарушенность «стратиформных» цветовых полос. В данном случае наблюдается слабое нарушение верхнего покровного горизонта. На горизонтах между средним миоценом и средним эоценом нарушений цветовых гамм не видно. С нижнего эоцена наблюдается отклонение от нормальной раскладки цвета, а в нижнем подошвенном слое осадочного покрова происходит хаотическое распределение четырех различных цветов с преобладанием желтого и зеленого. Эта картина отражает условия осадконакоплений, требующих расшифровки с точки зрения формирования тектонических структур и продуктивных горизонтов.

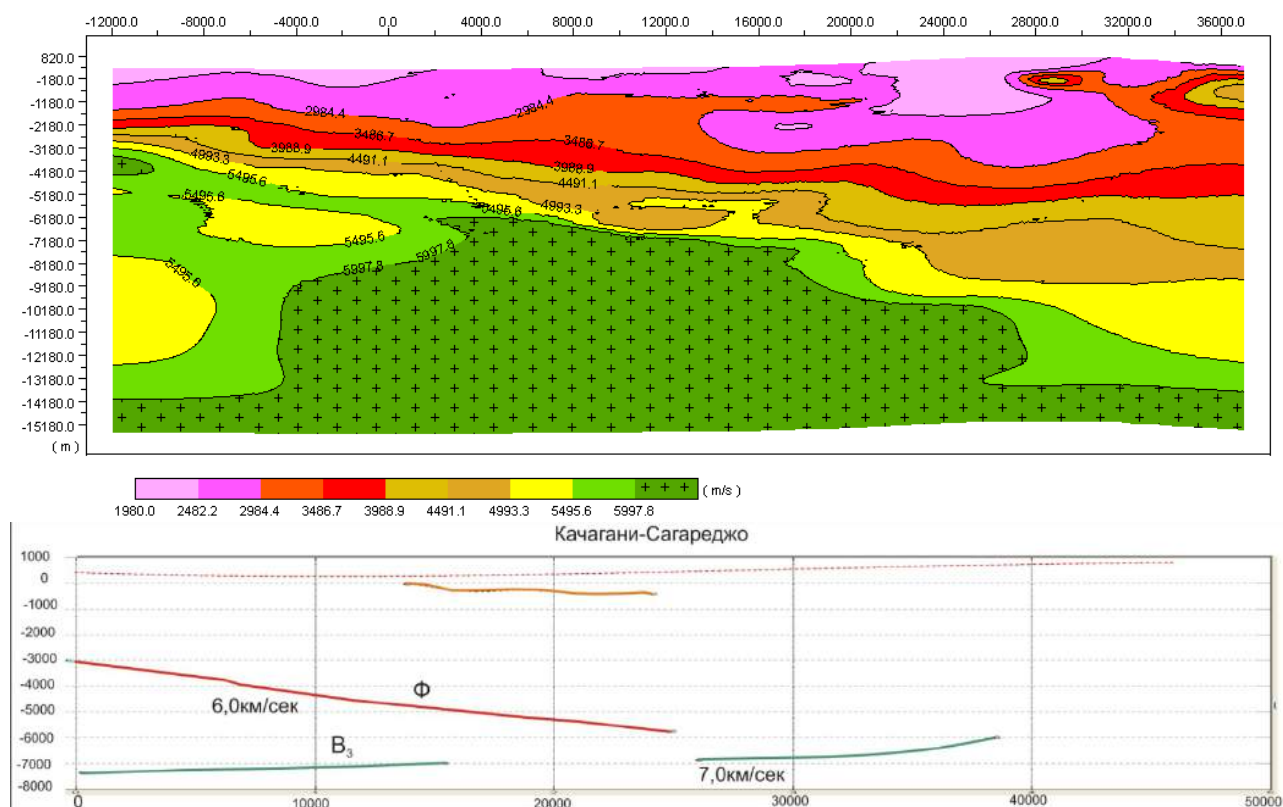


Рис.7.4.7.3. Томоразрез и сейсмический разрез профиля КМПВ «Качагани- Сагареджо»

Приведенные томоразрезы позволяют представить осадочный комплекс Самгорско-Гомборского блока в едином литолого-фациальном и тектоническом сообществе.

Профиль «Качагани-Сагареджо» (рис.7.4.7.3) проходит в 15-17 км восточнее профиля «Шулавери-Уджарма» в Удабно-Кизихской зоне. Разрез, как и приуроченные к одной и той же зоне рисунки 7.4.7.1 и 7.4.7.2, характеризуется гладкой раскладкой цветовых гамм рисунка, отображающих естественное залегание стратиграфических структур. Томоразрез здесь приведен для того, чтобы показать разрешающую способность томоразрезов КМПВ при определении морфоструктурного и литофациального строения в сопряженных тектонических зонах. Данные томографии в таком варианте можно использовать довольно эффективно для зонирования территории в тектоническом и перспективном на нефтегазаносность поисково-разведочном отношениях.

Структурные формы на уровне верхнего мела на площади Самгорско-Гомборского кольцевого блока отображены в региональном плане «монументально» и не все структуры уместаются в пределах рассматриваемой площади (рис.6.1.27). Гомборский хребет на востоке и западнее на южном погружении Кахетинского, Тианетского и Гудамакарского отрогов Главного Кавказского хребта до Жинвали образуют моноклин: глубина на гребне -1.0 км, а у Сагареджо с севера – -5.5км. По линии Красногорск-Сартичала-Уджарма зафиксирована крупная антиклиналь с двумя максимумами в Сартичалах и Уджарме на глубинах: на первом – -3.0 км и на втором – -5.5 км. Также индивидуально зафиксированы Хашми-Сагурамский синклинорий и Телети-Руставский антиклинорий на глубинах 2.5км.

Выше, до среднего эоцена промежуточные горизонты пропущены и прослеживаются неравномерно.

Средний эоцен составляет мозаичный структурный план из трех изомерных структур разной глубины залегания и занимаемой ими площади (рис. 6.1.24). Эпицентры этих структур находятся в Патардзеули, Самгори и Диди Лило. Они увязаны между собой основанием этих трех структур с отметкой изоглубины -4.5км. С юга эту триаду структур окаймляет Телетско-Руставский комплекс структур неглубокого залегания и небольшой амплитуды воздымания.

Верхний эоцен на данной площади в структурном отношении органически связан со средним эоценом (рис.6.1.23). Он выделяется эпицентрами: Патардзеули, Самгори и Телети-Руставским комплексом. У этих структур в отличие от среднего эоцена морфология на плане изменена и несколько смещена и сужена по площади.

Майкоп в этой области структурирован более детально и разборчиво (рис.6.1.19). На Патардзеульско-Уджармском кряже майкопская структура несколько сдвинута на запад, на юго-востоке Самгорской структуры появляется придаток максимума небольшой площади. Телети-Руставский комплекс сужается в сторону Рустави. Здесь майкопская структура идет на убыль. Примечательно, что Самгорская структура на глубине -2.5 км к северо-западу раскрывается; одна изоглубина идет в сторону Мцхета, другая обходит вкруговую Патардзеульскую структуру и уходит на восток во впадину. С севера изоглубина с отметкой -2.5 км, закрывающая Самгорскую структуру со стороны Диди Лило, начинает отклоняться на север и образуется структурный нос с кривизной на восток, который на глубине -5.0 км закрывается и переходит в огромную чашеобразную котловину. Этот структурный нос охватывает участки – Норю, Сацхениси и Марткопи, огибающие небольшую впадину, расположенную между последним пунктом и Уджармой. На этих структурах развиты надвиги паравтохтонного и аллохтонного типов.

Изоглубины среднего миоцена на карте (рис.6.1.16) расставлены реже по отношению к принятому сечению. Структурный рельеф снижен и выравнивается. Замкнутые изоглубины охватывают большие площади и даже перехватывают сопряженный структурный план. Так происходит с Самгорско-Руставским комплексом на глубине. На площади Патардзеули на уровне среднего миоцена вместо структуры образован слабый структурный нос. Но параллельно к нему от Самгорского изоглубинного горизонта с отметкой -0.5 км с южной стороны образована структурная нос-флексурa намного интенсивнее предыдущего, шире и асимметричней с юго-восточным крылом. Этот структурный нос начинается с изоглубины -0.5 км и периклином опускается до -3.5 км. Навстречу этой структуре, примерно от Вазисубани, через погружение Гомборского хребта направлен аналогичный структурный нос, но структурированный более выразительно, наклоненный к антиклинали. У предгорья между Гомбори и Уджарма с одной стороны от структурного комплекса находятся и Марткопи и Ниноцминда, а с другой – проходит синклиналь с суженным к последнему пункту концом на глубине -4.5, -5.0 км (здесь майкоп находится на 0.5 км ниже). Норю-Марткопский структурный комплекс дугой обходит отмеченную синклиналь с северо-востока.

Горизонт нижнего сармата (рис.6.1.13) в Уджарма-Марткопской синклинали, как структурная форма сужен, короче по простиранию и приподнят на 0.5 км выше, чем под ним лежащий горизонт. Норио-Марткопский структурный комплекс становится дифференцированно, структурированно укомплектованным, перекрытым тем же надвигом паравтохтонного и аллохтонного типов. Патардзеули-Ниноцминдская полоса выглядит сглаженной флексурой. Телети-Руставско-Самгорская область на уровне сармата образует выравненное с абсолютным нулем, слегка наклонённое с юго-запада на северо-восток огромное плато-структурный свод.

Средний сармат на площади Самгорско-Гомборского блока присутствует, как неопределенная структурная форма. Уджарская синклиналь на глубине -2км отмечена маленьким овалом (рис.6.1.12).

Верхний сармат (рис.6.1.11.) и меотис-понт (рис.6.1.8.) на площади Самгорско- Гомборского блока отсутствуют.

Из палеозоома только акчагил присутствует на площади Самгорско-Гомборского блока. Он обнажается в верховьях р. Иори в виде широкой синклинали, примерно, от Ниноцминда до Диди Лило с эпицентром в Сионском водохранилище с глубиной залегания -0.2км (рис. 6.1.7).

**Условные обозначения к геолого-геофизическим разрезам
(Таблица сейсмотомоскоростных интервалов прогнозирования
геологических горизонтов на глубине).**

Таблица 6.

№ п/п	Скоростные интервалы в км/сек	Индекс приравнен к скоростям	Графические образы лито. петрологич. сейсмического горизонта	Индекс преломления горизонта	Краткая литолого-петрологическая характеристика сейсмо-геологических разрезов	
1	1.5-2.4	Q			Галечники, супеси, суглинки	Осадочные породы
2	2.5-3.2	N		d ₁	Конгломераты, гравелиты, песчаники, глинистые песчаники, глины	
3	3.3-4.0	E		d ₂	Песчаники, аргиллиты, алевролиты, глинистые песчаники, мергели, глины, вулканиты	
4	4.1-5.2	K		d ₃	Разнослоистые известняки, доломитизированные известняки, мергели	
5	4.1-4.6	K ₂		d ₄	Тонкослоистые, плотные известняки, мергелистые известняки	
6	4.7-5.2	K ₁		d ₅	Толстослоистые, плотные известняки ургонского faciеса, доломиты	
7	5.0-5.6	J		d ₆	Порфиритовые вулканогенные образования, аспидоподобные и глинистые сланцы	
8	5.7-6.3	γ		φ	Гранитоиды, диориты и им подобные породы	Гранитный слой
9	6.4-6.7	δm			Гнейсомигматитовые метаморфические комплексы	
10	7.1-7.6	B ₃ /V ₃			Базальтоиды, лейцитонефелиновые базальты	Базальтовый слой
11	7.6-7.8	B ₂ /V ₂			Пироксениты, пикритобазальты	
12	7.9-8.0	B ₁ /V ₁			Габброиды, перидотиты, ультрабазиты	
13	8.2	M			Мантийные ультрабазиты, эклогиты	Мантия

Сейсмотомографическое-литостратиграфическое прогнозирование комплекса осадочных образований основывается на различии сейсмических параметров его стратиграфической последовательности с учетом литологического состава. Анализируя томоразрезы, стратифицируемые и литологически определенные данными глубоких скважин, возможно выработать прогнозную эталонную шкалу перевода скоростей в литовозрастную «номенклатуру», естественно, вероятностную. О глубинных горизонтах консолидированной коры прогнозного возрастного определения не должно быть. Здесь к различным скоростным интервалам по литературным данным условно приравниваются петрологические комплексы, наделенные различными петрофизическими свойствами. Индексация: d_1, d_2, \dots, d_n в сейсмических разрезах над преломляющими горизонтами обозначает ориентировочно стратиграфический уровень и литологическое содержание.

В глубинных томо- и литофациальных разрезах наблюдаются резкие скоростные изменения или смещения линий изоскоростей, которые в разрезах обозначены красной линией раздела, но не всегда дело в тектонических перемещениях.

7.5. К вопросу глубинного строения Большого Кавказа и Рионско-Куринской впадины до Агджабеди

Глубинные геолого-геофизические исследования земной коры с мантией были и остаются главной проблемой современной геофизической изученности Кавказа, в том числе, и Грузии. От качества решения этой проблемы во многом зависит, кроме всего прочего: установление и обоснование, что редко встречается в литературе, последствий глобальной тектоники литосферных плит, установление генезиса и прогнозирование землетрясений, генезиса полезных ископаемых и закономерностей их распределения в земной коре.

С точки зрения выполнения проблема многоплановая, состоящая из методической, технической и материальной частей. Каждый из перечисленных аспектов требует специальной подготовки и разработки наиболее эффективных методов интерпретации материалов (отработанных в прошлом, порой, устаревшей методикой полевых работ); сбора и систематизация необходимых первичных материалов. Эти проблемы решаемы только на уровне целого института, но не в рамках индивидуальной проектной работы.

Грузия занимает на юго-западе значительную территорию Большого Кавказа и, поскольку он считается узловым звеном Альпийско-Гималайского тектонического пояса, решение его глубинного строения земной коры ассоциируется в геологии с «ядром» глубинного строения всего Кавказа. Он является молодым весьма сложным и интересным геологическим образованием, давно ставшим как бы природной лабораторией, возможно для решения научных и прикладных проблем в геологии. Кавказ почти 200 лет является объектом исследований в этом плане, вначале бессистемных, позже системных, подразумевается и глубинных исследований. В этом процессе геофизика почти век тому назад была призвана, как наиболее способное средство, для изучения глубинного строения недр Земли. В этом аспекте с тех пор накоплено большое количество геолого-геофизических знаний, раскрывших природу вещественного состава, строения и генезиса Большого Кавказа (БК). По пути решения этих вопросов применялись различные методы, технические средства (аппаратура, глубокое бурение и др.), научные подходы и концепции, при полевых и камеральных работах с целью получения качественных информативных материалов. Тем не менее, удовлетворительного решения по современным требованиям пока еще нет.

Мы не собираемся оценивать степень геолого-геофизической изученности и перечислять авторов, достигших или способствующих получению в данном деле определённых результатов. В использованной нами литературе эти вопросы хорошо освещены и не требуют лишних комментариев. Во время работы нам пришлось коснуться вопросов глубинного строения на основе данных геофизики и заниматься интерпретацией новейшими компьютерными методами. Конкретно, нашей задачей является рассмотрение результатов ГСЗ интерпретации методом сейсмотомографии, характеристики гравимагнитных полей в смысле возможности решения происхождения центральной зоны БК рифтогенезом. Исходя из этой мотивации, следует сказать вкратце о характеристике гравимагнитных полей этого региона.

7.5.1. Магнитное поле. Весь Кавказ характеризуется весьма сложным аномальным магнитным полем (АМП). На БК АМП относительно упрощено. Оно дипольное по морфоструктуре, в соответствии с единой областью формирования, но четко делимое вдоль и поперек морфологией. В поперечном направлении разделяется по р.р. Мзымта–Малая Лаба на западное доминирующее отрицательное -100 до +20 нТл и восточное положительное от +160 до -40 нТл. Отрицательное поле,

которое занимает площадь от Мзымта до самого Каспия по Южному склону БК, выделяется, как подзона. Таким образом, БК по АМП подразделяется вдоль и поперек, первое отвечает его зональному по простиранию, а второе - блоковому строению.

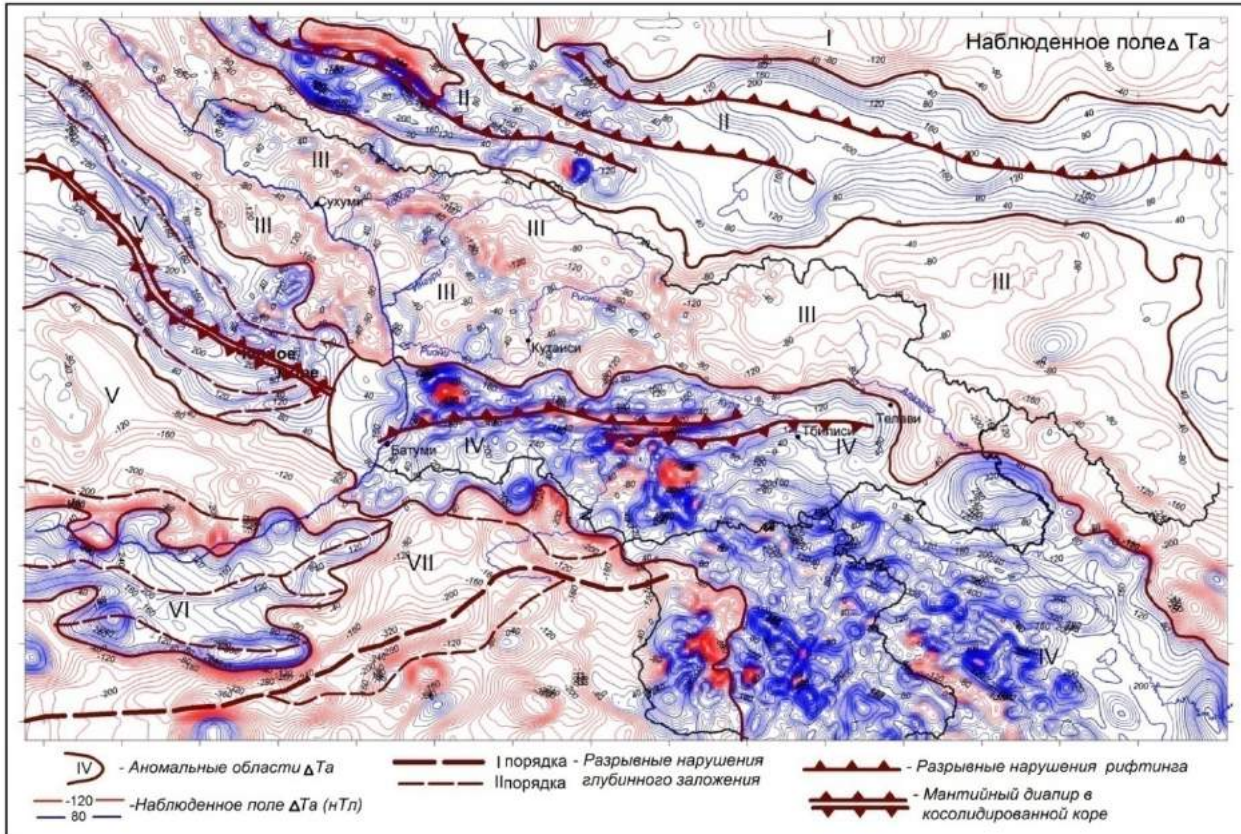


Рис.7.5.1. Наблюдаемое аномальное магнитное поле ΔT_a Грузии с прилегающими территориями на высоте на 2.5-3.0 км.

Аномальные области ΔT_a : I. Терско-Каспийского предкавказского прогиба; II. Главного хребта Б. Кавказа с Сунжа-Суланской впадиной. Зоны: II₁ - Западных горных систем с Передовым хребтом, II₂ - Восточных горных систем с Сунжа-Суланской впадиной. III. Закавказского межгорного прогиба; Зоны: III₁ - Адлерско-Колхидского прогиба с Дзирульским массивом, III₂ - Абхазско-Рача-Кахетинской горно-складчатой системы, III₃ - Восточного погружения Большого Кавказа (Дагестанская и Азербайджанская части), III₄ - Туапсинско-Очамчирского континентального шельфа. IV. Малого Кавказа с Талышом, Зоны: IV₁ - Аджаро-Триалетской, IV₂ - Гаре-Кахетинско-Саатлийской, IV₃ - Месхет-Джавахетской, IV₄ - Сомхитско-Карабахской, IV₅ - Локско-Кафанской, IV₆ - Севанско-Акеринской, IV₇ - Ереванско-Ордубадской; V - Восточно-Черноморского бассейна за исключением Абхазского шельфа, зоны: V₁ - Симферопольско-Потийской, V₂ - Глубоководной впадины Восточного-Черноморья; VI. Восточных Понтид (Турция), VII. Анатолии (Турция).

В этой обстановке привлекает наше внимание зона положительной магнитной аномалии II₂, выделенная этим символом на карте (рис.7.5.1), с точки зрения ее информативности о глубинном строении региона.

Она требует более детального описания. Аномалия начинается западнее Самурского хребта и в ширину распространяется по р. Сулака до ее конца. Северная граница после р. Сулака проходит через пос. Прохладный, Черкесск до р. Уруп, западная проходит по реке Уруп до горы Уруп, отсюда южная граница по Главному хребту до г. Казбек и по направлению г. Дербент до пересечения Самурского хребта. В этих пределах АМП прослеживается на запад, как единое целое, на расстояние 300 км максимумом по оси простирания 180 нТл, где оно замыкается значением изодинамы 80 нТл. После этого с меридиана горы Сагеби (на Главном хр.) аномалия расщепляется с запада локальной отрицательной магнитной аномалией -100 нТл на две положительные аномальные полосы - на северную и южную. Северная - с двумя максимумами по +80 нТл замыкается по реке Уруп. Южная полоса аномалии продолжается дальше с интенсивностью 100-120 нТл, эта аномалия после Урупа снижается асимметрично до -120 нТл, оставаясь по оси максимумом с интенсивностью 0-40 нТл, и заканчивается с погружением Кавказского хребта у г. Анапы. Немного дальше г. Анапы в Азовском

море отмечена значительная аномалия по площади с интенсивностью +120 нТл. Восточная положительная аномалия ΔT_a по линии Мзымта-Мал. Лаба полностью перекрывает магматогенные образования Северного Кавказа и отражает «стерильность» западного погружения Б. Кавказа отсутствием интенсивных аномалиевозмущающих тел. Тем самым устанавливается, что глубинное строение восточного и западного БК отличаются и отличаются весьма значительно. Это утверждение более убедительно подтверждается данными гравиметрии. Об этом подробнее потом, но в первую очередь следует охарактеризовать восточную магнитную аномалию БК по ее морфоструктуре.

На общем фоне карты АМП съемки масштаба 1:200000, выполненной на высоте 2.5-3.0 км, восточный блок (половина) Большого Кавказа выглядит относительно проще. Изодинамы ΔT_a на большей части этого блока, который занимает площадь длиной 370 км и шириной 100-150 км, сглажены, широко расставлены и в поперечном сечении создают коробчатую структуру по форме и с интенсивностью максимумом 220 нТл. При этом на этой площади никаких признаков нахождения магнитоактивных тел не наблюдается.

Западная половина осложнена локальными составляющими до $\pm 800-1000$ нТл. На этой площади развиты магматогенные образования разного петрографического состава, и месторождения металлов также разного минералогического состава и повышенной магнитоактивности. Для этого блока характерно в целом зонирование АМП в 4 полосы, с перекрытием южной зоны с северной кулисообразно с востока на запад (рис.6.3.1).

На трансформантах этого поля характер аномалий блока изменяется с высотой пересчета своеобразно, на восточной половине блока: на высоте 4 км аномалия уменьшается до 180 нТл, на западной половине – до 375 нТл. Зональность уменьшается в целом до трех частей. На высоте пересчета 10 км интенсивность главной аномалии равна 140 нТл, на южном прихребтовом – 200 нТл. На 10 км-ой трансформанте (рис.6.3.4) интенсивность аномалии в пределах хребта выравнивается. Но оси симметрии зон на перекрытиях смещены по отношению друг друга. На 20 км-ой трансформанте (рис.6.3.6) АМП объединяются в одну аномалию с интенсивностью в 60 нТл. Аномалии, объединяющиеся в одну, теряют физический смысл, и правомерность такого пересчета ставится под сомнение.

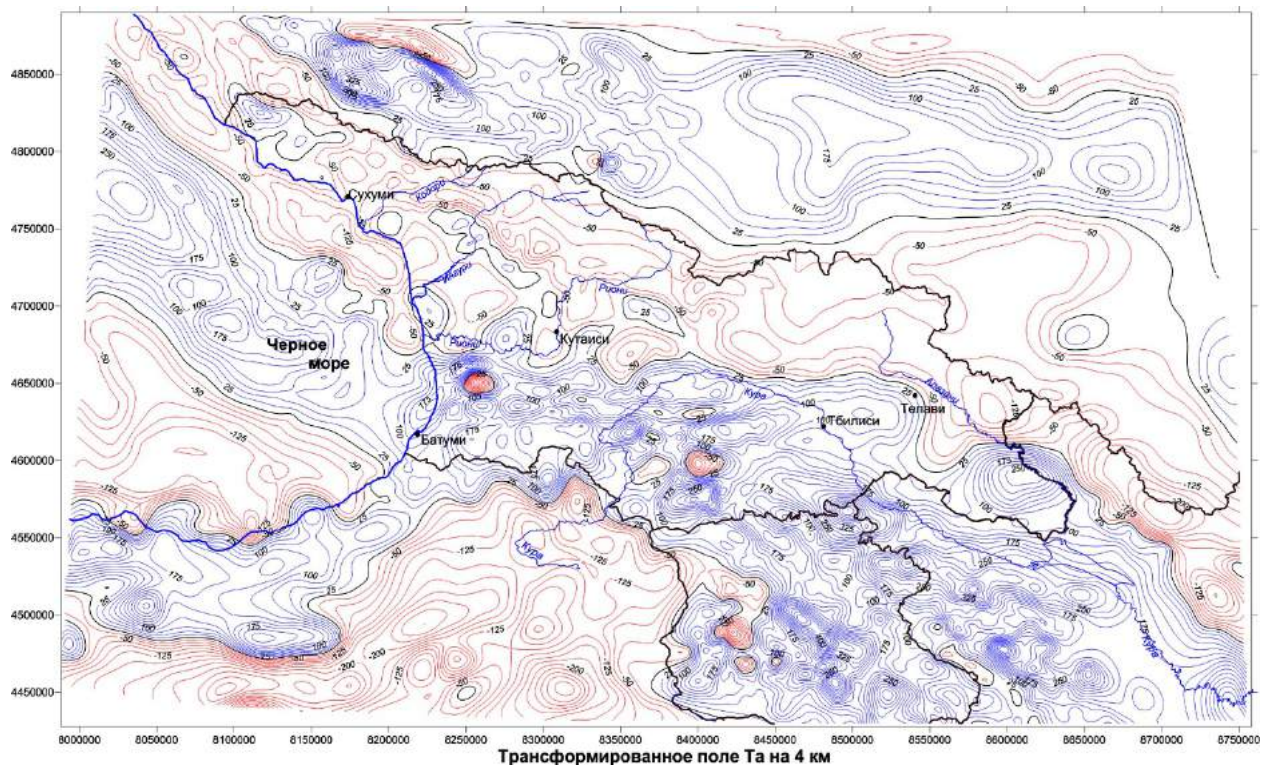


Рис. 7.5.2. Аномальное магнитное поле ΔT_a Грузии с прилегающими территориями, трансформированное на высоту 4 км.

С пересчетом вверх АМП происходит его «стерилизация» – отделение от локальных неглубоких аномалий и уточнение раздела зональности глубинного характера аномалий (рис.7.5.2). Сопоставляя эту карту с картой аэромагнитной съемки на высоте 9 км (рис.6.3.8) во многом можно

провести аналогию между ними. Во-первых, по уровню пространственной фиксации поля ΔT_a должны быть одинаковы, на первой зафиксировано поле +175 нТл, а на второй +150 нТл; во-вторых, они прослеживаются по простиранию одинаково, однако на второй карте прерывисто с эпицентрами отмеченных максимумов, в связи с редкой сетью наблюдений. Это не помешало автору работы [Лапина Е.Г.] определить в этих максимумах параметры тел, обуславливающих аномалии: верхней кромки 15-17 км и нижней кромки 40 и 55 км. Последующие площадные аэромагнитные съемки, проведенные в 70-ых годах, которые используются нами теперь, показали, что те отдельные максимумы, которые располагались в одну линию, представляют единую сплошную, широкую аномалию с зональной укладкой изодинам. На этой аномалии на двух пересечениях нами определены глубины залегания верхней кромки магнитоактивных тел и мощности равны в среднем: $h=23.3-31.0$ км и $b=16.7-21.85$ км, нижняя кромка не определяется.

Приведенные характеристики аномалий Большого Кавказа показывают, что магнитовозмущающие тела должны быть расположены сплошь и рядом, имитируя единую магнитоактивную систему тел, зонально перекрывающих друг друга. Поскольку их нельзя наблюдать на рассчитанной глубине, то можно представить их три альтернативных варианта: а) либо имеются системы разрывных нарушений, насыщенные интрузивными телами мантийного происхождения в сопровождении с вулканогенами и зонально перекрывающие друг друга; б) либо на площади распространены громадной мощности вулканогены, лишенные корневых связей, что маловероятно; в) либо глубинный разлом содержит интрузивные магнитоактивные тела, равномерно распределенные по всей мощности, что также, по-нашему, маловероятно.

Отмеченные предположения в некоторой степени находят обоснование в данных томографии глубинного сейсмического зондирования, результаты которого рассматриваются ниже в этой главе.

7.5.2. Гравитационное поле.

Аномальное гравитационное поле Кавказа с акваторией восточного сектора Чёрного моря делится на две части, «демаркационная» линия между которыми проходит по побережью моря от г.Трабзона до г.Батуми, к г.Сухуми по р. Гумиста – пос. Псху и через перевал р. Мал. Лаба. Восточнее от этой границы АГП отрицательное, западнее, за исключением части территории Краснодарского края, аномальное магнитное поле положительное. Удивляет то, что причины «демаркационной» линии убедительных объяснений пока не имеют. Восточнее упомянутой границы АГП собственно Б. Кавказа делится на 6 морфоструктурных характерных единиц. На юге по простиранию Главного хребта (рис. 7.1.5) выделяются:

а) высокогорная (сред. $H=4828$ м) область, охватывающая частично Сванетскую, Кабардино-Балкарскую и Черкесскую территории (4828 км^2) с АГП площадью эллипсоидной формы, с замкнутыми изолиниями с минимумом -120 мГл . Тут же на севере, как будто диполь последней, наблюдается аномалия (a_1), аналогичная предыдущей, но меньше по площади и интенсивности и выше по значению, равная $-40, -20 \text{ мГл}$;

б) среднегорная (сред. $H=4548$ м), охватывающая Казбекско-Диклосмтисскую и часть территории Северной Осетии (2000 км^2) с АГП эллипсоидной формы с замкнутыми изодинамами с минимумом -80 мГл ; и б₁) Северо-Осетинско-Ингушская предгорная полоса с АГП -65 мГл ;

в) низкогорная (сред. $H=3815$ м), охватывающая Горный Дагестан (4800 км^2) с АГП большой площадью придавленной кольцевидной формы с интенсивностью минимума -110 мГл ; в₁) полосы Дагестанского Передового хребта с АГП площадью эллипсоидной формы с интенсивностью -80 мГл .

По поводу приведенных факторов предварительно можно сказать: следует условно принять разделение горного сооружения восточной части БК на Главную хребтовую зону и предгорную зону. В первой части, с частичным захватом южного склона, располагаются минимумы силы тяжести «высокогорной» - центральная зона БК, «среднегорной» - между краями и «низкогорная» - Горный Дагестан. Первые две по высотам почти одного порядка, но разные по занимаемой площади, однако характеризуются значительно различным наблюдаемым над ними гравитационным полем. Следовательно, высотный фактор недостаточен для значительного понижения гравитационного поля. Первая (высокогорная) и третья (низкогорная) области по высотным факторам весьма различны. Зато по площади одинаковы, по гравитационному полю различие незначительное, значит, кроме повысотного и площадного факторов есть какие-то факторы, которые являясь аномалиеобразующими для гравитационного поля, например, плотностной и др. К предгорной зоне приурочены повышенные значения гравитационного поля, градацией соответственно Главных хребтовым аномалиям, но с неопределенной закономерностью. В этой непонятной геофизической обстановке АМП более наглядно отражает геологическую обстановку

(неоднородность). Дело в том, что магнитное поле полярно. Оно разделено на положительную аномалию, занимающую предгорную область БК и отрицательную, охватывающую Главный хребет с южным склоном. Здесь больше определенности - АМП обусловлено глубинным магнитоактивным геологическим образованием, прослеживаемым вдоль предгорья Б.К.

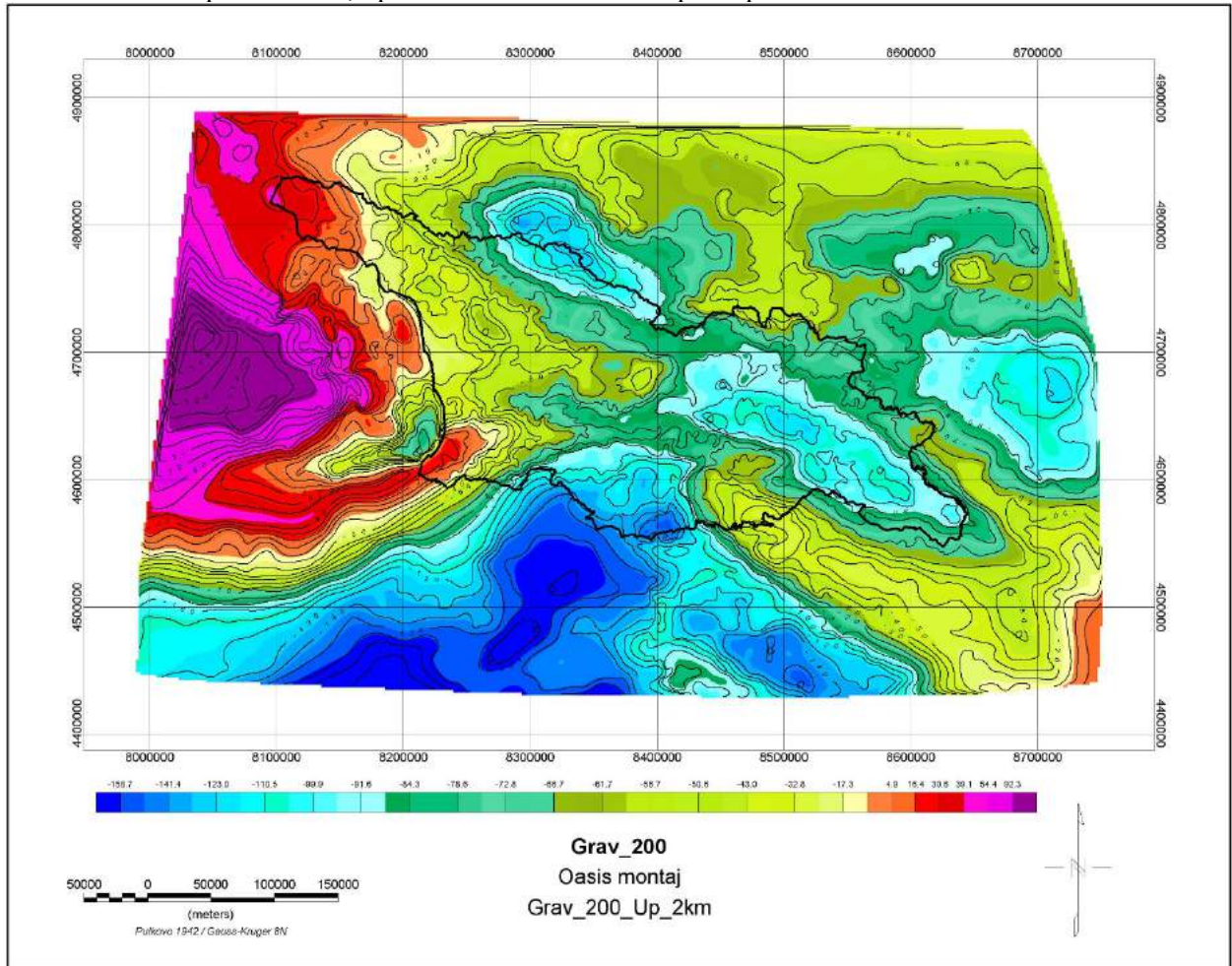


Рис.7.5.3. Карта-схема (рисунок Δg_a с накладкой изодинам) распределения относительных повышенных и пониженных аномалий силы тяжести Грузии и сопредельных с ней территорий на высоте пересчета 2 км.

Совпадение с этой зоной относительно повышенной аномалии силы тяжести означает, что магнито-аномалиеобразующие тела имеют повышенную плотность или по этому шву находятся сдавленные массы большой плотности, что обуславливает повышение гравитационного поля, совпадающего с аномальным магнитным полем.

Представленная карта аномалий силы тяжести (рис.7.5.3) наглядно отражает крупные геологические неоднородности земной коры Кавказско-Анатолийского региона. В частности, на Большом Кавказе выделяются отмеченные выше: высокогорная, среднегорная и низкогорная (Горный Дагестан) отрицательные аномальные области. На этой карте хорошо выделяются также: Восточная акватория Черного моря с высоким положительным АГП; Колхидская низменность с повышенным значением силы тяжести, переходящим в Россию через Абхазско-Балкарскую территорию; Дзирульский массив и рядом с юга западная половина с продолжением в море Аджаро-Триалетской зоны. Далее на восточном продолжении выделяются: Картлийско-Кахетинская впадина, Храмский массив, Локский массив с Мисхано-Зангезурско-Севано-Акеринской зоной. Кстати, последняя зона, продолжаясь на юго-восток с повышением силы тяжести, соединяется с Тальшским максимумом силы тяжести, а второе ответвление от последнего обходит с севера-востока по направлению к Вандам-Шекинской зоне. Вместе с тем, в Кавказско-Анатолийском регионе обращают на себя особое внимание четыре глубокие отрицательные аномалии силы тяжести, почти одинакового порядка по интенсивности: Анатолийская, Картлийско-Кахетинская, высокогорная Б.Кавказская и низкогорная (Горно-Дагестанская). У этих аномалий совершенно разное

геологическое обоснование, но какое? Это требует объяснения, но в данном случае интерес представляет – что общего между ними, что обуславливает аномалии? Парадоксально, но наука этот вопрос пока не затрагивала!

Формальное сопоставление гравимагнитных полей между собой показывает, что они отличаются характером зональности, в какой-то степени сдвинутой по площади в меридиональном направлении. Тем не менее частичное совпадение и расхождение, которые наблюдаются между гравиметрической и магнитными аномалиями на Большом Кавказе должны быть объяснены.

На рисунке 7.5.3, на территориях Грузии и Горного Дагестана, три одинаковых по интенсивности аномалии гравитационного поля имеют разные геологические причины.

На рис.7.5.3 очевидно влияние Загросско-Анатолийского сегмента Средиземноморского пояса в формировании геофизических полей Кавказского региона с Черноморским бассейном. Эти две системы аномалий магнитного и гравитационного полей на площади исследований где-то должны «перекрещиваться». На эти вопросы ответа пока нет.

7.5.3. Глубинное сейсмозондирование. Физико-математические основы методов глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и корреляционного метода преломленных волн (КМПВ) одинаковы, первый является модернизированным продолжением второго в методическом отношении по исследованию земной коры глубже и крупномасштабно. Исходя из этого при интерпретации данных ГСЗ применены те же методы и способы, что и при КМПВ, приведенные выше. Методика интерпретации томографических разрезов заключается в определении закономерностей распределения скоростей на плоскости разреза с выделением структурных элементов или различных неоднородностей и прослеживании их по простиранию и в глубину.

Затем идет характеристика геометрических форм и скоростных неоднородностей с геологической точки зрения (интерпретация). С целью облегчения интерпретации профили большой длины разбивают по тектонической зональности. Однако этого сделать здесь не удастся из-за того, что геологическое зонирование относительно в основном к осадочному покрову, ниже которого тектонические номенклатуры зонирования несопоставимы с коровыми. В связи с отмеченным каждый горизонт приходится прослеживать по всему простиранию.

Мы обработали и проинтерпретировали годографы профилей из фондовых материалов имеющимися у нас программными обеспечениями (ПО). Нами был применен метод сейсмической томографии ПО Geogiga и XТомо-LM.

7.5.3.1. Профиль «Гали-Сафаралиев». Рассмотрение томоразреза (рис.7.5.5) профиля ГСЗ «Гали–Сафаралиев», естественно, следует начать по нарастанию с низов разреза. На разрезе КМПВ расцветка условно отражает стратиформные отложения последовательно к обратному напластованию. На разрезе они обозначены яркими цветами. Каждому цвету придан томоскоростной интервал, например, розовый цвет соответствует скорости 1321.3-2150.5 м/с. В такой градации томоразреза заложен принцип, что томоскорости модели данного профиля изменяются непрерывно. На самом деле, между пластами отложений на границах перехода может быть небольшая разница по скоростям, но какой-то скачок в этом должен быть. Каждый томоразрез имеет свою шкалу, поскольку её составляет программа на основе референц модели профиля. Томоскоростной интервал (отличается от сейсмоскоростного-граничного ненамного, но в принципе другой) осадочного слоя для каждого профиля разный от 1560.0 до 5667.1 ± 150 м/с. Предполагается, что он охватывает стратиграфическую шкалу от современных до нижних горизонтов осадочного покрова включительно. Под зеленым цветом подразумевается консолидированная кора. С распределением скоростей и морфологии структур дело обстоит сложнее. Во-первых, по наблюдениям на массивах, в пределах эрозийного среза, расслоение или разделение по вертикали магматогенно метаморфических образований не наблюдается, масса этих пород гетерогенна и неоднородна, также неоднородна в петрофизическом отношении, установление их средних параметров по образцам не приводит к реальному значению. Приходится ограничиться определениями этих параметров полевыми дистанционными неточными методами.

На томоразрезах профилей КМПВ Колхиды скоростной интервал 5.67-5.8 км/с по скважинным данным соответствует границе «гранитной» «шероховатой» поверхности [Гамкрелидзе и др., 2012г.], при этом горизонт содержит ксенолитовые глыбы, в другом случае поверхность раздела проходит по «гранитному» слою, гладкому «отшлифованному», которому соответствует скоростной интервал 6.0-6.2 км/с. Подошва этого слоя, т.е. граница кровля «базальтового» слоя, принята изолинией с граничной скоростью 6.4-6.5 км/с, согласно сейсмометрическим данным. Подошва коры, как известно, проходит по поверхности Мохоровичича со скоростью 8.0-8.2 км/с, определенной также

сейсмометрией. Что касается самого «базальтового» слоя по томографической шкале, составленной программой по каждому профилю индивидуально, отмеченный интервал скоростей разделяется на три части (6.4-6.5)-6.9; 6.9-7.5; 7.5-(7.9-8.12) км/с.

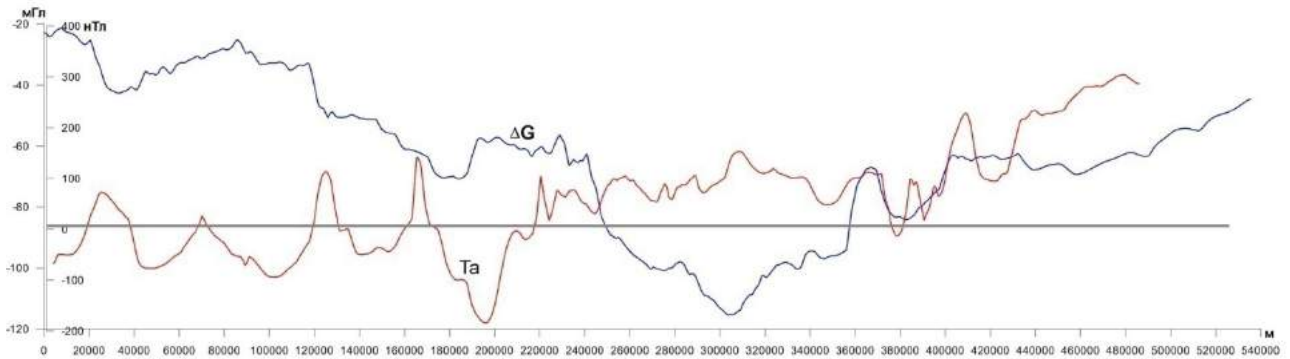
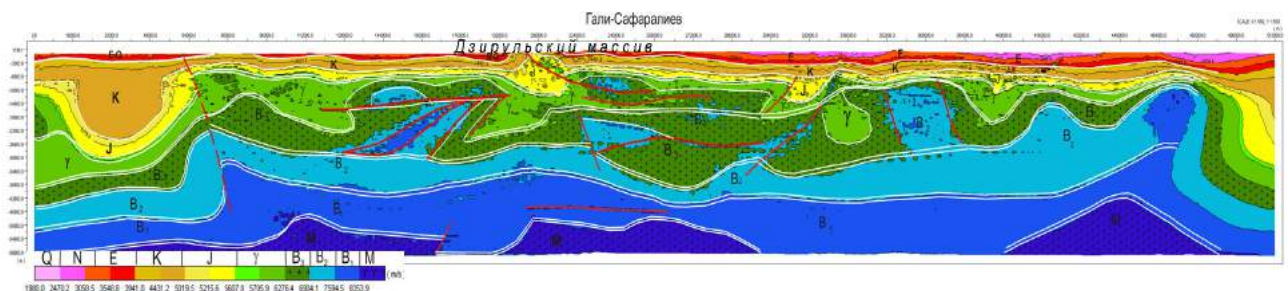


Рис.7.5.4. Графики аномальных гравимагнитных полей по профилю «Гали-Сафаралиев»



на Дзирульском массиве, которой нет, к сожалению, и вещественных доказательств из глубинных горизонтов массива тоже нет. Можно объяснить так, что если массив является частью Закавказского срединного массива (микроконтинента) и характеризуется петрофизическими свойствами того же срединного массива, то изоскоростная линия, прослеживающая этот массив на глубине, должна проходить на томографическом разрезе не под, а над массивом, тогда все было бы в порядке. Такая же обстановка наблюдается на Храмском и Локском, гораздо меньших, массивах. По нашему предположению, это явление имеет несколько обуславливающих причин.

На восточном, назовем, Мцхета-Поницальском участке осадочный покров, т. е. подошва Аджаро-Триалетской зоны, с небольшим западным наклоном погружается более, чем на 8 км, и на 1.5-2.0 км ниже, чем фундамент на флангах. Этот факт представляется нам последствием тектонических процессов. Третий прогиб отмечается восточнее р.Храми в месте слияния ее с р.Курой, дальше он продолжается широким и глубоким Джейранчельским прогибом до Агджабеди.

Подошва самого первого слоя ниже осадочного, как уже было сказано, погружается разной формой (овальной, дугообразной) и с различным углом наклона. При этом находящийся ниже неё горизонт заполняет проемы конфигурации верхнего горизонта. Получается, что при различном цвете слоев, с нижним слоем получается довольно каноническая форма складчатости. Здесь ниже второго слоя консолидированной коры, в отношении границы раздела, другая обстановка. Граница раздела между слоями более гладкая, нет резких отклонений от прямолинейности. Здесь так же врезаны крупные тела от нижнего повышенного скоростного горизонта, не меняя конфигурацию верхнего. Проведение границы раздела по подошве второго слоя консолидированной коры затруднено. Получается, что консолидированная кора по данным томоскоростей слоистая и не нужно далеко искать доказательств, прямо под этой подошвой залегают два слоя почти горизонтально. Второй под первым в полной форме слоистости, не нарушенный инородными телами. Раз выделили подошву второго повышенного скоростного слоя, то кровля его проводится в определенной мере условно между первым и вторым слоями с взаимно-захватом выпирающих из них «выступов» в виде ксенолитов. Таким образом, в консолидированной коре мы получили четыре слоя, каждый с характеристиками, соответствующими месту занимаемому уровнем в разрезе коры и соответствующими скоростными параметрами и морфоструктурой. Заканчивая разговор о «гранитном слое» следует отметить, что из слоев консолидированной коры самым неоднородным является "гранитный», находясь под влиянием как экзогенных, так и эндогенных процессов, в том числе тектонических. В разрезе он характеризуется в среднем интервальной скоростью 5.7-6.3 км/с, а по простиранию, в связи с включением ксенолитов, по скоростной шкале профиля он неоднороден. Горизонт простирается открыто на массивах и под осадочным чехлом с неравномерным изменением мощности от 3 до 12 км. Там, где мощность слоя минимальная, пополняется ксенолитами с близкими физическими параметрами. Средняя мощность этого агрегатного слоя 8-12 км.

6. Второй слой консолидированной коры характеризуется интервальной скоростью 6.4-6.9 км/с, на вид со своими «ксенолитами» складчатой формы залегания, и является ведущим в коре слоем, максимально испытавшим тектонические процессы. В латеральном простирании также неоднородный, как предыдущий.

7. Третий слой консолидированной коры интервальной скорости 6.9-7.5 км/с с относительно гладкой кровлей и подошвой, почти горизонтального залегания, оставляет впечатление мало затронутого эндогенными процессами, в том числе тектоническими, и является составной частью нижнего стабильного фундамента.

8. Четвертый слой, залегающий в основании коры с интервальной скоростью 7.5-7.9 км/с, свободный от включений инородных тел. Однородный и, очевидно, самый устойчивый по отношению к внешним силам.

Вся скоростная шкала томоразреза завершается изоскоростной линией с отметкой 8.12 км/с, характерной для границы Мохоровичича, ниже которой скоростные изолинии не наблюдаются.

После такого короткого экскурса по скоростной характеристике профиля ГСЗ «Гали-Сафаралиев», полученные результаты можно сопоставить с первоначальной геометрической интерпретацией профиля, приведенной на рис.7.5.6 [по работе Краснопевцевой Г.В.]. На томоскоростном разрезе выделено 5 слоев вместе с осадочным, по сейсмогеометрии четыре горизонта. Конфигурация границ раздела по томографии кажется более естественной нежели представленная на рис.7.5.6. По вопросам геолого-тектонической и геофизической обстановки объекта исследования томографический разрез намного информативнее.

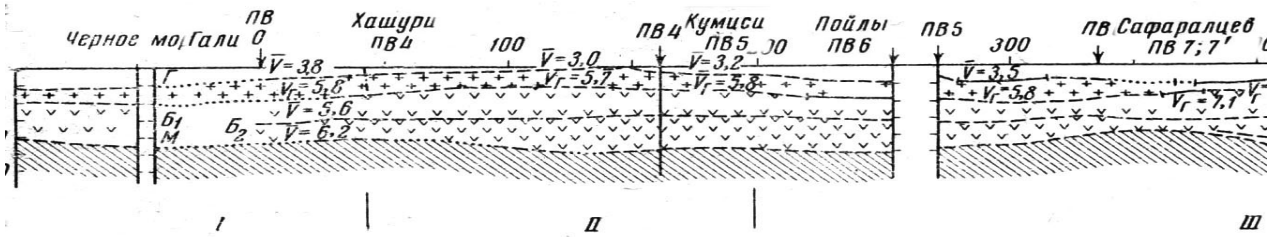


Рис.7.5.6. Сейсмический разрез по профилю ГСЗ «Гали-Сафаралиев» (Краснопевцева Г.В.)

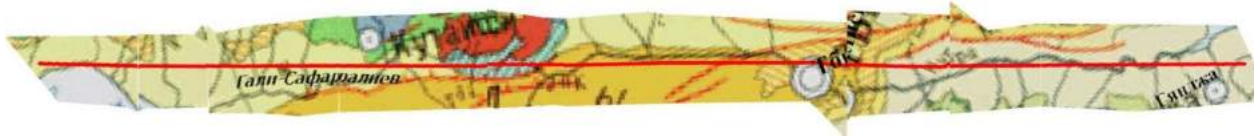


Рис.7.5.7. Абрис из геологической карты по профилю «Гали-Сафаралиев»

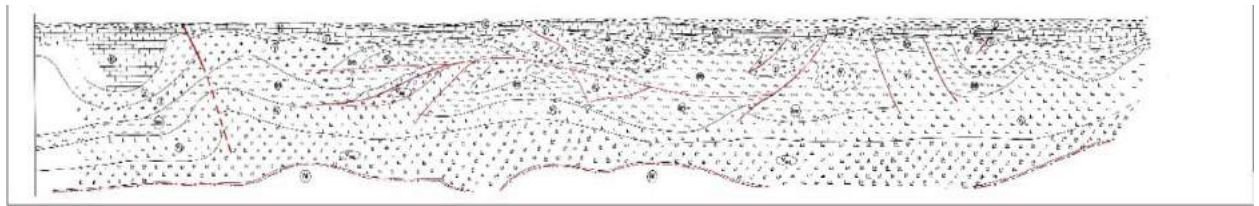


Рис.7.5.8. Разрез распределения прогнозного петрологического состава по профилю «Гали-Сафаралиев» (Условные обозначения приведены в таблице 6)

На рисунке 7.5.8 дается прогнозируемое распределение литофации в разрезе профиля по томоскоростям с целью показать гетерогенность и неоднородность глубинного разреза земной коры в более контрастном изображении. Ориентировочная эталонная шкала была составлена по литературным данным петрологии.

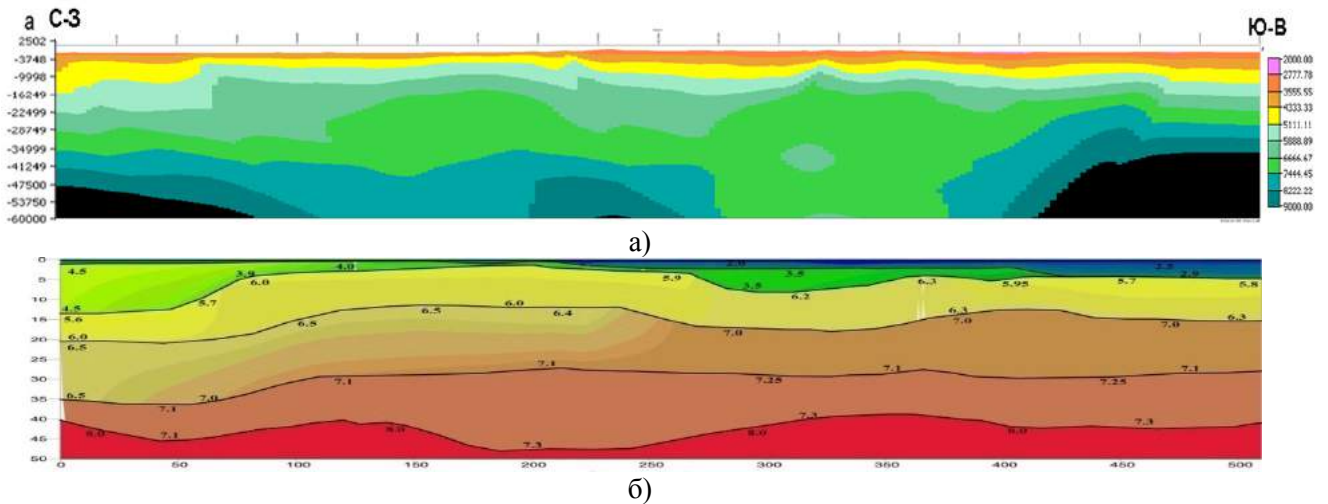


Рис.7.5.9. Томоскоростные разрезы по профилю «Гали-Сафаралиев»: а) томографический разрез ХТомо-LM и б) ХТомо-LM сейсмо-геомодель

С целью подтверждения достоверности полученных результатов, были использованы программы, которые моделируют сейсмический разрез обобщенно, крупномасштабно. На рисунке 7.5.9 представленные разрезы выполнены в ПО ХТомо-LM. Сопоставляя томографические разрезы ПО Geogiga и ХТомо-LM, видно, что по общей форме и конфигурации они схожие и качественно отвечают требованиям. Количественно сопоставимой оказалась граница Мохоровичича, максимальная глубина залегания которой оказалась 46 км под Дзирульским массивом, а минимальная 37 км под Колхидой и под Тбилиси (Аджара-Триалетской зоной).

Профиль ГСЗ «Степное-Бакуриани», пересекающий профиль «Гали-Сафаралиев» представляет интерес с точки зрения правомерности сделанных выводов по интерпретации профиля «Гали-Сафаралиев».

7.5.3.2. Профиль «Бакуриани-Степное» (преыдущее название «Степное-Бакуриани», переименован для удобства при описании с юга на север) проходит от оз.Цунда (Ахалкалаки) через пос.Бакуриани, г.Карели, г.Цхинвали, Рокский перевал и заканчивается у пос.Степное в России. Профиль выполнен в начале 60 годов прошлого века трестом «Спецгеофизика» при участии Института геофизики АН ГССР, под руководством Юрова Ю.Г. [Юров Ю.Г., 1963]. Первоначальная интерпретация проведена руководителем этой работы, а позже профиль переинтерпретировался неоднократно вручную традиционными методами, в последнее время компьютерным программным обеспечением, и разными авторами [Краснопевцева Г.В., Павленкова Г.А.]. Результаты интерпретации Кавказских сейсмических материалов по ГСЗ не совсем коррелируются, это говорит о том, что требуется обработка материалов современным программным обеспечением.

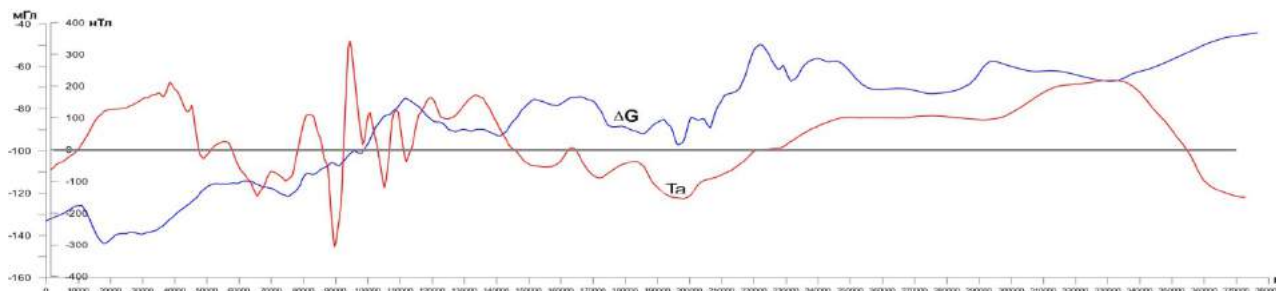


Рис.7.5.10. Графики гравимагнитных полей по профилю «Бакуриани-Степное»

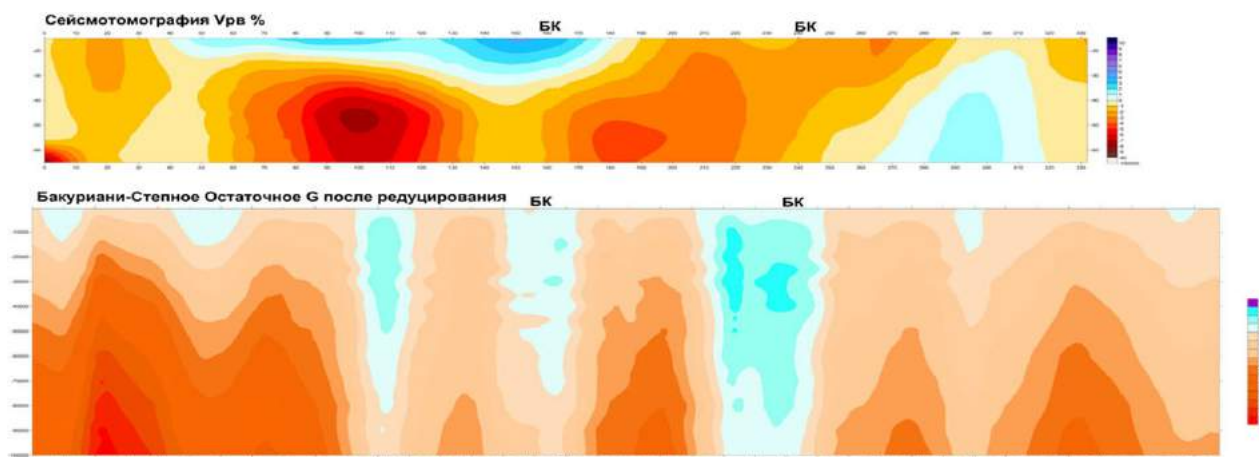


Рис.7.5.11. Вертикальные разрезы локальной сейсмостомографии V_p , остаточного гравиметрического поля по профилю «Бакуриани-Степное».

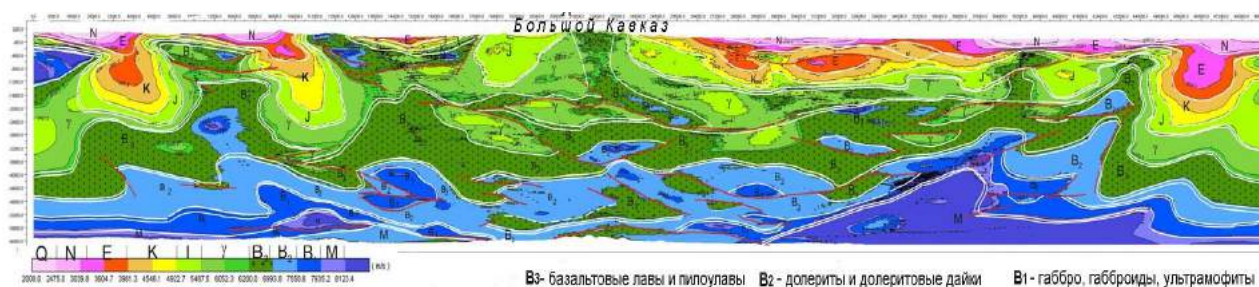


Рис.7.5.12. Томоразрез профиля ГСЗ «Бакуриани-Степное».

Условные обозначения

Белая одинарная линия – граница между скоростными неоднородностями; белая двойная линия - граница между слоистыми скоростными неоднородностями; красная одинарная линия – нарушение последовательности скоростных неоднородностей; двойная линия: одна красная, вторая белая – нарушение последовательности между слоями; красная двойная линия – глубинные разломы, пересекающие все слои.

Е – эоцен; К – мел; J – юра; γ - «гранитный» слой; β_1 – первый нижний «базальтовый» слой; β_2 – средний «базальтовый» слой; β_3 – верхний «базальтовый» слой; М – граница Мохоровичича (Мохо).

На профиле «Бакуриани-Степное» первым сверху выделяется осадочный покров, разнородный по составу, строению и мощности по всему профилю. Томография ГСЗ на все эти вопросы ответить не может, но данные томоскоростей по шкале цветов (соответствующие разному литологическому составу) несут определенную информацию и довольно интересную. Осадочный покров (рис.7.5.12) в южной части профиля на Джавахетском плато-нагорье тонким слоем перекрывает названную территорию. В двух местах длиной по 15-18 км, осадочный слой, прогибается до 15-18 км. Один прогиб отмечен в самом начале профиля, другой – у подножия Триалетского хребта с юга.

Эти томоскоростные прогибы могут быть последствием тектонических процессов, имеющие вид сжатой синклинальной складки с моноклинально наклоненными крыльями на север, расположены в самом центре Джавахетского блока Артвино-Болнисской глыбы, а Аджара-Триалетская зона, далеко надвинута на нее с севера на юг. Этот вариант нам кажется мало вероятным. Более правдоподобным представляется образование этих прогибов на томоразрезе (рис.7.5.12), как последствие вулканических процессов, которые широко развиты в Джавахети. Очевидно, это бывшие вулканические «камеры», но высвободившиеся от лав, вследствие излияний. А такие «камеры» являются условием образования низкоскоростной среды и, соответственно, отрицательного аномального гравитационного поля и повышенной сейсмичности. На рис.7.5.11 для сопоставления с томографическим разрезом приведены разрезы условно так называемой «гравиметрической томографии» и разрез локальной сейсмотомографии, результат обработки сейсмологических данных. «Гравиметрическая томография» получена в результате пересчетов гравиметрического поля на различную высоту вверх до 100 км, а локальная сейсмотомография, путем получения горизонтальных срезов на разных глубинах вниз до 60 км для заданной референтной модели (Новосибирское отделение РАН). Потом по этим трансформированным полям строится вертикальный разрез. Бросается в глаза корреляция трех картин, выделенные прогибы на сейсмотомографии (рис. 7.5.12) соответствуют зонам пониженной плотности и пониженных значениям аномалий Р-скоростей на глубине. Гравитационное поле на графике (рис.7.5.10) по отрицательному знаку и интенсивности над этими структурами самое низкое. Приведенные факторы и огромные лавовые и эруптивные вулканические образования, лежащие на поверхности, позволяют допустить нахождение на глубине аналогичных вышеотмеченным очагово-вулканических «камер», а сам осадочный слой без этих «ям», здесь не превышает 1.5-2.0 км. Далее к северу прослеживается Аджара-Триалетская зона с повышенными сейсмическими скоростями – видимо, горизонт насыщен интрузивными телами диоритов тедзамского типа. После г.Карели на профиле тонким слоем появляются красные расцветки, которые внизу сменяются зеленым цветом, соответствующим полному составу мезозоя с общей мощностью до 4 км. На Большом Кавказе осадочный покров представлен только мезозоем, а в разрезе – зеленым цветом. Вся гамма цветов наблюдается только на северном предгорном прогибе Большого Кавказа, ею покрывается Северокавказская равнина до окончания профиля. На Северном Кавказе в предгорной впадине низкоскоростных расцветок довольно мощный слой до 10-12 км на протяжении 120 км, далее мощность уменьшается до 2-4 км.

На томоразрезе (рис. 7.5.12) под осадочным покровом, правда местами, прослеживается (назовем временно) «масса» геологических образований со скоростной характеристикой 5.7-6.2 км/с (неоднородности, выделенные зеленым цветом). «Масса» – потому что она не имеет той формы, которой отличаются геометрические тела пластового вида, и она неоднородна по скоростным параметрам, считаем, что и по петрографо-петрологическому составу неоднородна тоже. Мы этой «массе» с инородными ксенолитами придаем среднюю пластовую наиболее аппроксимированную форму, после чего она представляется не то складчатой, не то разрывно-складчато-блокового характера, которая по простиранию имеет изменчивую форму и мощность. В целом, этот слой (масса неоднородностей) имеет на вид складчато-блоковое строение, но не в смысле применяемого в геологии, где действительно сочетаются складчатые формы осадочного покрова с блоковыми интрузивами или метаморфическими породами. В данном случае подразумевается сочетание одних и тех же пород. Существование блокового строения допустимо, но складчатое образование масс и во всесторонней закрытой среде трудно представимо, т.е. то, что они были первоначально прямыми «брусками», а позже получили складчатую форму. Поэтому мы не описываем их по формам залегания и по петрофизическим значениям.

Консолидированную кору разделяем по скоростным признакам, считая, что эти параметры увеличиваются вертикально сверху вниз непрерывно и дискретно до максимального, принятого по данным ГСЗ $V=8.0-8.2$ км/с. На самом деле больше этих значений, за исключением 2-х–3-х случаев, где скорость равна 8.3 км/с, ни в коре, ни в верхней мантии не наблюдается. Поэтому разделяем консолидированную кору здесь, как и на других профилях, на две части «гранитную» и

«базальтовую», а последнюю на три слоя и границу Мохоровичича по скоростной градации, отмеченной на разрезе в условных обозначениях. Граница между слоями на томоразрезе проводится условно по доминирующему цвету в данной полосе. Затем подравниваются границы зонирования с целью оптимизации их. Этой зоне дается индекс преобладающего цвета, т.е. скоростного параметра шкалы градации данного разреза. Подчиненные цвета остаются без изменений, в своем первоначальном положении без индексации. Таким образом, зоны консолидированной коры, как правило, в томоразрезах раскладываются по нарастанию скорости вертикально вниз. Поэтому от детального описания каждого слоя воздерживаемся и ограничиваемся их общей характеристикой.

Таким образом, под осадочным слоем залегает «гранитный» слой, но неопределённой формы и неопределённого однородного состава. В блоковом отношении по доминирующим цветам ему придана закономерная форма.

Второй сверху слой консолидированной коры, в томоразрезе тёмно-зелёного цвета с крапом, наиболее изогнут, местами раздут, имеет складчатую форму и занимает большую площадь по сравнению с другими зонами, каждой в отдельности. В большинстве случаев в этом слое развиты в виде столбцов, штоков, линз и блоков разной формы ксенолиты, включенные в верхние слои, обогащая последние основным магматизмом.

В томоразрезе профиля «Бакуриани-Степное» слоем голубого цвета, с соответствующими скоростями 6.9-7.5 км/с, выделяется кровля с относительно выровненной, гладкой поверхностью, за исключением редких бухтообразных заходов базитовой магмы в другую магму среднего состава. Подошва этого слоя также более или менее гладкая, что придает ему пластообразную форму. На уровне В2 «базальтового» слоя, вероятно, преобладают термобарические процессы перемещения масс, в сравнении с механическими. На северном конце профиля, севернее Затеречной долины, имеются признаки перемещения масс вверх через глубинные разломы.

Подошвенный слой коры на томоразрезе, обозначенный синим цветом, тонким слоем окаймляет снизу консолидированную кору, а сверху границу Мохоровичича. Характеризуется он томоскоростью 7.5-7.9 км/с с редким нарушением границ раздела прилегающих горизонтов.

Граница Мохоровичича выделяется на концах профиля в интервале 90-150 км скоростью 8.0-8.12 км/с. В средней части профиля она погружается и не видна на томоразрезе. Глубина залегания ее колеблется около 50-60 км.

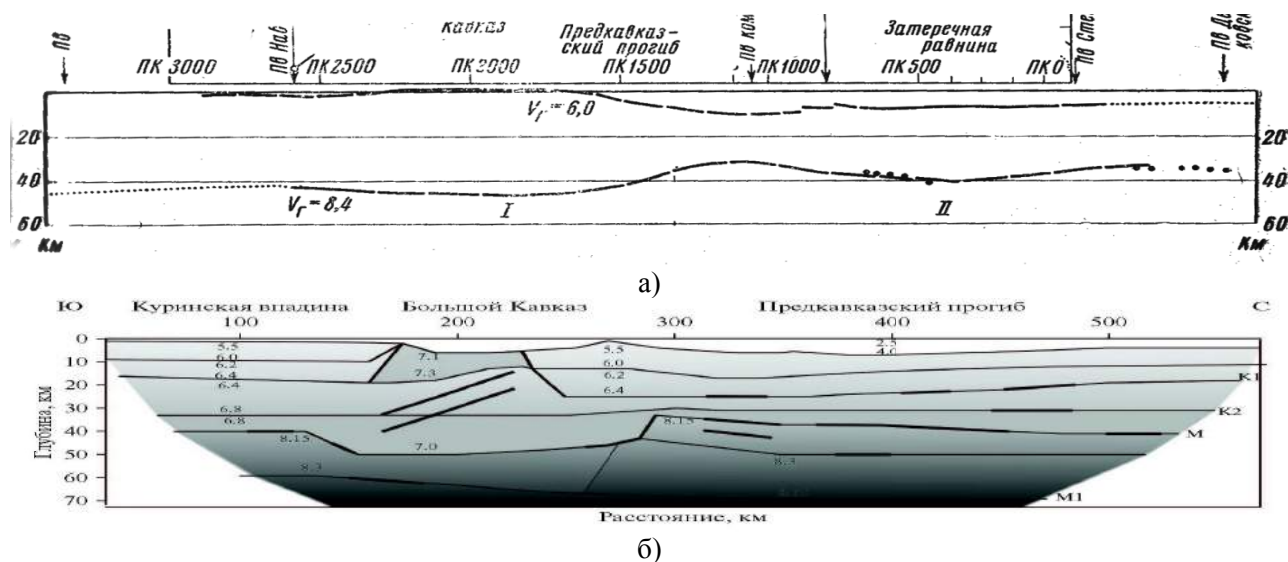


Рис.7.5.13. Сейсмический разрез по профилю «Бакуриани-Степное»: а) по работе Юрова Ю.Г. (1963г.); б) по работе Павленковой Г.А. (2012г.).

На рис.7.5.13-а приведен сейсмический разрез профиля «Бакуриани-Степное», составленный Юровым Ю.Г. Разрез, как видно, не богат границами геолого-геофизических неоднородностей среды. Переинтерпретация того же материала «Бакуриани-Степное» ПО «Зельда» заложенным в программе инверсионным способом на основе математического моделирования среды (решение прямой задачи), дала относительно лучший результативный материал рис.7.5.13-б [Павленкова Г.А.]. Однако нам представляется, что разрез слишком линейризован и выделены лишние границы раздела. Прямолинейность границ раздела, установленных на разрезе рис.7.5.13-б в интенсивных складчатых

условиях вряд ли можно предполагать, но при сопоставлении с томоразрезом рис.7.5.12, если визуально сгладить проведенные границы между слоями, корреляция картин наблюдается.

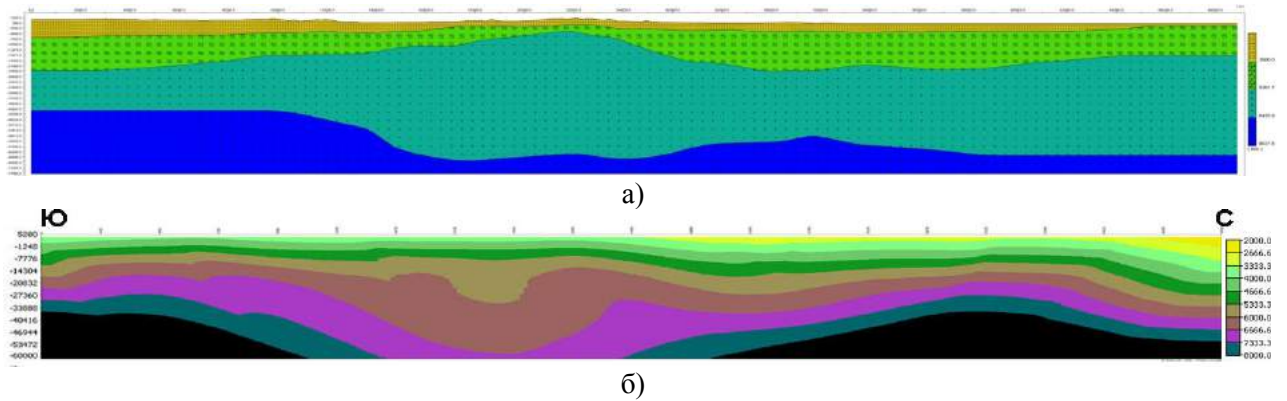


Рис.7.5.14. Томоразрез с прогнозированием лито-петрологического состава профиля ГСЗ «Бакуриани-Степное»: а)сейсмо-геомодель, построенная в ПО Geogiga, б)томографический разрез по программе XТomo-LM.

Для подтверждения правильности обработки методом сейсмической томографии в ПО Geogiga профиль был обработан для построения геометрии разреза методом Delay Time, иначе методом (t_0) – время задержки. Полученная модель (рис.7.5.14-а) имеет сходство со скоростным разрезом построенном в ПО XТomo-LM, который дает более сглаженную аппроксимированную картину по сравнению с томографией (рис.7.5.12). Конечно, полностью мы не можем быть уверены в правильности геометрии разреза ПО Geogiga, т.к. годографы профиля не имеют полной системы отстрела и не перекрываются (рис.7.5.15)

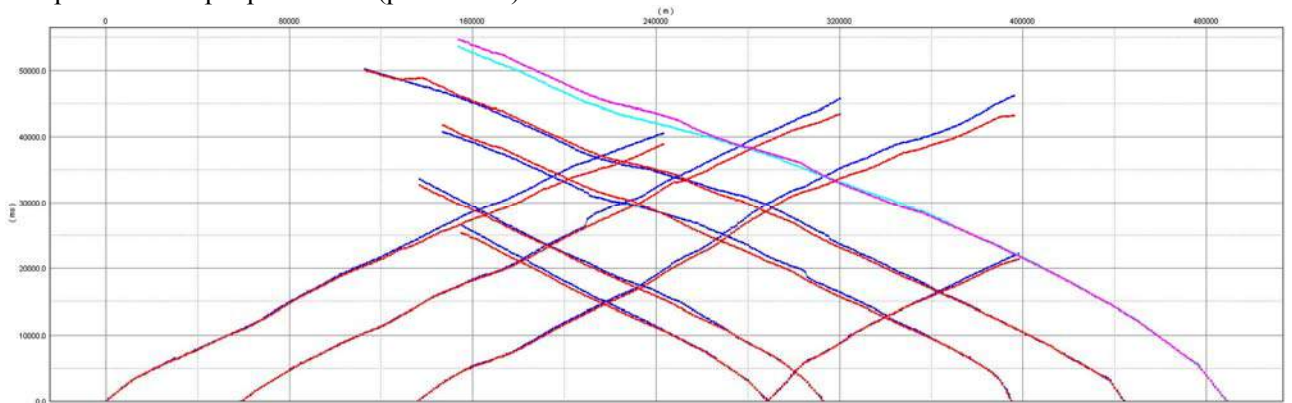


Рис.7.5.15. Годографы расчетный (красного цвета) и практический (синего цвета) профиля «Бакуриани-Степное».

Но наблюдаемая корреляция разрезов позволяет принять полученный геометрический разрез и рассматривать его наряду со всеми результативными материалами.

7.5.3.3. Профиль «Актафа–Волгоград»(фрагмент по территории Грузии). Этот профиль ГСЗ выполнен из Кавказских профилей позже всех и, по-видимому, является кульминацией своего времени по отработке систем наблюдений и камеральной обработке полученных материалов, что положительно отражено в полученных результатах.

Прежде чем проанализировать полученный результат следует проследить профиль. Он начинается от р. Куры в нескольких километрах от Актафы, проходит мимо Ширакских скважин, Дедоплис Цкаро, рядом с выходами на поверхность «Красноколодских» известняков, по направлению скв. Хирса, пос.Лагодехи, через перевал Бежта и прослеживается по Терскому направлению между Грозным и Гудермесом. Представленный здесь фрагмент заканчивается недалеко, фактически в предгорьях БК. Этот профиль геологической обстановкой не похож на другие профили и по сложности, и по анализируемой морфологии. Тем не менее следует разобраться в этой сложной ситуации.

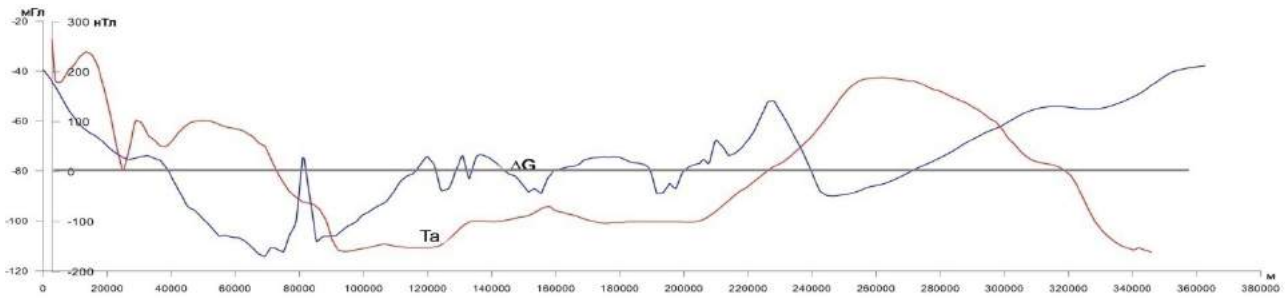


Рис.7.5.16. Графики гравимагнитных полей по профилю «Акстафа-Волгоград» (фрагмент).

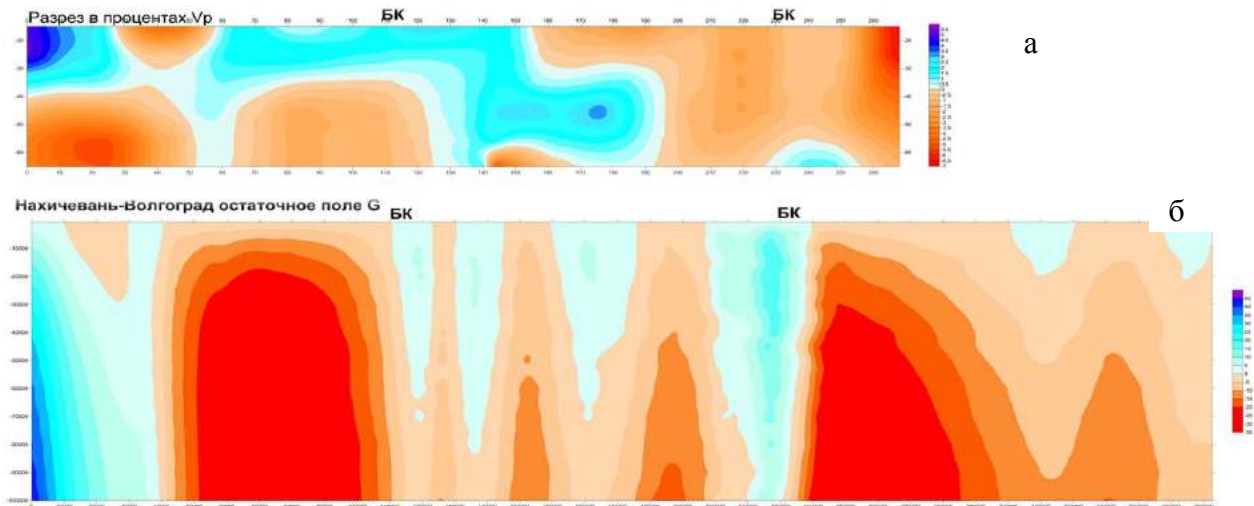


Рис.7.5.17. Вертикальные разрезы локальной сейсмотомографии (а) и остаточного гравиметрического поля по профилю «Акстафа-Волгоград» (б).

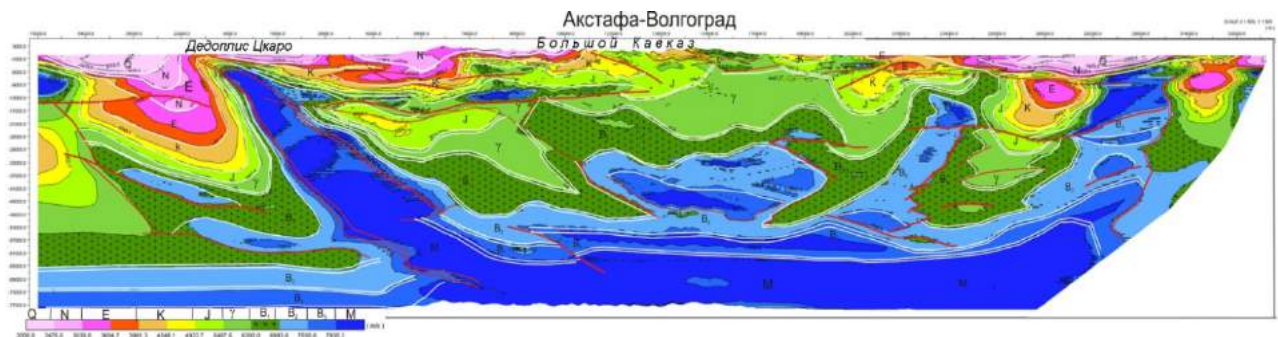


Рис.7.5.18. Томоразрез ГСЗ по профилю «Акстафа-Волгоград» (фрагмент по территории Грузии) (см. условные обозначения выше на профиле «Бакуриани-Степное»).

В самом начале томоразреза (рис.7.5.18) профиля «Акстафа-Волгоград» обращает на себя внимание глубокое погружение ярких гамм цветов, занимающее на профиле интервал до пересечения с Дедоплис Цкаро. На вид оно представляется погруженным синклинием моноклинально наклонённым на север вплоть до Дедоплис Цкаро, где его частично перекрывают «Краснокогодские» известняки. Фактически этот интервал перекрывает Гаре-Кахетинскую впадину, заполненную молодыми геологическими образованиями. Переходя в Алазанскую депрессию эти образования становятся меньше по мощности и слабо погружаются к центру депрессии; аналогичная картина наблюдается со стороны Лагодехи. От Лагодехи на север эти низкоскоростные неоднородности поднимаются вверх и выклиниваются. За перевалом, на севере по разрезу, они появляются на 234 км пикете, а на 270 км пикете глубоко погружаются. Далее тонким слоем продолжают до конца профиля.

Ниже скоростных слоев красного цвета всюду прослеживаются желтые и ярко зеленые цвета с индексом меловых и юрских возрастных образований изменчивой мощности и формы залегания;

разбитые разломами и перекрытые более древними образованиями, они и сами перекрывают более молодые.

Формы складчатости на томоразрезе не определяются, но значительное увеличение мощности (раздувы) осадочных образований считается обусловленным складчатостью данных горизонтов. По пути распространения они испытали различные осложнения и изменения. Например, под Алазанской депрессией меловые отложения выклиниваются или становятся листоватыми, под ними прослеживается плита с высокой скоростью, приравненная к «гранитному» слою, однако высокоскоростными здесь являются рифовые известняки, прослеживаемые методом ОГТ, описанном выше (рис.7.4.5.19).

На томоразрезе профиля «Актафа-Волгоград» ниже юрских образований (условно) всюду прослеживается масса блокового характера, редко-слоистой формы, окрашенная на томоразрезе в зеленый цвет со скоростью 5.7-6.0 км/с и приравненная к «гранитному» слою складчатого основания. Она находится в различных соотношениях с окружающей ее средой. Во впадинах под осадочным чехлом она прилегает к нему относительно тонким слоем, в складчатых зонах поднимается до дневной поверхности или перекрыта тонким слоем низкоскоростных неоднородностей. С другими – верхним «базальтовым» слоем (голубой цвет) – они взаимно врезаются друг в друга или вытесняют друг друга, занимая большее место в «этом тесном пространстве». Слоистости так таковой, особенно у «гранитного» состава масс нет.

Верхняя часть «базальтового» слоя, обозначенная в томоразрезе голубым цветом и скоростью 6.9-7.5 км/с повсюду выдерживает более или менее слоистую форму различной мощности, не считая его нахождения в виде ксенолитовых глыб в верхней части «базальтового» слоя.

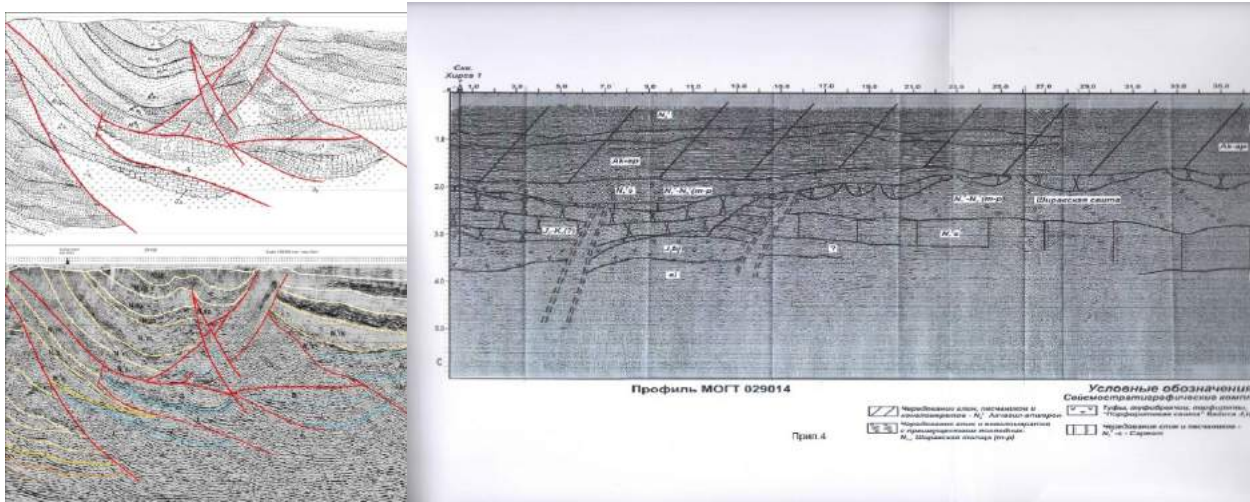
Подошвенным слоем коры является горизонт со скоростным параметром 7.5-7.9 км/с. Он тонким слоем окаймляет земную кору и гладкими поверхностями отделяет кору от границы Мохоровичича, которая характеризуется скоростью 8.12 км/с.

Среди всех этих переплетений различных скоростных неоднородностей особые места занимают самые высокоскоростные 7.5-8.12 км/с штокообразные тела с изменчивой мощностью 5-20 км, выступающие из самой мантии и поднимающиеся вверх с разным углом наклона, т.е. по глубинным разломам. Они захватывают с собой коровые слои в уложенном порядке, или коровые горизонты термодинамическими процессами подогнаны к штоковым образованиям в уложенном порядке, будем называть их «мантийными» телами. На Северном Кавказе в предгорье от Самурского хребта на востоке, до р. Мал. Лаба на западе наблюдается системное повышение гравимагнитных полей (рис.7.5.1, 7.5.2 и 7.5.3), обусловленное большим масштабом поднятия «базальтовых» и мантийных тел до десятка километров глубины от дневной поверхности. Приведенные факты, по нашему мнению, относятся к тектоническим «парадоксам» и требуют глубокого анализа и изучения. На приведенной картине «гравиметрической томографии» и локальной сейсмографии по сейсмологическим данным (рис.7.5.17-а,б) видно зональное разделение территории по профилю и имеется визуальное сходство зон повышенных и пониженных значений плотности и аномалий Р-скоростей. Относительное сходство наблюдается между гравиметрическим разрезом, построенным по трансформациям остаточного поля ΔG , и томографической картиной (рис.7.5.18).

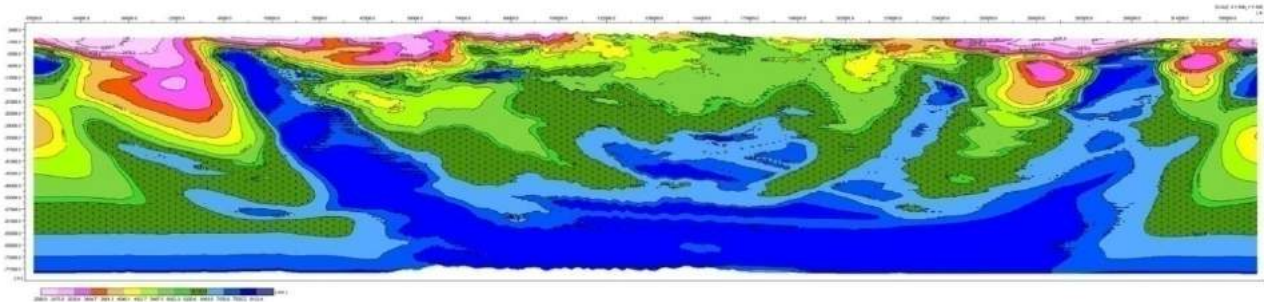
Повышенные гравимагнитные поля на юге, в частности на площади Дедопис Цкаро (см. граф. рис.7.5.16 и рис.7.5.17) в меньшей степени, вызваны высокоскоростными штокообразными телами, но зато здесь на глубине 3.0-3.5 км выпирают диапиром монолитные глыбы рифовых известняков (известные в геологической литературе как «Краснокогодские известняки») верхней юры, нахождение которых над отложениями меотис понта является проблематичным. Этот вопрос рассматривается в работе [Гамкрелидзе и др., 2013г.] и в гл.7.4 данной монографии, и объясняется тектоническими процессами, последствием последних фаз тектогенеза. Механизм этого процесса представлялся так.

Под Алазанской депрессией были выявлены на глубине рифовые известняки мощностью 1.5-2.0 км в виде лежачей плиты. Также установлено, что от этой плиты выступают барьерные известняки того же возраста и развитые по двум направлениям от пос.Хирсы, по течению р.Алазани и р. Кушис-Хеви через Дедопис Цкаро мимо «Краснокогодских известняков» (рис.5.1.17). Эти барьерные известняки расходятся друг от друга на 10 км. В силу тектонических воздействий на плиту, от неё могли образовываться силы нагнетания, которые передались на барьерные известняки и произошло следующее: в одном случае – раздробление и выброс их диапиром до дневной поверхности (Кушис Хеви), а в другом случае – по Алазанскому направлению отмеченные процессы, вероятно, повторились и выбросы состоялись, но не до конца, а затем акчагилом перекрылись.

Для подтверждения процесса, происходящего по Алазанскому направлению на рис.7.5.19-а, представлен временной разрез со схемой дешифрирования полного разреза до средней юры включительно. Однако, такая версия нам казалась не вполне убедительной.



а)



б)

Рис.7.5.19. Сопоставление разрезов профиля ГСЗ «Актафа-Волгоград» а) фрагмент ОГТ и литология; б) повторный томографический разрез

После того, как был выполнен томоразрез профиля «Актафа-Волгоград», мы пришли к выводу, что упомянутые известняки выдвинуты из глубины не без помощи мантийных процессов, отмеченных на томоразрезе, и небольших блоков порфириров байоса. В связи со сложностью томоразреза «Актафа-Волгоград» и геологических факторов у нас появились сомнения в правильности данного томоразреза, и мы повторили работу через полгода, сходство идеальное (рис.7.5.18 и 7.5.19-б).

Рисунок 7.5.19 с накладками фрагментов временного разреза ОГТ и геологическая интерпретация последнего приведены для убедительного подтверждения взаимосвязи отмеченных процессов.

Для сравнения с предыдущими работами по интерпертации профиля «Актафа-Волгоград» представлен сейсмический разрез (рис.7.5.20), составленный Краснопевцевой Г.В. Сопоставляя его с томоразрезом профиля (рис.7.5.18) можно только отметить сходство в общей форме их морфологии и совпадение разрывных нарушений. И у того, и у другого имеются свои особенности, но тем не менее между ними можно провести аналогию по глубинным горизонтам, но с противоположным наклоном по опущенному в мантию основанию.

На рис.7.5.21 представлен сейсмический разрез профиля, составленный ПО «Зельда» на моделях инверсионного редуцирования. Здесь сопоставление труднее и, прежде всего между сейсмическими разрезами, поскольку они составлены с различным скоростным сечением, а горизонты раздела неоднородности по модели, полученной ПО «Зельда», имеют прямолинейную изломанную форму. Но сходство с томографическим разрезом на рис. 7.5.18 отмечается. На юге профиля отмечается прогибание скоростной границы 6.2-6.5 км/с, поднятие высокоскоростного горизонта в районе Дедоплис Цкаро, далее прогибание осадочного низкоскоростного слоя перед БК, под БК прогибание условно так называемого «базальтового» слоя.



Рис.7.5.20. Сейсмический разрез профиля ГСЗ Акстафа-Волгоград (южный фрагмент, по работе Краснопевцевой Г.В)

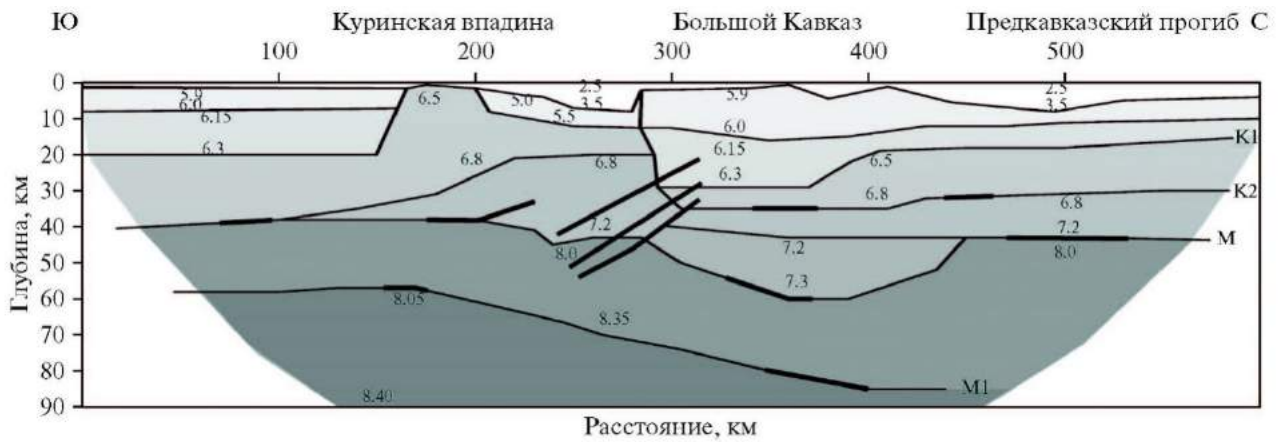


Рис.7.5.21. Сейсморазрез ГСЗ по профилю «Акстафа-Волгоград», (южный фрагмент, по работе Павленковой Г.А.)

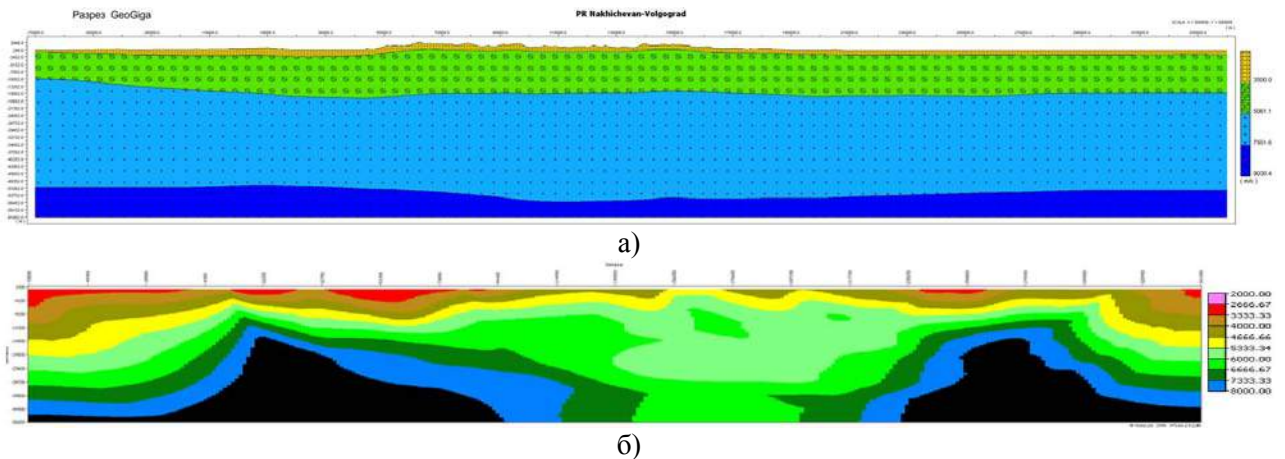


Рис.7.5.22. Томографические модели по осредненным и укрупненным скоростным значениям а) по программе Geogiga и б) XTom-LM

Геометрия профиля «Акстафа-Волгоград», построенная ПО Geogiga методом t_0 , приведена на рис.7.5.22-а. Земная кора здесь разделяется по скоростям на три части: до 3.5 км/с, 3.5-5.06 км/с, 5.06-7.5 км/с и 7.5-9.0 км/с. Первая градация скоростей соответствует плейстоцен-современным отложениям, вторая – мезо-кайнозойским отложениям, третья часть – должно быть, консолидированной коре. Информативность этого разреза даже в плане определения этих горизонтов недостаточна из-за неправильного выбора градации скоростей, например, преувеличивается погружение границы Мохо. По томоскоростям она выделяется в пределах 8.0-8.12 км/с, а по градации

шкалы томоразреза ее максимальное значение 9 км/с и, если в верхней мантии обнаружится скорость, близкая к этой, граница Мохо опустится глубже.

Томографическая модель, полученная в результате обработки профиля ПО ХТомо-LM (рис. 7.5.22-б) отличается меньшим интервалом градации (от 2.0 до 8.0 км/с с интервалом 0.666км/с). Такое деление оказывается более или менее оптимальным и разрез представляется слоисто-разделенным по всей мощности коры с некоторым завуалированным эффектом в деталях.

7.5.4. Петрофизические особенности Дзирульского массива.

Фундаментом складчатого образования или осадочного покрова считаются древние палеозойские или докембрийские кристаллическо-метаморфические образования, лежащие под осадочным чехлом в различной форме: в депрессиях – в виде плиты, в складчатых областях – в виде блоково-деформированной конструкции и неровной поверхности кровли.

Таблица 7.

№ условн. п/п	Наименование пород (ассоциаций) и возраста	Визуальное петрографическое описание	Занимаемая площадь км.кв	Доля в общ. массе%	Плотность σ г/см ³		Скорость. Vp км/с	
					Плотн. / Колич	Дол.в общ.	Скор./ Колич.	Дол. в общ
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	Гранитоиды (среднеюрские)	Плотные, выветрелые, слабо трещиноватые.	63.8	0.011	2.59/9	0.028	5.2/7	0.0057
2	Калишпатовые габбро (раннеюрские)	Плотные и очень плотные, слабо выветрелые	5.8	0.001	2.69	0.0027	5.7/5	0.0057
3	Вулканы риолит. сост. (верх. палеозой)	Плотные, слоистые, крепкие. Туфовая часть мягкая	13.6	0.023	2.51/5	0.057	4.2/5	0.0057
4	Микроклиновые граниты (позднегерцинские)	Плотные, местами трещиноватые, крепкие, слабо выветрелые	32.8	0.06	2.63/7	0.157	4.6/7	0.097
5	Рассланцованные граниты и милониты (позднегерцинские)	Местами плотные, кристаллокл. слабо сцементированные	27.5	0.05	2.63/13	0.13	4.1/10	1.255
6	Порфириды, гранит-порфиры (позднегерцинские)	Крупнозернистые порфиновые	24.2	0.04	2.62/8	0.10	4.6/6	0.181
7	Микрокристал. граниты, гнейсы, мигматиты (позднегерцинские)	Микрокристаллические плотные, слабо и редко сильно трещиноватые	66.3	0.11	2.65/12	0.29	4.9/8	0.55
8	Плагииграниты, габбро-диориты (позднекембрийские)	Крепкие и плотные, слабо трещиноватые, слабо выветрелые	5.9	0.009	2.63/9	0.024	5.2/7	0.047
9	Кварцево-диоритовые ортогнейсы (байкальские)	Неплотные, трещиноватые, массивные	301.5	0.50	2.65/15	1.35	5.8/8	
10	Метабазиты (габбро-диориты, габбро-амфиболиты) докембр.	Крепкие, плотные, слабо трещиноватые, массивные.	17.2	0.03	2.77/7	0.08	5.8/5	0.175
11	Гнейсомигматические кристал. сланцы (докембрийские)	Плотные, кривослоистые, слабо трещиноватые, слабо выветрелые	77.6	0.11	2.7/9	0.29	5.86/5	0.76
12	Комплекс метавулкан. филлитов (кембрийск. сред. палеозой.)	Тонкослоистые, среднеплотные, легко разрушающиеся	12.5	0.04	2.67/5	0.11	5.0/5	0.2
	Усредненное значение по массиву				2.64		5.1	

Для исследования этого горизонта под чехлом или горизонтов лежащих еще глубже под ним, требуется знание их физических параметров или аномалиеобразующего эффекта в геофизических полях. Определение последнего некорректно и, таким образом, неприменимо. Однако фундамент недоступен для непосредственного наблюдения физических свойств, а только массивы, считающиеся выходами фундамента на дневную поверхность. Так что, всякие эксперименты по изучению фундамента проводятся на массивах. Поскольку петрофизическими, а также другими полевыми геофизическими методами из всех массивов Грузии лучше всех изучен Дзирульский, для взаимной увязки данных методов нами был выбран именно он. Геологические тела, особенно массивы, которые состоят из различных магматогенных и метаморфических пород в различном их объемном сочетании, в целом, представляют гетерогенные образования, да и в отдельности каждый является

неоднородным. Вместе с тем в любых геофизических полях массивы выступают с усредненными значениями физических параметров (таблица 7). Проблема заключается в том, как в такой геологической обстановке определить осредненные значения петрофизических свойств, хотя бы приближенно.

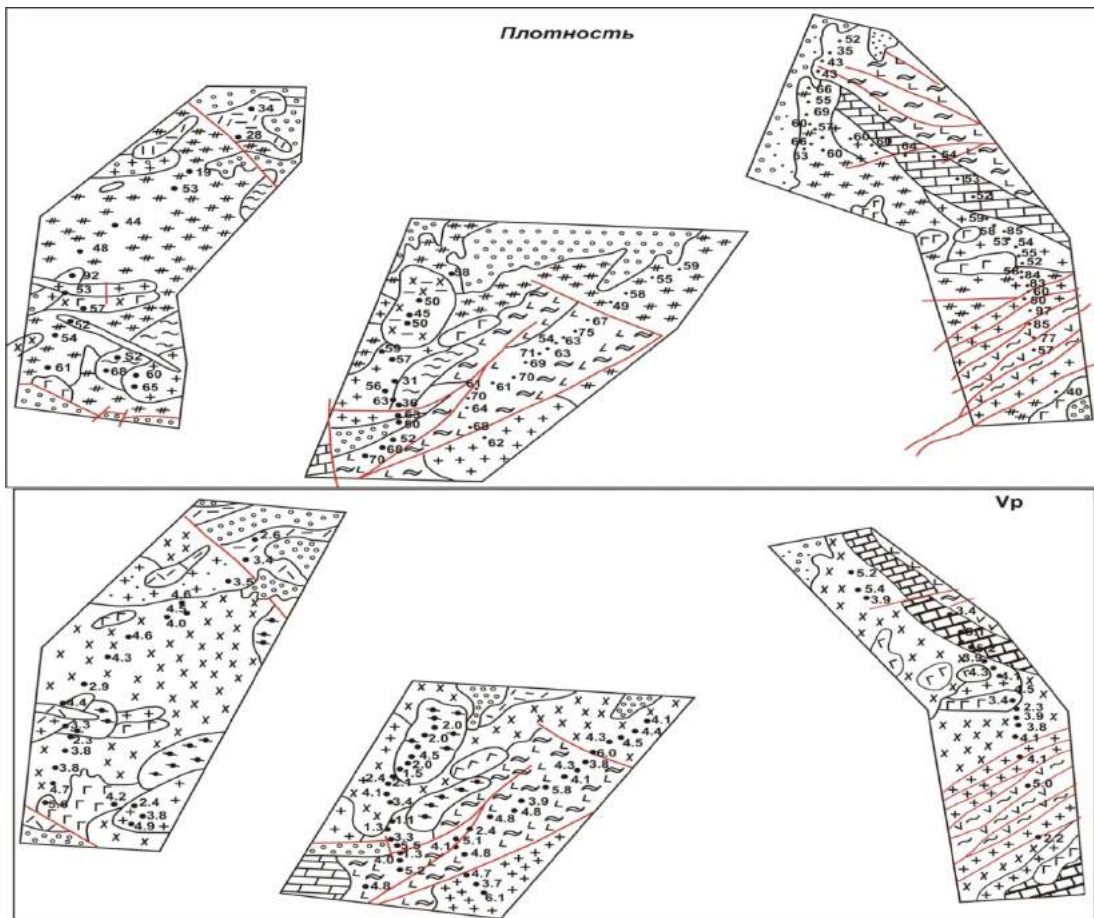


Рис.7.5.4.1. Зарисовки отбора образцов из древних пород на Дзирульском массиве для определения физических параметров со значением плотности и скорости прохождения сейсмических волн в г/см^3 и км/с , соответственно

	Условные обозначения
1	Осадочные терригенные породы
2	Осадочные карбонатные породы
3	Вулканогенно-осадочные породы байосского возраста
4	Гранитоиды среднеюрские (Хевская интрузия)
5	Порфиroidные гранитоиды (Рквиская интрузия) верхне-палеозойские (Раннегерцинские) ($\gamma^1 Pz_2^1$)
6	Равномернозернистые микроклиновые гранитоиды (Раннегерцинские) ($\gamma^1 Pz_2^1$)

7	Микрокристаллические гранито-гнейсы (Раннегерцинские) (γPz_2^1)
8	Риолиты нижнего и среднего карбона ($C_{1,2}$)
9	Метавулканы, филиты и филитизированные сланцы кембрий-девонского возраста (Є-D)
10	Кварцдиоритовые ортогнейсы (байкальские) кембрийского возраста ($q\delta g\epsilon$)
11	Габроиды, габродиориты, габроамфиболиты. Метабазиты докембрийские (Неопротозойские vHr)
12	Гнейсо-мигматитовый комплекс и кристаллические сланцы докембрийские (Hr)

В данном случае мы взяли карту Дзирульского массива (рис.2.2), где закартированы литопетроформации. Для каждой этой площади определяется среднее значение параметра, затем долевое значение по отношению к площади, занимаемой массивом. Сумма этих значений и окажется средним параметром для массива в двухмерном определении, вместо трехмерного.

Здесь приводятся петрофизические данные, определенные вышеприведенным методом, которые характеризуют гетерогенность в целом массива и неоднородность составляющих его частей (таблица 8).

Таблица 8.

№ п/п	Наименование пород	Возраст	Магн. восприим. χ в 10^{-6} CGS		Плотность σ в г/см ³		Скорость V_p км/с	
			Ср.знач./колич.	Мин./Макс.	Ср.знач./колич.	Мин./Макс.	Ср.знач./колич.	Мин./Макс.
1	Кристаллические сланцы	z_1	20/9	16/34	2.79	2.70/2.8	5.858/	5.7/6.0
2	Амфиболиты	z_1	42/7	21/67	2.75/5	2.72/2.78	5.9/6	5.7/6.1
3	Кварц. диорито гнейсы.	z_1	10/12	15/30	2.7/15	2.66/2.7	5.55/9	5.5/5.7
4	Ортогнейсы	z_1	1/1	0/15	2.72/10	2.65/2.7	5.8/10	5.7/8.9
5	Габбро	z_1	17/5	12/38	2.8/5	2.77/2.9	6.0/5	5.9/6.3
6	Биотитовые сланцы	z_1	18/5	7/37	2.61/5	2.60/2.7	4.8/5	4.0/5.3
7	Метаморфические сланцы	z_2	7/15	5/11	2.68/15	2.63/2.7	5.0/10	5.3/5.8
8	Габбро	z_3	17/10	15/27	2.7/10	2.67/2.7	5.5/10	5.3/5.8
9	Габбро-диориты	z_3	42/3	35/54	2.74/3	2.69/2.9	5.4/6	5.3/5.5
10	Габбро-диабазы	z_3	70/7	62/78	2.66/10	2.6/2.79	5.4/3	5.3/5.5
11	Гранито гнейсы	z_3	17/6	15/26	2.58/11	2.55/2.6	4.5/10	4.1/5.0
12	Плагииграниты	P_{z_3}	17/6	15/26	2.62/2.9	2.6/2.65	4.5/10	4.1/5.0
13	Серпентиниты	P_{z_3}	27/16	55/31	2.63/10	2.60/2.7	5.1/10	4.6/5.5
14	Плагиигранодиориты	P_{z_3}	50/9	42/60	2.63/9	2.6/2.67	4.8/7	4.6/5.4
15	Граниты	P_{z_3}	45/5	35/53	2.5/9	2.5/2.55	4.1/7	3.9/4.8
16	Аляскиты	P_{z_3}	9/6	7/20	2.55/6	2.51/2.6	3.87/9	3.3/4.8
17	Граниты милонитизированные	P_{z_3}	15/6	12/25	2.5/56	2.51/2.6	3.8/7	3.3/4.8
18	Граниты	J_2	40/5	35/53	2.5/65	2.53/2.7	4.15/8	3.5/4.3
19	Диабазы юрские	J_2	55/13	50/58	2.82/13	2.76/2.8	5.2/9	4.7/5.7

1. По поверхностным геологическим наблюдениям и измерениям параметров физических свойств, Дзирульский выступ древнего фундамента, представляет собой гетерогенное массивное геологическое тело, состоящее из больших кусков разной формы и состава кристалло-метаморфических и магматических образований (рис.7.5.4.1). В этом массиве совершенно произвольно распределены приведенные типы пород, независимо от их возраста, петролого-минералогического состава и физического состояния. По некоторым ориентировочным определениям массив содержит докембрийские кристаллические сланцы, диоритовые гнейсы и амфиболиты в объеме 10-15%, метаморфические сланцы (филлиты), спилиты, основные и ультраосновные породы, занимающие также 5-10%. Небольшой процент в общем объеме занимают различного типа гранитоиды и им подобные породы раннего тектогенеза, которые вместе со всеми как бы растворены, расщеплены в плагиигранитах герцинского возраста. К этому добавляются небольшие интрузивы гранитов юрского возраста.

2. Вслед за первым пунктом ставится вопрос о глубинности этих образований. Или, что происходит с неоднородностью массива с глубиной, существуют ли границы раздела между геологическими неоднородностями на глубине и имеется ли аналогичная картина с геофизическими неоднородностями?

3. Принято, что Дзирульский массив является приподнятой частью «Грузинской глыбы», «Закавказского срединного массива» или «Закавказского микроконтинента», однако причина воздымания фундамента непонятна! Можно ли полагать, что массив приподнят за счет тектонического механизма разломов, процессов интрузивного магматизма?

4. Если массив приподнят магматическими процессами то, он должен иметь локальный характер и отличаться от погруженного фундамента-«глыбы» или «микроконтинента» и пр.

5. От решения этих вопросов зависит прослеживание складчатого основания осадочного чехла, установление глубинной тектоники земной коры, петрофизического состояния, прогнозирование петрологического состава и др.

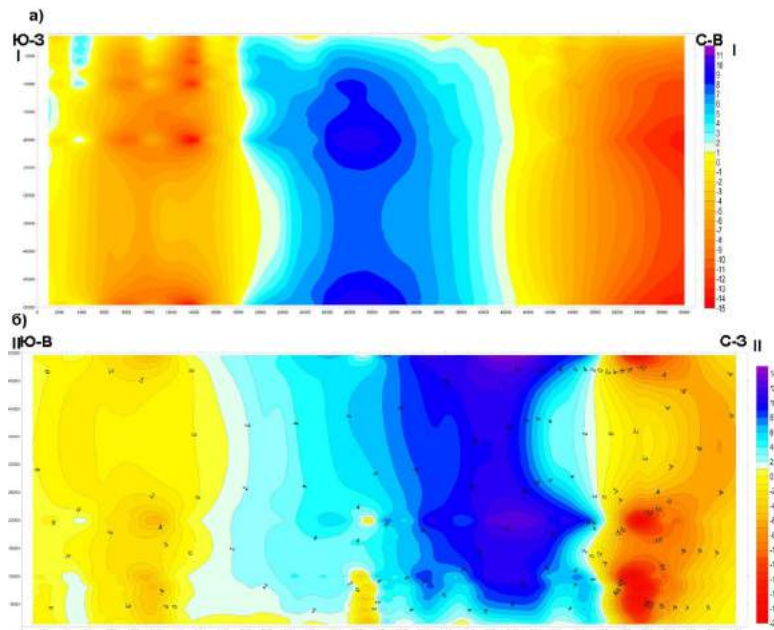


Рис.7.5.4.4. Вертикальный срез остаточного поля G Дзирульского массива а)ПР I-I б)ПР II-II

Представленный на рисунках 7.5.4.3 и 7.5.4.4 материал представляет собой опыт качественной интерпретации потенциальных полей. Схема гравимагнитных профилей, по которым проводились трансформации полей, приведена на рис.7.5.4.2. Основным принцип заключается в том, что при пересчете вверх, как полагают, глубина охвата исследуемого объекта увеличивается, а остаточное поле отражает состояние среза нижнего полупространства, но не совсем определенной глубины, предположительно соответствующей высоте пересчета. В результате получена картина изменения этих полей с глубиной, связанная с геологическим строением.

На рисунке 7.5.4.3 вертикального среза остаточного поля Та читается, что на пересечениях этих профилей Дзирульский массив окружен довольно глубоко опускающимися магнитоактивными породами. Магнитное поле, вернее магнитные свойства этих пород не остаются постоянными. По первому профилю они повышаются в нижней левой части, а по второму в левой нижней части и в правой верхней и нижней частях. Получается, что с юга на глубине массив окружают более магнитоактивные породы, чем на северной части. Сам массив является немагнитоактивным и стерилен от крупных магнитоактивных тел.

Вертикальный срез остаточного поля G характеризуется неравномерным распределением гравитационного аномального поля, следовательно, и плотности пород, составляющих массив. На первом профиле в верхней и нижней частях условно рассматриваемой глубины интенсивность поля повышена, значит здесь залегают более плотные породы. В средней части среза таких пород меньше. На втором профиле ширина повышенных значений остаточного поля больше. Центральная же осевая часть характеризуется общим повышением. В целом, Дзирульский массив характеризуется изменчивым остаточным гравитационным полем, следовательно, является неоднородным по составу и по плотности пород.

Выводы

Исследования глубинных горизонтов земной коры на современном этапе изученности и технико-методических возможностях интерпретации первичных исходных материалов требуют наличия достоверных и информативных материалов. Учитывая эти требования и необходимость добиться такого результата, который бы подтверждал или опровергал большое количество различных концептуальных схем о глубинном строении (впрочем, мало обоснованных для Кавказского региона), мы попытались собрать и проанализировать существующие и доступные нам геофизические материалы по всем тематикам – особым упущений не допускаем.

Для интерпретации геофизических данных использовались различные методы и программные обеспечения. В результате получено много вариантов решения. Из которых многое не было использовано из-за перегрузки данной работы. Мы предпочитаем обосновывать всякие положительные решения иллюстрацией фактического материала, а не ссылаться на чужие, что порой

неплохо удастся, а где нет, думается, это происходит из-за сложности или нерешаемости задач. После всего этого, можно провести обоснование:

1. Особых возражений не должно вызывать то, что предгорная впадина Северного Кавказа по данным гравимагнитных полей имеет рифтогенное развитие, тем более после того, что сейсмотомографией ГСЗ устанавливаются поднятия, врезание «базальтовых» и мантийных крупных штокообразных тел между сарматской плитой и системой Большого Кавказа. Также появляется возможность, не только предполагать, но и доказывать реальность аккреции между названными огромными геологическими образованиями. При этом аккреция может быть «сухой» без участия мантийных продуктов и «мокрой» с участием последних. В случае Северного Кавказа должна быть аккреция «мокрого» типа.

2. Томографией ГСЗ устанавливается, что консолидированная кора по скоростным параметрам неоднородна и делится на две части «гранитную» и «базальтовую», последняя же на три слоя. Вместе с тем, эти слои взаимно дополняют друг другом в виде «ксенолитовых» включений большими глыбами. В связи с чем соотношение мощностей между слоями в складчатых системах трудно определяется, но все же среди них самым мощным является верхний «базальтовый» слой, и он больше других тектонически деформирован.

3. Томоразрезы данных ГСЗ трех Кавказских профилей (Гали-Сафаралиев, Бакуриани-Степное и Акстафа-Волгоград) однозначно показывают, что: а) в тектонических катаклизмах земная кора не находится в стороне и принимает активное участие во всех процессах, но в различной степени; б) консолидированная кора складчатой системы Кавказа не имеет слоистой канонической формы строения, особенно «гранитная» составляющая. С глубиной она становится слоистой и более сформированной. Нижние два «базальтовых» слоя сформированы более определенно.

4. Устанавливается, что от интенсивной «складчатой» деформации консолидированной коры зависит интенсивность складчатости осадочного слоя: а) в складчатых зонах более или менее складчаты «гранитный» и два верхних «базальтовых» слоя, б) в слабоскладчатых условиях Рионско-Куринской депрессии складчатый вид имеет только верхний «базальтовый» слой, нижние не затронуты этими процессами. «Гранитный» слой в этих процессах исполняет «роль» заполнителя.

5. Приведенные здесь характеристики строения консолидированной коры Большого Кавказа и Рионско-Куринской впадины мы должны принять в качестве закономерных для всего Кавказа.

6. Включение («врезание») штокообразных мантийных и «базальтовых» тел в «гранитном» и осадочном слоях должны быть случайными явлениями, связанными с тектоническими процессами, совпадающими с фазами: штирийской, аттической и, возможно, роданской.

7. Последствиями этих процессов являются: а) выбросы из трехкилометровой глубины барьерных рифовых «Красноколовских известняков» из барьерной ветви Хирса-Кушисхеви Алазанской рифовой плиты, залегающей на глубине 2.0-2.5 км площадью 600 кв.км; б) аналогичное последствие имеется по второму Хирса-Алазанскому барьерному ответвлению (по течению р.Алазани), отдаляющегося от предыдущего на 12-15 км, с той разницей, что здесь рифовые глыбы разбросаны по площади Ширакской свиты возраста меотис-понта, перекрытой толстым слоем акчагила; в) западнее «Красноколовских известняков» по Цив-Гомборскому хребту развита интенсивная шарьяжная и надвиговая тектоника – глубинные горизонты верхнего мела перекрывают палеоген полностью; г) в общей сложности следы действия мантийных процессов на поверхности прослежены пока в широтном направлении на расстоянии 40-45 км.

8. Механизм образования двух аккреционных систем северного и южного бортов Большого Кавказа можно представить только гипотетически: за счет неизвестных тектонических сил произошло растяжение земной коры с образованием субвертикальных трещиноватых ослабленных зон с обеих сторон Кавказского хребта с одновременным внедрением мантийных магм. Завершением всего этого является сжатие.

7.5.5. Некоторые вопросы глубинного строения Аджаро-Триалетской зоны по геофизическим данным

В гл.7.5 при анализе глубинного строения Б. Кавказа и Рионско-Куринской депрессии глубинное строение Аджаро-Триалетской зоны не рассматривается, в связи с отсутствием аналогичных материалов по этому весьма своеобразному и интересному региону. Вместе с тем имеются материалы гравимагнитных полей, ОГТ и КМПВ, которые позволяют осветить глубинное строение региона в какой-то степени по-новому.

По-новому означает, что Аджаро-Триалетская зона в геофизических полях отражена своей морфоструктурой, тектоникой и глубинным строением. Геофизическими полями она выделяется в геофизических полях окружающей геологической среды, как «инородное тело», без потери своей индивидуальности и оригинальности. Ее оригинальность в потенциальных полях заключается в строго широтном простирании аномалии. Изодинамы T_a и G_a замыкаются в самой зоне и имеют широтное простирание и повышенные значения наблюдаемого поля (рис.7.1.1 и 7.1.7). Трансформанты этих полей однозначно отображают одну и ту же картину (рис.7.1.2, 7.1.3, 7.1.4, 7.1.8, 7.1.9) широтного простирания изодинам, замыкание изодинам внутри зональной среды. Кроме оригинальности и интенсивности она выделяется в тех же полях разнополярностью. В отличие от Рионско-Куруинской депрессии, Анатолийско-Понтидского региона, частично Джавахетско-Болнисской зоны. Потенциальные поля Аджаро-Триалетской зоны и те же поля Малого Кавказа (Армянско-Азербайджанского) нигде не соприкасаются. И главное, аномальные поля Аджаро-Триалетской зоны симметричны по простиранию от начала и до конца зоны. Такой зональностью во всем Кавказско-Анатолийском регионе с восточным сектором Черного моря характеризуются только Большой Кавказ за Главным хребтом, Аджаро-Триалетская зона и полоса Восточного Черного моря от Колхиды до Крыма по Симферопольско-Потийской зоне.

Симметричное распределение положительного АМП, в мировой практике интерпретации магнитных аномалий морских и континентальных областей, связывается с рифтогенным развитием изучаемой геологической среды.

На этом основании Северная предгорная область Большого Кавказа и Восточно-Черноморская, Симферопольско-Потийская магнитная аномальная зона в данной работе отнесены к тектоногенам рифтогенного развития.

Структурным этажом выше, на уровне верхнего мела структурная карта представлена полнее и рельефнее и, следовательно, информативнее (рис.6.1.25).

Шаблон нижнего структурного этажа на этой карте также отражен. В целом, по морфологии она делится на четыре части: Гудаута-Очамчирскую приподнято-шельфовую, Колхидскую приподнято-кряжево-депрессивную, Анаклиа-Батумскую складчато-прибрежную и юго-западную котловино-погруженную.

Исходя из наших задач, проследим аномалии потенциальных полей на запад, вглубь моря. Они отражены на временных разрезах и структурных картах ОГТ. Из структурных карт наиболее полными являются структурные карты по поверхности верхнего мела, эоцена и майкопа.

Верхний мел на карте (рис.6.1.25) является основанием кайнозойских образований и определяющим в тектоническом плане формирования, он так и разделяется на зоны Колхидским прогибом. Площадь Восточного Черного моря с Колхидой разделена на четыре зоны, Аджара-Триалетская зона попадает в Анаклиа-Батумскую прибрежную и западную котловинную впадину.

Анаклиа-Батумская складчато-прибрежная зона, развитая в акватории от г.Анаклии до г.Батуми в полосе шириной 50-60 км, представляет интерес своим структурным планом, складчатостью, стилем и формой структурирования, поскольку на этом основании развивается весь структурный этаж кайнозоя. К югу после Анаклии, по побережью до Кобулету горизонт к западу круто моноклинально опускается до -12 км. Ширина полосы склона изменчива от 25 до 10 км по побережью, после чего вглубь акватории на упомянутой глубине на площади шириной 30-35 км развита интенсивная складчатость с разрывными нарушениями, после которой сформирована котлообразная зона. Складчатая полоса ориентирована диагонально с юго-востока на северо-запад, простирание складок также доминирует в этом направлении, но на самой южной части, пограничной с Турцией, наблюдается тенденция развития противоположно направленной структуры.

Относительно котловинообразной зоны следует отметить, что она является самой опущенной частью со слабо пересеченным рельефом, которая должна закрываться за пределами площади.

Морфоструктура поверхности отложений нижне-среднего эоцена ($E_1-E_2^2$) представлена на рис.6.1.20. Она по зональности аналогична морфоструктуре на предыдущей карте. Следует отметить, что в отличие от предыдущей карты, зонирование здесь принимает более четкий характер, в особенности, в южной части Анаклиа-Батумской складчато-прибрежной зоны, где намечена тенденция развития складчатости с юго-запада на северо-восток. Складчатость здесь сформирована как самостоятельная структура, а тектоническое формирование Восточно-Черноморской впадины с Колхидой завершено в основном в кайнозойское время.

Первое представление о лито-фациальном составе и распределении в разрезе осадочного покрова Восточно-Черноморской впадины могут дать приведенные в главе 5 разрезы.

Профили 347817, 3477125 (рис.5.1.2) проходят по центральной оси Аджаро-Триалетской зоны от Кобулети вглубь моря на погружение. На разрезе представлен полный стратиграфический комплекс от верхнего мела до современных отложений включительно. Литофациальный состав разреза многообразен. Информация о нем получена способом сейсмофации на основе временных разрезов. В данном случае нас интересует местоположение и прослеживание вулканогенов среднего эоцена, как характерной вещественной номенклатуры, подтверждающей наличие Аджаро-Триалетской зоны. По представленному разрезу устанавливается, что вулканогены среднего эоцена не имеют сплошного повсеместного распространения и достаточной мощности, чтобы быть обнаруженными другими геофизическими методами. На этом разрезе вулканогены среднего эоцена прослеживаются с неоднородным составом, неравномерной мощностью, выклиниванием в конце профиля (15-20 км) или погружаются и не имеют дальнейшего продолжения.

Тот же горизонт на профиле 347816, проходящим от г.Поти на юго-запад к глубоководью, отмечен в подошве середины профиля длиной 25-30 км по простиранию, ниже этого горизонта временной разрез не читаем. На северных профилях горизонт не прослеживается, значит его там нет.

Одним из методов установления и прослеживания тектонических зон и глубинных геологических тел является гравимагнитное зонирование наблюдаемых полей и их трансформантов.

Карта магнитотектонического районирования (рис.7.1.2) – одна из комплекта карт, составленных нами, для отображения глубинной тектоники способом трансформаций геофизических полей. Она многопланово информативна и приоритетна там, где объекты исследования недоступны для геологической визуализации. При этом немаловажно, что такие карты способствуют правильному решению обратных геолого-геофизических задач. На этой карте Аджаро-Триалетская зона начинается в море в 50-60 км от берега и доходит до г.Телави. Здесь она шире и полнее, чем на геологических картах, и примечательно, что она четко отделена от прилегающих к ней зон, в т. ч. Восточных Понтид.

На этой карте по Восточно-Черноморскому сектору поперечное зонирование адекватно соответствует глубинным структурным картам ОГТ. Вместе с тем, устанавливается, что бассейн Черного моря есть замкнутая геолого-тектоническая система с особенностями глубинного строения, историей развития и формирования в системе тектонического пояса Средиземноморья - Тетиса. Бассейн закрыт – у него нет серьезного продолжения к внешним тектоническим зонам, в геофизических полях он не наблюдается.

Приведенные выше материалы и геологические выводы по ним достаточны для того, чтобы утверждать, что Аджаро-Триалетская зона не имеет далекого (более 50-60 км) продолжения в море, не имеет ни генетического, ни приобретенного «родства» с прилегающими тектоническими зонами и, вероятно, моложе их. На западном погружении, пересекая или касаясь зоны Восточных Понтид, Аджаро-Триалетская зона в структурном отношении расширяется за счет южного борта и своим глубоко опущенным синклинорием в пределах простирания на запад нормально прилегает к высоко приподнятым Восточным Понтидам (рис.6.1.25, 6.1.20 и 6.1.17).

На западном продолжении от г.Батуми вглубь моря на расстоянии 50-60 км от берега в основании моря развита складчатость настолько интенсивная, что пикообразные знаки неразрушенных структур не достают поверхности морских вод на 300-400 м. На этом участке (площадь примерно 3500-4000 кв.км) на временных разрезах отражены структуры, смятые с различной интенсивностью. На картах же получается неоднородная складчатость в целом под углом 60°-70° к Кавказскому направлению. По временным разрезам на этой площади получается, что антиклинальные складки здесь настолько смяты, что дальше некуда. Складчатость окончательно сформирована на глубине, без выхода на дневную поверхность. Кстати, зрелость складчатости определяют по соотношению размера основания складок к размеру замка, которое должно быть в пределах 5-10 раз. На ниже представленном разрезе оно будет стремиться к бесконечности. Исходя из этого, проведение определенного эксперимента на временном разрезе не лишено интереса.

Профиль ОГТ АГС-20-22 проходит на восточной части Черного моря, примерно от широты г.Анаклиа на севере, в меридиональном направлении далее на юг и, не доходя до Понтидского побережья нескольких десятков километров заканчивается (рис.4.1). Сейсмический профиль выполнен фирмой «Anadarko». Таких профилей из этой группы немного, на остальных интенсивность складчатости меньше, а в западном продолжении через четыре профиля складчатость доведена до минимума.

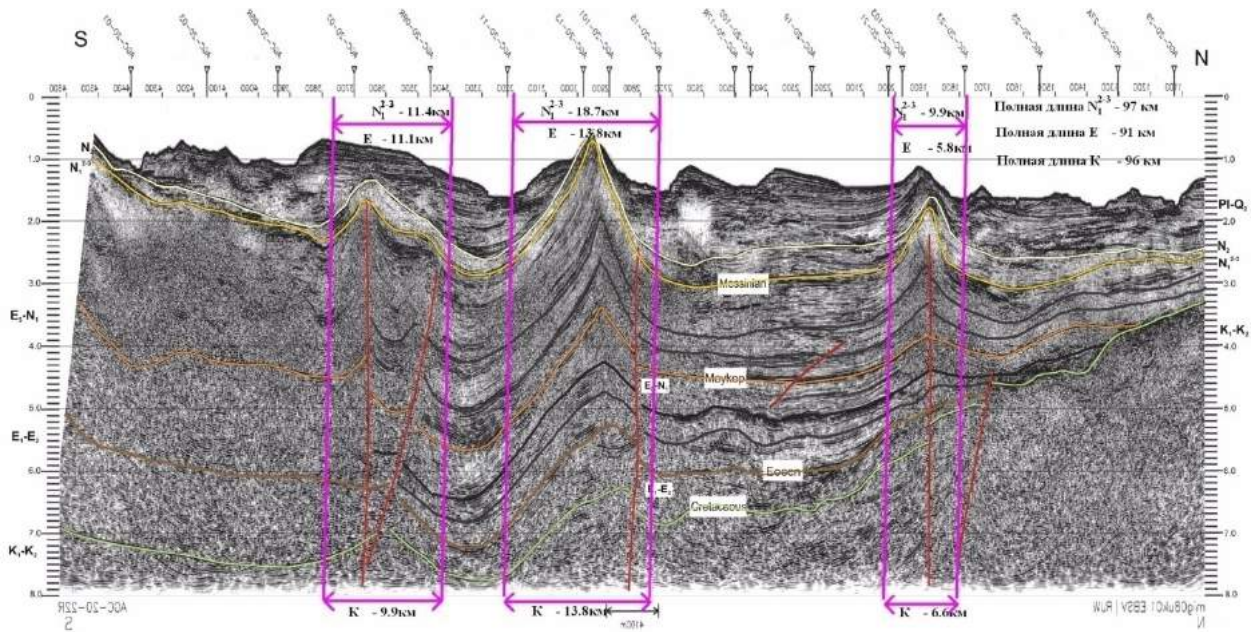


Рис.7.5.5.1. Временной разрез профиля AGG-20-22 «Anadarko»

Складчатость и складкообразование западного продолжения Аджаро-Триалетской зоны в море, из-за своего своеобразия, вызывает много вопросов по профилю (рис.7.5.5.1).

1. Этот профиль по складчатости интенсивнее, чем рядом находящиеся профили.
2. Неоднороден по простираению.
3. Ширина синклиналичных структур намного больше антиклиналичных.

4. На северной части профиля осадочные породы прилегают, а затем налегают на континентальный склон. Осадочные породы не связаны по литофациальному составу с ниже лежащими породами. Под действием тектонических сил не реагируют синфазно. Однако на южном конце под осадочным слоем ниже лежащих пород не видно или они опущены глубоко, при этом каждый слой нормально осаждался до конца профиля, а в складчатых процессах на 23 км не принимают участие.

5. На всем протяжении профиля зафиксированы 3 антиклинали и 3 синклинали. Последние превышают первые в 1.5-2.0 раза.

6. Складкообразование здесь проходило, видимо, неравномерно.

Несмотря на все вопросы, которые перечислили выше, мы делаем некоторые выводы по Аджаро-Триалетской системе.

1. На юге профиля AGG-20-22 в конце временного разреза в интервале 23 км ниже 2-2.5 км складчатость незаметна. На самом конце профиля 3-5 км, отраженные горизонты с эоцена (E_1-E_2) и выше до неогена включительно изгибаются вверх и находят, вероятно, продолжение в Понтидах (профиль здесь не доходит до его берегов 12-15 км). Восточные Понтиды, очевидно, опускаются на север в акваторию моря в виде континентального склона.

2. Поти-Батумская прибрежная складчатая полоса характеризуется отрицательным аномальным гравитационным полем $-72 \div -66$ мГл (рис. 7.5.3). На западе от этой складчатой полосы поле положительное до 20 мГл, и окружающее ее с трех сторон га повышено до -30 мГл. Получается, что отрицательное аномальное гравитационное поле обуславливается складчатостью и погружением вглубь осадочного покрова.

Это, вероятно, характерная черта всех складчатых систем, если под ними не залегают высоко плотные породы.

3. Складкообразование здесь проходило, видимо, неравномерно по интенсивности.

4. В целом, Аджаро-Триалетская складчатая зона является независимой, замкнутой в геофизических полях системой.

5. Аджаро-Триалетская зона отделена от всех окружающих аналогичных структур Малого Кавказа, Восточных Понтид, Грузинской глыбы свойственной ей неоднородностью геофизических полей: полярностью, интенсивностью и структурированием. В связи с этими свойствами она, очевидно, и обладает неравномерной складчатостью глубинного строения.

6. На основании отмеченных свойств и характеристик, Аджаро-Триалетская зона на гравимагнитных картах тектонического районирования (рис.7.1.2, 7.1.7) выделена вместе с морской частью в отдельную зону, независимую от Малого Кавказа.

7. Проведен опыт по определению сокращения бассейна осадконакопления после складкообразования на трех уровнях разреза – верхнего мела, эоцена и миоцена (рис.7.5.5.1). Процент сокращения на всех горизонтах одинаковый 6-7%.

8. К проблеме нефтегазоносности Грузии по данным геофизики

При поисках любого полезного ископаемого или геологического явления исходят из имеющихся знаний по данной проблеме и ищут их там, где они могут быть. В данной главе проблемой являются тектоника территории и возможное нахождение нефти и газа на глубине. Сведения собраны нами по старым материалам, но мы смогли их переработать и найти много новых обстоятельств.

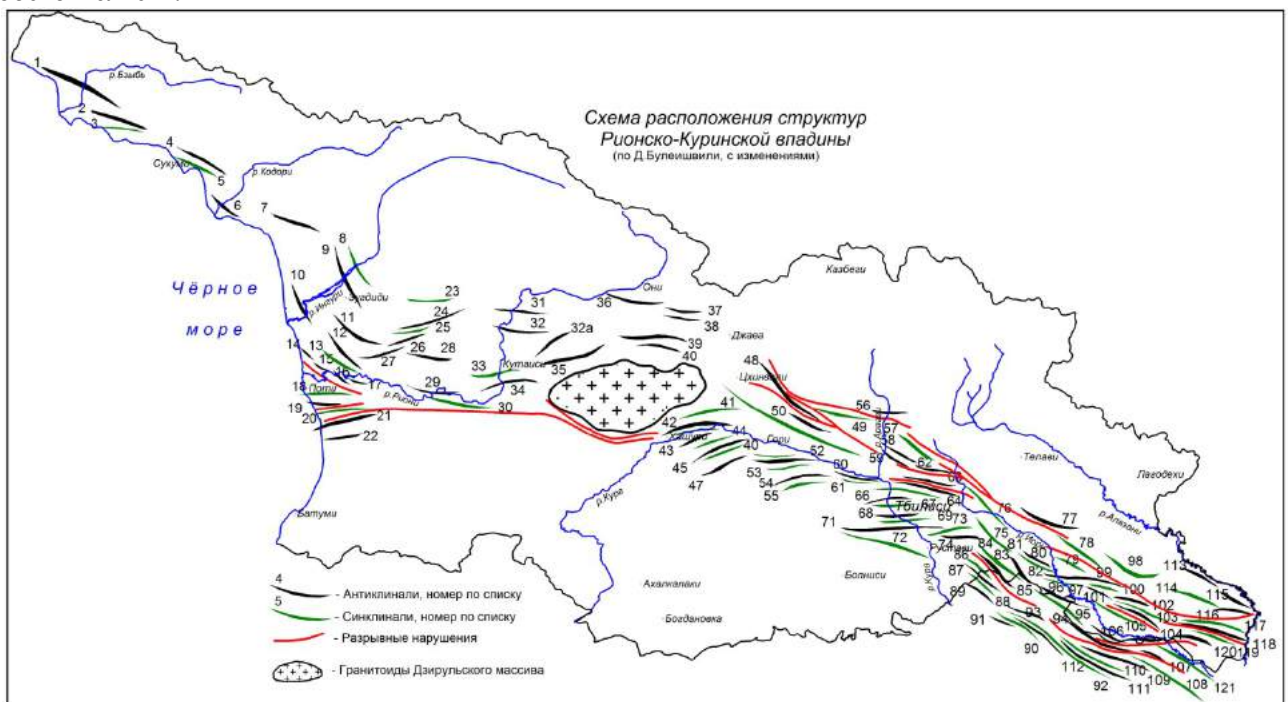


Рис.8.1. Складчатые структуры Рионско-Куринской депрессии (составлены по данным Булейшвили Д.)

Предполагать на глубине такую картину распределения складчатых структур, как на рис.8.1, с нашей стороны было бы наивно. Поэтому мы, основываясь на имеющиеся у нас материалы по обработке геофизических данных, попытались решить эту проблемы с помощью имеющихся в нашем распоряжении новейших компьютерных технологий.

Если расширить заглавие, действительно, проблема имеет более вековую историю огромных материальных и интенсивных интеллектуальных затрат нескольких поколений высоко квалифицированных специалистов, не только республики. В ее решении активное участие принимали также крупные специалисты нефтяники бывшего Советского Союза.

Поисково-разведочные исследования углеводородов проблема сама по себе сложная, но в геологических условиях Грузии она оказалась сложнейшей, при всей своей привлекательности и внешне благоприятных условиях: молодой возраст образований Рионско-Куринской глубокой впадины и Черноморского сектора Грузии; слабой, но герметически закрытой складчатостью; хорошей, по предварительным данным, коллекторской способностью; многочисленными выходами нефти на поверхность, порой, ручейками и в скважинах (см.§2.3); нахождением региона в Среднеазиатско-Каспийско-Черноморском нефтегазоносном поясе.

Неблагоприятным фактором является неравномерная геолого-геофизическая изученность Рионско-Куринской впадины и Черноморского сектора Грузии. В настоящее время этот недостаток доведен до сравнительного минимума.

За последнее 15 лет широко привлекаются зарубежные инвесторы с целью поиска и разведки нефтяных месторождений. Существенные результаты пока не озвучены.

Проблема поиска и разведки месторождений углеводородов многоплановая и включает комплекс исследований всех отраслей наук о Земле. Мы отметим из них лишь некоторые, касающиеся геофизики как способа, обладающего возможностью решения этих проблем, если не полностью, то хотя бы частично. Например:

1. Глубинного геолого-геофизического строения с расчленением тектонических зон и подзон.
2. Структурное строение осадочного покрова с максимальным захватом глубинных горизонтов.
3. Определение мощностей осадочного покрова с расчленением его по катагенетическому и метаморфическому состоянию.
4. Определение мощностей продуктивных и нефтематеринских горизонтов.
5. Составление прогнозных разрезов распределения литофаций на глубине.
6. Оценка возможного нахождения нефтематеринских горизонтов на перспективных территориях региона.
7. Прогнозирование залежей углеводородов на глубине способом прямых поисковых геофизических методов.

Мы не претендуем на безукоризненное решение перечисленных здесь задач, требующих обширного и высококачественного первичного материала и привлечения больших интеллектуальных ресурсов, но попытались внести в некоторые из них определенную ясность и наметить пути их решения, что не повредит состоянию дел.

В геологии при выполнении нефтепоисковых работ анализ начинается с формирования карты распространения месторождений и нефтегазопоявлений в пределах изучаемой территории, т.к. любые признаки нефтегазоносности являются доказательствами существования в осадочном разрезе бассейна накопления углеводородов (такая карта представлена на рис.2.9, Вахания Д.). После этого необходимо изучение стратиграфии осадочного покрова местности, затем тектоники и так далее, т.е. комплексного анализа современных и ретроспективных геолого-геофизических данных. При этом для структурной характеристики объекта исследований нами используются крупномасштабные фондовые структурные карты и на их фоне региональные структурные карты, составленные нами.

8.1 Анализ структурных карт.

Начнем с Западной Грузии, Колхиды и прилегающей части моря. Поскольку в Колхиде нефтяные залежи приурочены к меловым отложениям анализ структурных карт начнем с меловых стратиграфических горизонтов.

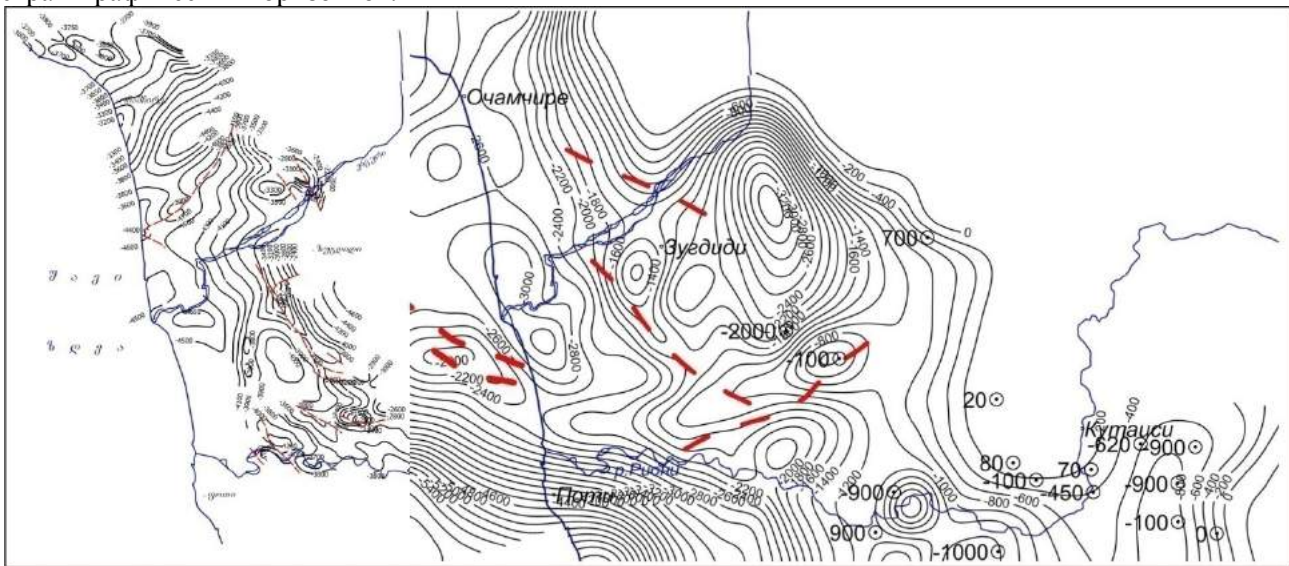


Рис.8.1.2 Структурная карта по горизонту неокома Колхиды (слева – материалы «Грузнефтегеофизики» и справа – по данной работе).

Единых обобщающих поисковых структурных геофизических карт для различных стратиграфических горизонтов в Колхиде составлено немного. В нашем распоряжении имеются

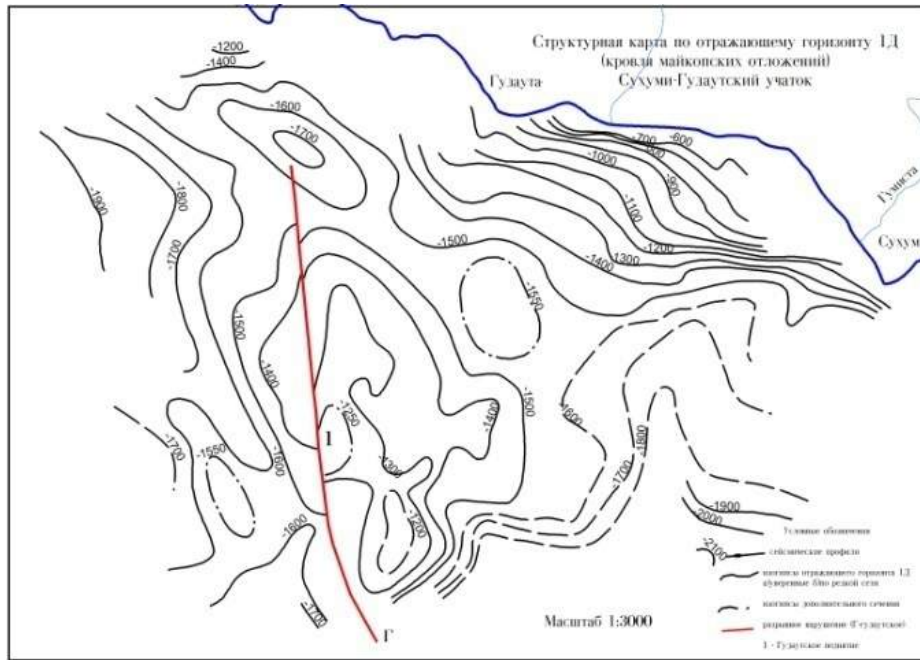
структурная карта по неокому масштаба 1:50 000 и по кровле туронского яруса того же масштаба, составленные Трестом «Грузнефтегеофизика». Первая (рис.8.1.2, левая часть) по стратиграфическому уровню соответствует структурной карте кровли нижнего мела (рис.8.1.2, правая часть), составленной нами (рис.6.1.28). Сопоставление их оказалось трудным делом. Структурная карта неокома глубже на одну треть, чем карты по кровле нижнего мела, она и в структурном плане отличается от них. С глубиной, по-видимому, происходит затухание складчатости, так что, даже для оценки общего структурного плана, она мало информативна.

Характерной особенностью структурной карты поверхности нижнего мела является Одишская депрессия. Она развита на базовой основе, как и все более древние осадочные образования – на складчатом основании фундамента с максимальным погружением 5.8 км (рис. 8.1.2). Это отразилось и на морфоструктурных особенностях последующих осадочных образований, в том числе и нижнего мела. Второй особенностью той же карты является развитие регионального структурного носа спускающегося Ткварчельского поднятия, врезавшегося своим окончанием между Одишской депрессией и прибрежной впадиной Черного моря. На стыке этих структур крупного плана развиты брахиморфные структуры, можно сказать, двойной дугой окружающие Одишскую депрессию. Одна из дуг «Ткварчели-Цаишская» развита с брахиморфными структурами: Сатанджойской, Зугдидской, Цаишской, Экской. Другая дуга с более широким радиусом и фронтом окружает депрессию с северо-востока по юго-западному направлению, назовем ее «Абадат-Кулевской». Начинается она от Абадатской структуры и продолжается в виде «хребта» до последнего пункта. Это подземное региональное поднятие охватывает следующие структурные кряжи: Абадатский, Сенакский (является структурным носом Абадатского), Квалонский, Хобский, возможно Чаладидский, Кулевский (наземный) и через завершения периклина, выходит прямо на продолжение Чурийского (морского) кряжа. Все перечисленные структуры, кроме последней, хорошо известны в геологии и более или менее удовлетворительно разведаны, а Чаладидская одно время эксплуатировалась. На сегодняшнем конъюнктурном этапе они не представляют другого интереса, кроме научного. Чурийская структура мало чем известна. Гравиметрической наземной съемкой в 60-ых годах прошлого века у впадины речушки Чурия (между Анаклиа и Кулеви) было замечено повышение аномалии гравитационного поля, но после проверки другими методами интересна не стала. При переинтерпретации сейсмических материалов уже в море на глубине 2.0-2.6 км нами установлена названная довольно габаритная ($l=12-15\text{км}$, $d=6-8\text{км}$ и $h=0.6\text{км}$) структура. Отметим, что по сейсмическим характеристикам Чурийская структура является замкнутой, герметически закрытой и по мощности нижний мел составляет 1.5-1.75 км. Все данные позволяют сказать, что ни одна из известных структур в Колхиде не отображена в геофизических полях так четко, как «Чурийская». Поэтому, она в первую очередь заслуживает внимания специалистов и перепроверки другими методами, в том числе, бурением.

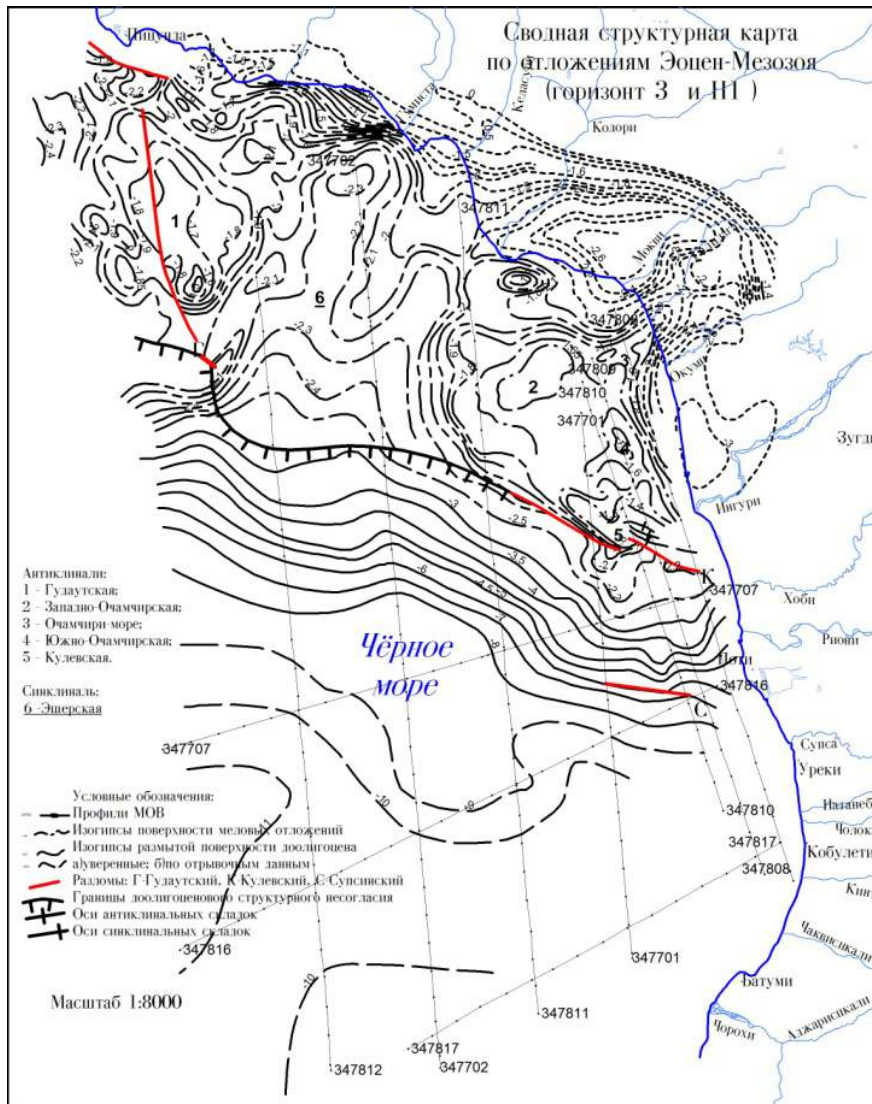
Структурные карты Грузинского сектора Черного моря составлены на ограниченной площади американской компанией «Anadarko» и фрагментарно Геленджикским отделением «Южморгео» Института океанологии РАН им. Шишова с разной детальностью и не на всех перспективных горизонтах.

На рисунках 8.1.3-8.1.5 приведены структурные схемы глубинных горизонтов морской полосы от г.Гудаута до г.Батуми, составленные в конце 70-ых годов прошлого века вручную «Южморгео» Института океанологии РАН (автор работы Басенцян Ш.А.) Кроме этих схем по той же площади составлены аналогичные схемы для кайнозойских горизонтов, не представляющих практического интереса. Структурные схемы (рис.8.1.3-8.1.5) оказались малоинформативными, как в геологическом региональном плане, так и с точки зрения поиска углеводородов. Все же мы приводим их по мере необходимости для сопоставления с другими работами.

Почти аналогичная ситуация имеется по материалам работ, выполненных компанией «Anadarko», в начале текущего столетия в районе Батумских морских вод, высоко квалифицированно, но на относительно малой площади и не увязанных с аналогичными континентальными работами. Трех примеров структурного отображения сейсмических горизонтов достаточно, чтобы говорить о масштабах складчатости исследуемого объекта и перспективности поисков нефти и газа (рис.8.1.6-8.1.8). Здесь по непонятным нам причинам, майкопом иллюстрируется структурный план площади распределения мощностей и характеристика структур, возможно содержащих углеводороды.



а



б

Рис.8.1.3. Структурные карты Гудаутско-Очамчирской морской полосы: а) кровля майкопа, б) эоцен-мезозоя.

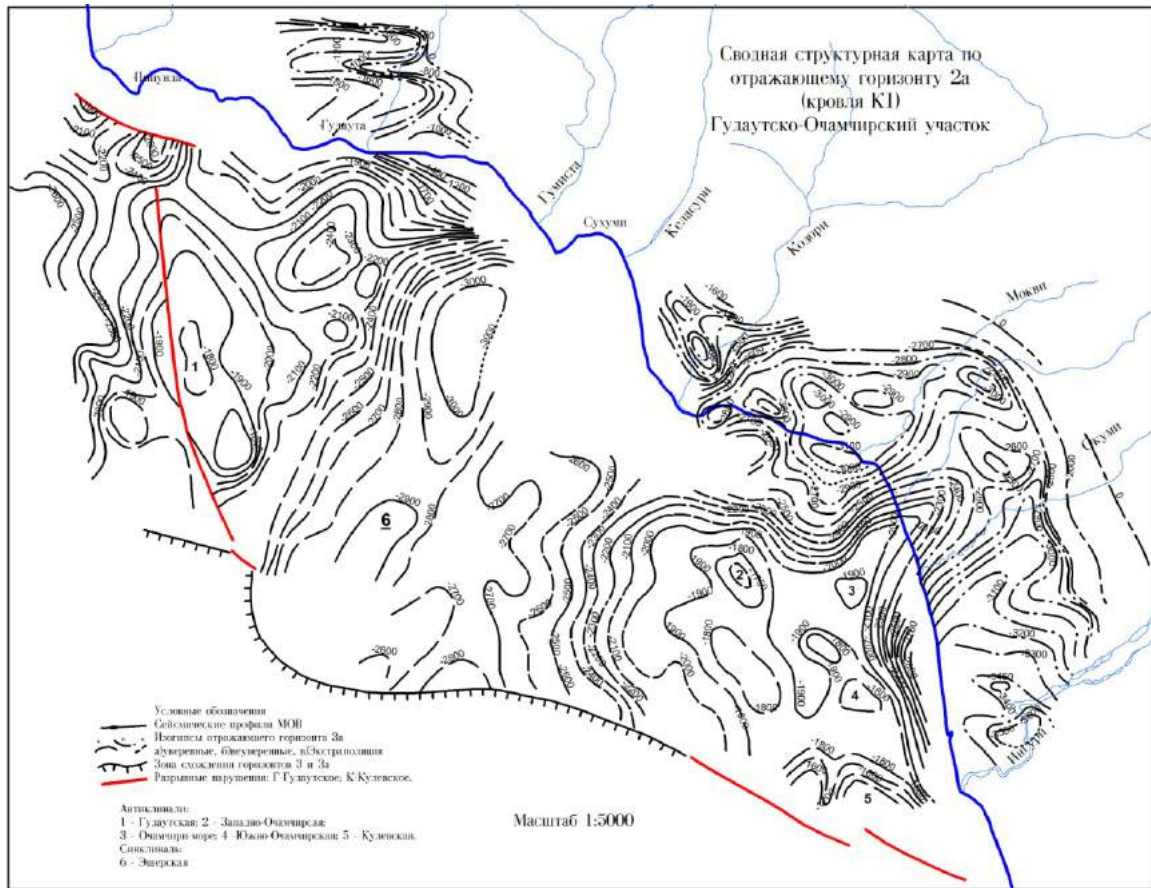


Рис.8.1.4. Структурная карта Гудаутско-Очамчирской морской полосы, кровля нижнего мела.

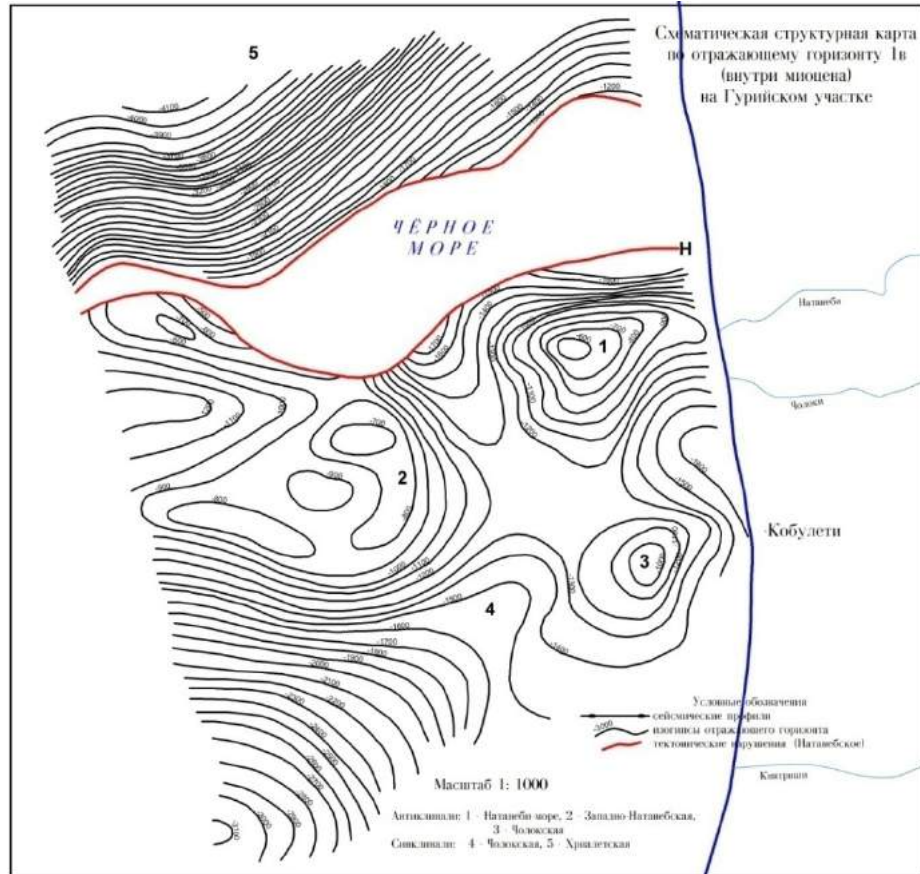


Рис.8.1.5. Структурная карта Гурийско-Батумской морской полосы горизонта внутри миоцена.

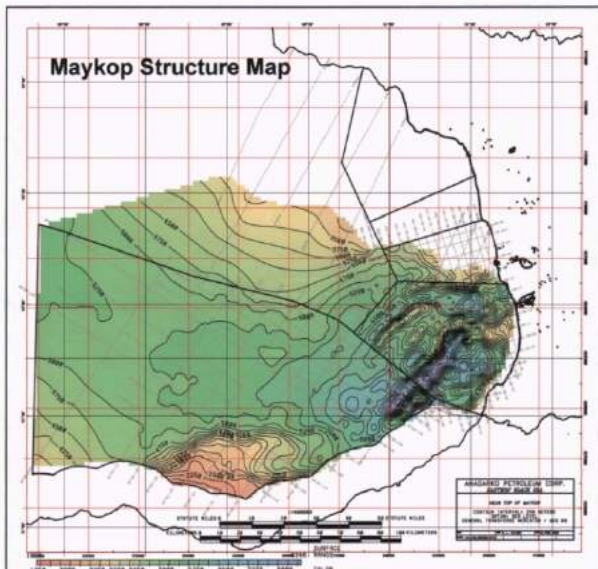


Рис.8.1.6. Структурная карта майкопа.

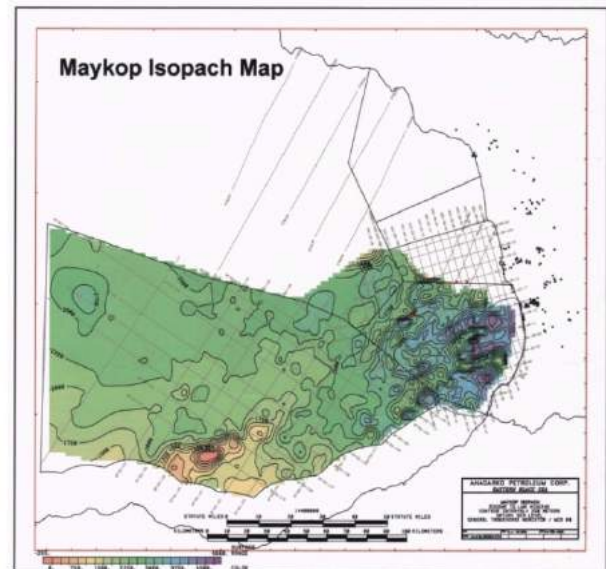


Рис.8.1.7. Карта изомощностей майкопа.

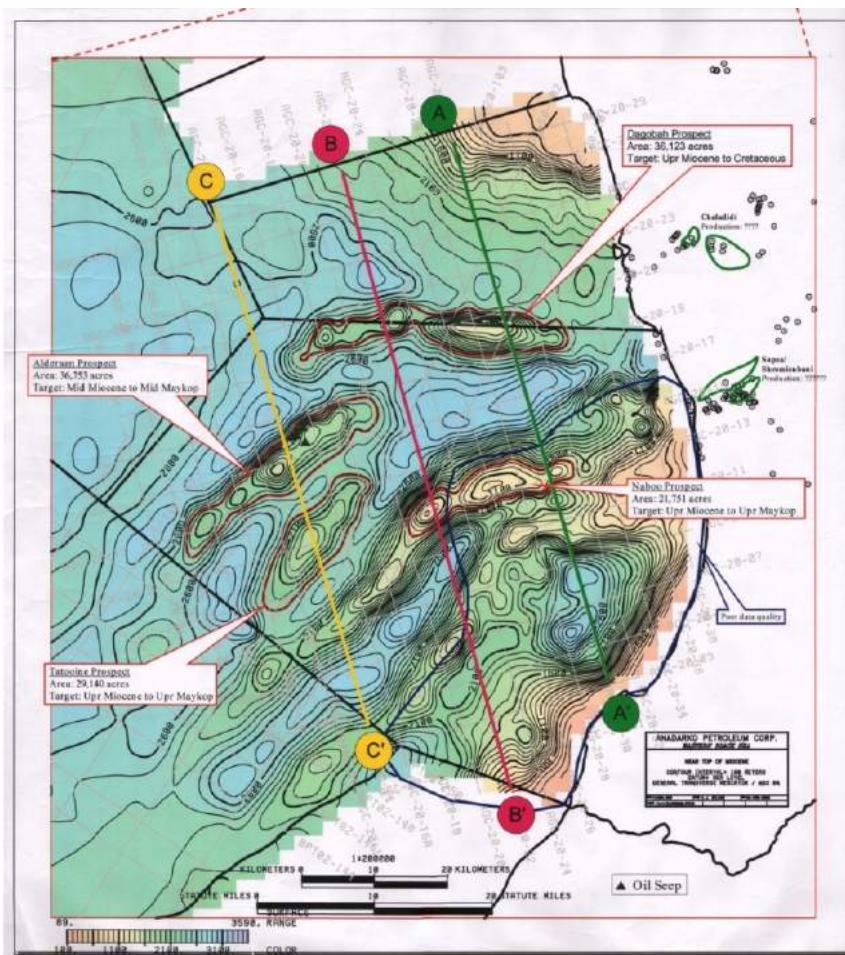


Рис.8.1.8. Структурная карта кровли миоцена

Интерес представляют приведенные карты с точки зрения подхода к оценке перспективности площади, который заключается в определении: а) горизонтальной тектонической нерешенности и долевого значения в ней положительных структур; б) оценка распределения мощностей продуктивных горизонтов и в) вертикальная амплитуда синфазных горизонтов складки. По рис.8.1.6 получается, что пункт «а» составляет 22% площади исследований, в том числе положительных структур 11%. Пункт «б» – средняя мощность 1.5-1.7 км, в складчатых зонах в 1.5-2.0 раза мощнее. Пункт «в» определяется по уровню стратиграфических горизонтов, и из четырех структур каждая по

интенсивности структурирована по-разному, например, от миоцена до мелового, средний миоцен-средний майкоп, верхний-миоцен-средний майкоп и верхний миоцен-верхний майкоп. Интересно – откуда такая неоднородность на такой маленькой площади? Но в целом площадь неперспективна.

После такого экскурса работ международных организаций по Грузинскому сектору Чёрного моря вернёмся к карте неокома Колхиды (рис.8.1.2) и проследим, как структурный план этого горизонта развивается вдоль и поперек площади с морем и на высоту до четвертичных отложений.

Подложка неокома в Колхиде и в море представлена отложениями верхней юры (рис.6.1.30). Горизонт этих отложений по данной карте крупномасштабно и четко структурирован двух кольцевой системой, направленной с северо-запада на юго-восток и находящийся в окружении Одишской базовой (основой всех горизонтов структурного плана Колхиды) депрессии. Первая кольцевая структурная система представляет кряж брахиструктур: Сатанджойской, Зугдидской, Цаишской, Экской и др., развитых в мезозойских отложениях, по форме представляющих маленькие кружки, тектонически разбитые короткими, но глубокими разломами. Эта система структур испещрена, очевидно, высокотермальными водами под высоким давлением. Приведённая геолого-тектоническая и гидрогеологическая обстановка пояса брахиантиклинальных структур Мегрелии не оставляет надежд на нахождение в них углеводородов.

Вторая кольцевая структурная система, окружающая Одишскую депрессию, отходит от Окуми-Очамчирского структурного поднятия и продолжается в виде Очамчирской морской, довольно большой и четко очерченной структуры. На ее продолжении к юго-востоку идут Анаклийско-Чурийская, Кулевская, Хоби-Квалонская, Чаладидская группа структур и по пути еще ряд мелких структур, которые завершаются Абадатской антиклинальной, не совсем брахиморфной, структурой. Этот структурный кряж, в отличие от предыдущего, характеризуется продолжением в верхних структурных этажах и нефтеносностью. Желательна его более детальная характеристика данными геофизики. И, чтобы охарактеризовать его, мы опять должны вернуться к базисному основанию этого структурного плана – к средне-верхнеюрскому этажу. Нижнеюрские отложения, вероятно, не имеют здесь широкого развития.

Отложения средней юры в виде вулканогенных образований на суше Колхиды и вблизи от берега со стороны моря широко развиты пачкой небольшой мощности, особенно в глубоководье. Мощность их не определяется, но должно быть не больше 1.0-1.5 км, поскольку аномальное магнитное поле, обусловленное ими, небольшой интенсивности и не позволяет предполагать большую мощность. В тектоническом отношении горизонт средней юры не структурирован, кроме Одишской депрессии и широкого структурного носа, спускающегося с Окрибского поднятия со стороны г.Кутаиси в Колхидскую депрессию. Этот структурный нос на Самтредиа-Джихаишской площади раздваивается на Зугдидскую и Чаладидско-Сатанджойскую ветви. В этом раскладе структур с северо-запада по морю развито Окумско-Очамчирское крупное структурное осложнение, направленное к Окрибскому южному структурному носу до Хобско-Квалонской площади. После морских структурных осложнений к глубоководью, горизонт верхней юры глубоко опускается по континентальному склону с уменьшенной мощностью, особенно по направлению Гудаутского шельфа. На шельфе горизонт залегает на глубине 6.5-7.0 км, а от г.Поти в радиусе 30 км до 13 км. Горизонт осложнен разрывными нарушениями.

Следующий за верхней юрой сейсмический горизонт нижнего мела охарактеризован выше.

Горизонт верхнего мела мало структурирован на суше и в море, континентальный склон между ними криволинеен, уже и круче, по виду похож на обруч плоскодонного котла.

Эоцен на суше сглажен, обеднён структурами, из брахиструктур остаются Зугдидская и Цаишская, сохраняющие северо-западное простирание. В морской прибрежной части структуры этого горизонта развиты по северо-восточному направлению с разрывными нарушениями того же простирания.

Майкоп на суше представлен структурной формой, похожей на Одишскую депрессию, в море имеет остро-удлиненную морфоструктуру. На суше он сужен, ограничен в депрессии с юго-востока поймами рек Рионско-Техурской системы. Его нулевая глубинная линия не достигает пос. Джвари (рис.6.1.17). Горизонт от депрессии к морю медленно погружается, а у Очамчиры в море его широкий структурный купол погружен на -1.5 км. За полосой прибрежного осложнения Очамчире-Кобулетской зоны шириной, примерно 20 км, линейно протягивающейся к впадине р. Кодори, развивается континентальный склон, осложненный в начале крупными, широкими отрицательными, дугообразными структурами. Концы этих структур переходят в другую систему структур, которая отмечена бугорками разного структурного знака. Это структурный пояс мелких ямочных погружений с большим радиусом кривизны. После этого намечается образование Кобулетско-Гудаутского

структурного пояса. Далее на запад на этом горизонте, за исключением Гудаутско-Очамчирского шельфа, выделяется чашеобразная впадина, опущенная до -8 км глубины.

На уровне среднего миоцена структурный план развит с некоторым изменением по отношению к майкопу. В морской части, от Поти до Батуми, отмеченные на майкопском горизонте дугообразные синклинали изменяются по форме и за счет их сужения образован Гонио-Чурийский структурный кряж. Далее на запад после кряжа проходит узкий структурный склон и в его продолжении чашеобразная впадина с глубиной погружения до -6 км.

На сарматском горизонте Одишская депрессия отображена двумя мелкими мульдами, изолированными с нулевым значением изоглубин. За ними узкая белая полоса и изоглубины дугообразной укладки того же горизонта погружаются к морю от нуля до 2.0 км, где ширина этой полосы составляет 70-76 км. Далее образован прогиб треугольной формы, основой упирающийся в каньонобразный прогиб, а вершиной поднимающийся до Самтретиа на глубине 1.0 км. На юге Чолокская антиклиналь погружается на запад, создавая кольцевую кряжевую структуру вокруг Батуми-Кобулетской синклинали.

По Западной Грузии для всех стратиграфических горизонтов определены мощности распределения по площади и залегания на глубине, кроме средней юры, т.к. не определена ее подошва.

Мощность верхней юры в морской прибрежной складчатой части изменяется от 250 км до 3.5 км, на Гудаутском шельфе от 1.0 км до 2.2 км (рис.6.1.31).

Нижний мел изменяется на суше от 0.4 км до 1.4 км, в морской прибрежной части от 0.4 км до 2.0 км, на шельфе от 0.6 км до 2.5 км (рис.6.1.29).

Верхний мел изменяется на суше от 0.4 км до 1.4 км, в морской складчатой прибрежной части от 0.4 км до 2.0 км, на шельфе от 0.6 до 2.5 км (рис.6.1.26).

Эоцен на суше и в море, в отличие от других стратиграфических горизонтов, распространяется как бы фрагментарно. В связи с чем его мощности на суше имеют странное зональное распространение от 0.0 до 1.0, а на море мощности эоцена также распространены своеобразно (рис.6.1.21).

Майкоп по структурному укладу изомощностей повторяет характер эоцена, на суше фрагментарные мощности 1-2.0 км, на море в прибрежной складчатой части от 1.0 км до 5.0 км, в глубоководной от 1.0 км до 2.0 км (рис.6.1.18).

Средний миоцен повторяет майкоп в отношении распределения мощностей. На море в прибрежной складчатой части мощности среднего миоцена изменяются от 0.5 до 5.0 км, во впадине от 0.75 до 2.0 км (рис.6.1.15).

Сармат по распределению мощности в прибрежной части и на суше в Одишской депрессии имеет мелко структурированную складчатость, по мощности изменяется в больших пределах: на море – 0.8 - 3.0 км, на суше – 0.4 - 1.0 км (рис.6.1.10).

Структурный анализ осадочного покрова Куринской депрессии Грузии, возможно, с нефтегазоносной точки зрения следует начать с верхнего мела, который на стратиграфических горизонтах на временных разрезах ОГТ в восточной части депрессии фиксируется не повсеместно.

Верхний мел. По Куринской депрессии Грузии, за исключением северо-восточной части Гаре Кахети, полностью составлена структурная карта верхнего мела (рис.6.1.27), там, где его нет – полезные волны не получены из-за большой глубины залегания. Карта отражает по р.Куре картину полного межгорного прогиба, на боках горизонт приподнят порой до обнажений, по оси глубоко прогибается. На этой карте изолинии проведены через 500 м с целью осмысления тектоники в региональном плане. В результате устанавливается, что депрессия с начала до конца характеризуется весьма неравномерной складчатостью. Преобладает моноклинальное падение на северном борту, что характерно для предгорной депрессии, или сводовое поднятие с кольцеобразным расположением 2-3 изоглубин, характерное при неглубоком залегании глыбового фундамента, к северу наклонен борт Болнисской зоны. Осевая часть депрессии глубоко опущена и сужена, восточнее Мухранской депрессии она является впадиной, а не прогибом, где этот горизонт залегает от 6.0 до 10 км. В таких условиях преобладают глубоко опущенные структуры синклинали типа. На всей территории имеется только Самгорско-Патардзеульская антиклинальная структура полной канонической формы, что не решает положительно вопрос о наличии благоприятных структур для нефти и газа в толще верхнего мела. Надо отметить, что на меловых и всех последующих горизонтах наблюдается аллохтонное перекрытие горизонтов фрагментарно, но составить структурный покров по региональным профилям не всегда возможно.

Средний эоцен (рис.6.1.24). То, что было сказано о благоприятной для накопления углеводородов структурной насыщенности территории исследований в отношении верхнего мела, можно повторить и по оценке территории восточнее Удабно-Кизихской зоны. Здесь средний эоцен погружен до 8 км и дальше на площади, где белое пятно на карте (т.к. информации недостаточно), вероятно, средний эоцен находится глубже и преобладают синклинальные структуры. Вернее сказать, Гаре Кахетинская впадина является синклинорием.

Структурной насыщенностью отличается Самгорско-Гомборский кольцевой блок поднятия по зонированию фундамента. Все же удивительно, в одном поперечном сечении блока расположены четыре довольно крупные структуры: Телети-Руставская, Нижнесамгорско-Гамарджвебская, Самгорская и Патардзеульская. В Картли выделяется Кавтисхевская площадь благоприятным структурным разрезом.

Верхний эоцен (рис.6.1.23) полностью повторяет структурный план среднего эоцена и в этом отношении особого интереса не представляет. Зато полностью картирует и дает полное представление о восточном погружении Кахетинской впадины. Она представлена длинным котлом с ровно уложенными бортами.

Майкоп (рис.6.1.19). Структурный план майкопского горизонта отличается от предыдущих ненамного и не в лучшую сторону в отношении насыщенности антиклинальных складок. На карте отмечены фрагменты аллохтонного перекрытия, вероятно, их должно быть больше, но по региональным профилям это не представляется возможным. Но следует обратить внимание на то, что такие перекрытия могут быть нефтегазоносными.

Средний миоцен (рис.6.1.16) занимает одинаковую площадь с майкопом и частично повторяет его структурный план, однако сужен и порой морфология изменена. В литофациальном отношении с коллекторскими свойствами он, если не лучше, то не уступает майкопу.

Нижний сармат (рис.6.1.13) На этом горизонте интенсивность складчатости уменьшена, вместе с тем уменьшено количество складок. На этом горизонте наблюдаются перекрытия двойного шарьяжа, геолого-геофизические особенности Самгорско-Гомборского тектонического блока.

Средний сармат (рис.6.1.12) полностью занимает Куринскую депрессию Грузии, структурирован восточнее р.Арагви, беден антиклинальными структурами, в восточной впадине в основном развиты синклинальные структуры, которые залегают на глубинах 4.0-5.0 км. Структурный план среднего сармата на площади Самгорско-Гомборской площади, в отличие от всех нижних горизонтов, упрощен до минимума сокращением количества структур и изменен по форме ориентации. Самгорско-Патардзеульская структура сужена, уменьшена, ориентирована в широтном направлении и занимает Норийско-Ниноцминдскую полосу во главе с Норийской антиклиналью.

Верхний сармат (рис.6.1.11) сужен со всех сторон, разделен на две части по Сартичальскому меридиану. Структур полной формы на этом горизонте практически нет, зато здесь развиты шарьяжно-надвиговые структуры правостороннего кручения.

8.2 Глубинные геолого-геофизические особенности Самгорско-Гомборского тектонического блока.

Этот тектонический блок начало тектонического развития берет, очевидно, как показано выше, с фундамента складчатого основания (рис.6.2.3). Фундамент этого блока занимает площадь порядка 1000км² и представляет чашеобразную морфоструктуру с несколько приподнятой каймой, окруженной разломами повышенного перепада глубинного залегания. От разломов погружение идет в обе стороны. Среднее погружение равно 6 км, максимальное – 8 км, а минимальное в центре кольца – 5км. Мы не знаем, какие литолого-фациальные и стратиграфические отложения лежат на этом фундаменте, а также последующих до меловых, с которых мы начинаем анализ глубинных структурных карт и разрезов предлагаемого блока.

На рисунке 8.2.1 представлена структурная карта верхнего мела Самгорско-Гомборской площади. При сравнении с картой на рис.6.2.3 видно, что она ровно ложится на чашеобразную котловину фундамента. Все структуры верхнего мела ограничены по простиранию и имеют овальную морфологию. Площадь структурирована крупномасштабно относительно небольшой преобладающей роли синклинальных структур по площади. Основа структурного плана последующих структурных этажей на уровне верхнего мела уже сформирована. Это следующие антиклинали: Телетская с ответвлением к Норио-Марткопским, Самгорская с придатком Гомборской, Ниноцминда-Кисисхевская.

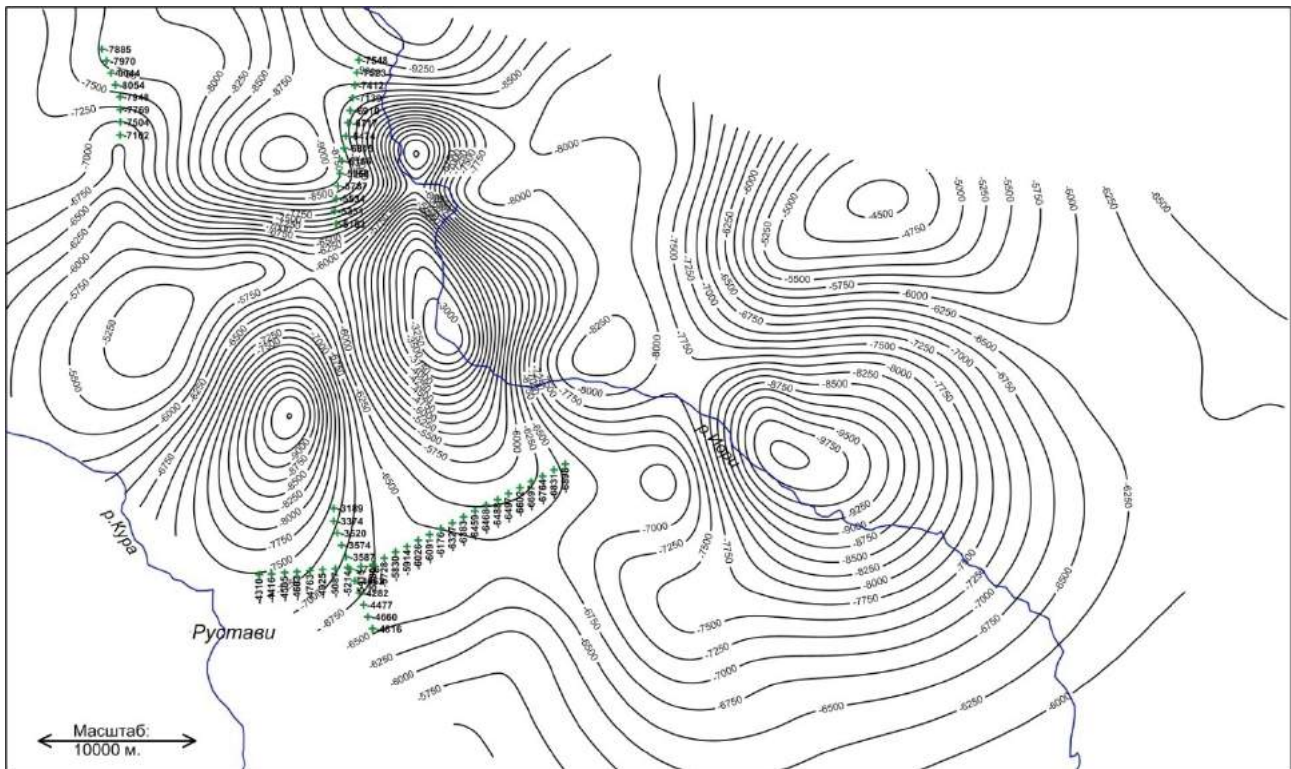


Рис.8.2.1. Карта верхнего мела Самгорско-Гомборской площади. (здесь и на картах ниже точками зеленого цвета с цифровыми значениями обозначены глубины пласта шарьяжного надвига)

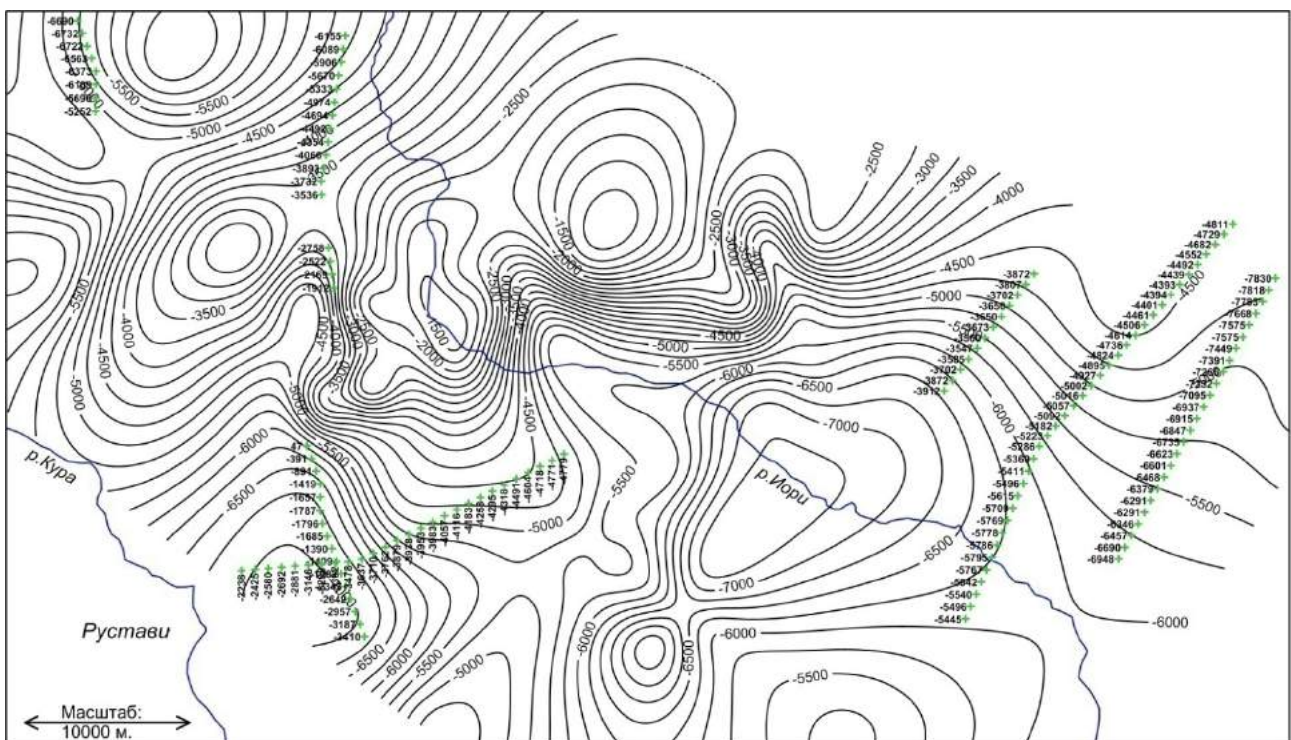


Рис.8.2.2. Структурная карта среднего эоцена Самгорско-Гомборской площади.

На уровне среднего эоцена (рис.8.2.2) происходит реконструкция структурного плана Телетской структуры. От неё отделилась Норио-Марткопская. Существенные изменения получила Самгорская структура, Гомборский придаток исчез, с северной стороны она сузилась, но расширилась в сторону Патардзеули-Ниноцминда. Главное, она расширяется к юго-западу с образованием структуры «южная Самгори», и далее расширяется к юго-востоку, притесняя их к южному правому углу. За этими структурами образовалась еще одна положительная структура, предполагаем «Таургапская», на глубине 5.0 км. На северо-востоке Ниноцминдско-Кисисхевская структура

верхнего мела преобразуется. Ниоцминдская отсоединяется от Кисисhevской и примыкает к Самгори-Патардзеульской. С юга Норийского заповедника клином заходит структурный нос и концом упирается в южное окончания Самгорской структуры на глубине 5.25 км.

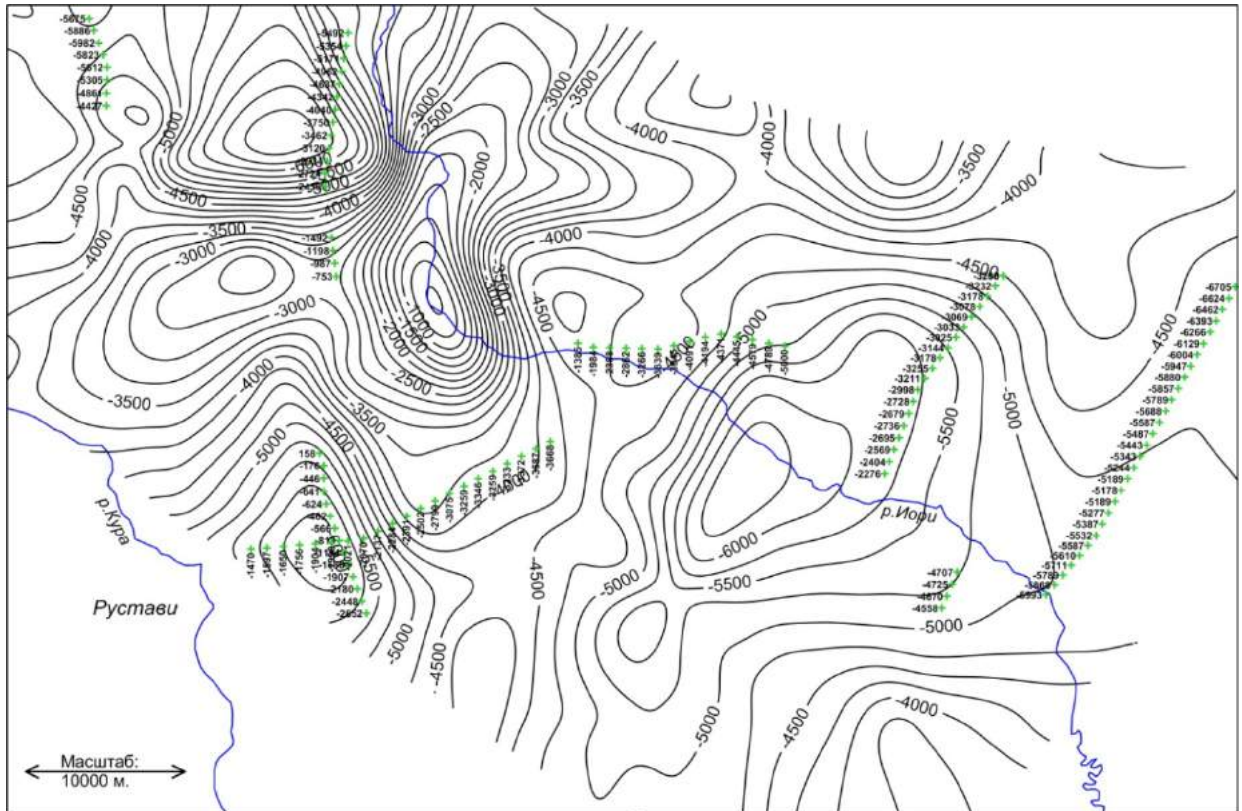


Рис.8.2.3. Структурная карта верхнего эоцена Самгорско-Гомборской площади.

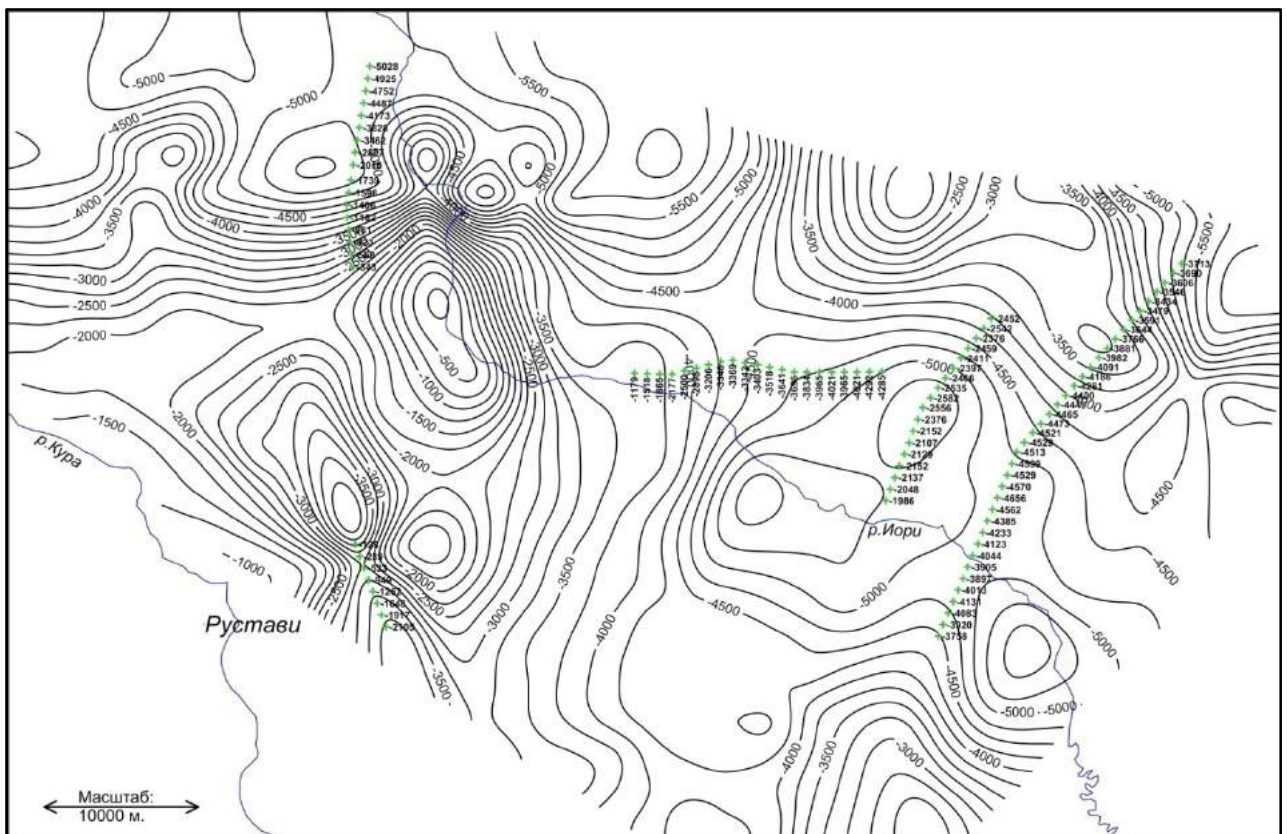


Рис.8.2.4. Структурная карта майкопской серии Самгорско-Гомборской площади.

Верхний эоцен (рис.8.2.3) на готовом субстрате среднего эоцена вместе с тем имеет свои характерные черты. Телетская структура остается на месте и с тем же размером. На этом уровне структурным носом соединяется с Норио-Марткопской. Далее Телетская структура приближается к Самгорской, но не соединяется с ней. Самгорская структура изменяется к северо-востоку и востоку. На северо-востоке она в форме огромной «лапы» чуть ли не соединяется с Ниноцминдской, а на востоке такой же конфигурацией в виде огромной «лапы» остается за рамкой. На юге Самгорская структура укорочена, второго Самгори здесь нет. Тауртапской структуре на уровне верхнего эоцена на один уровень прибавляется мощность. Верхний эоцен местами перекрыт шарьяжной пластиной, но требует специального подхода с целью картирования.

Все Самгорские структуры майкопских серий (рис.8.2.4) испытывают коренное изменение до такой степени, что их трудно стало узнать. От Телетской осталось три линии в виде структурного носа. Норио-Марткопские структуры стремятся отделиться от Телетской. Только Самгорская структура остается в своем размере. Но на северном фланге появились мелкие кружки, как придатки главной. На юге в самом конце отделена небольшая структура. В северо-восточном углу от Кисисхевской структуры широким размахом опускается вокруг Какабети структурный нос. Как видно на рисунке, чем выше горизонт, тем больше шарьяжных и надвиговых пластин на этом горизонте, и, вероятно, должно быть больше.

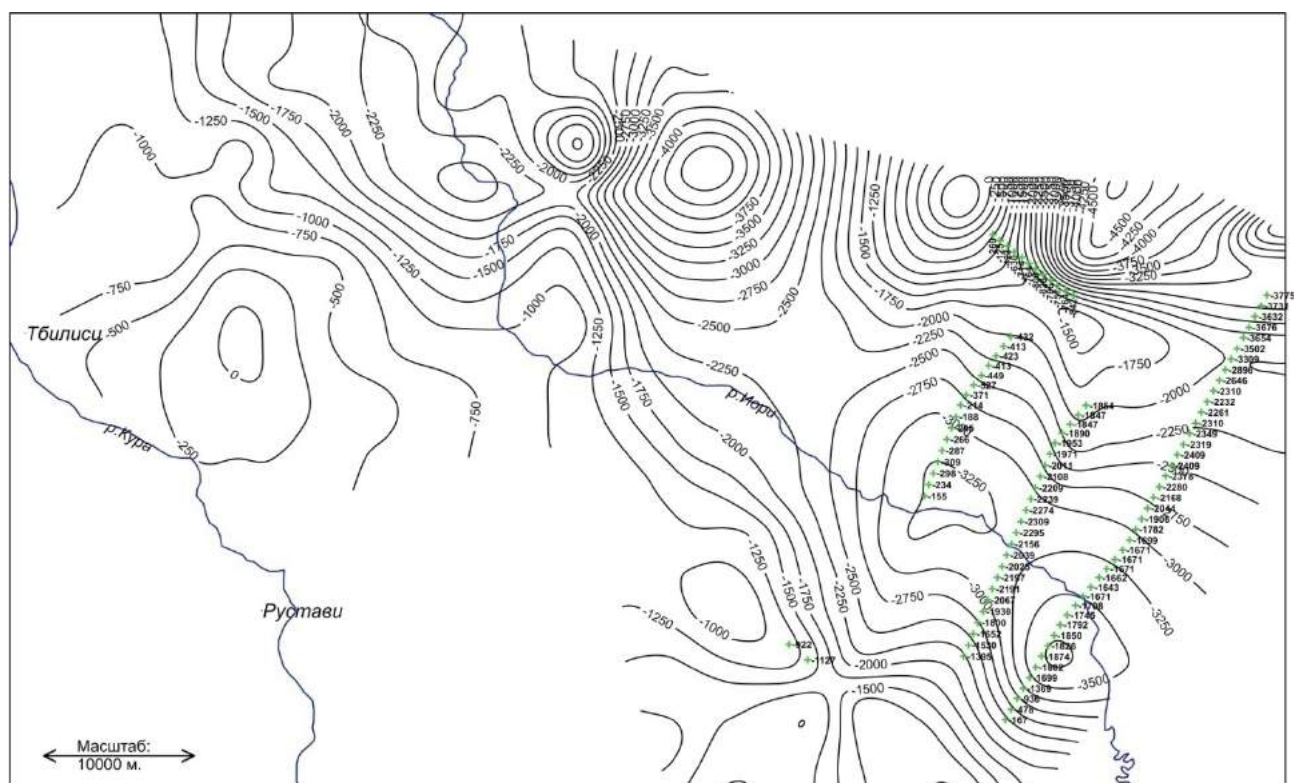


Рис.8.2.5. Структурная карта среднего сармата Самгорско-Гомборской площади.

На структурной карте среднего сармата (рис.8.2.5) после майкопа из основных структур осталось немного. Телетская – значительно деформированная с тремя нулевыми изолиниями в центре. Норио-Марткопская – осложнена, Самгорская структура превратилась в структурный нос, направленный на север навстречу Гомборской структуре. Самгорская структура также двумя изолиниями продолжена далеко на юг и поворачивает там обратно, на север она продолжения не находит, остается открытым и маленьким кружком, образуя маленькую структуру. Кисисхевско-Ниноцминдская – остается на своем месте в виде структурного носа.

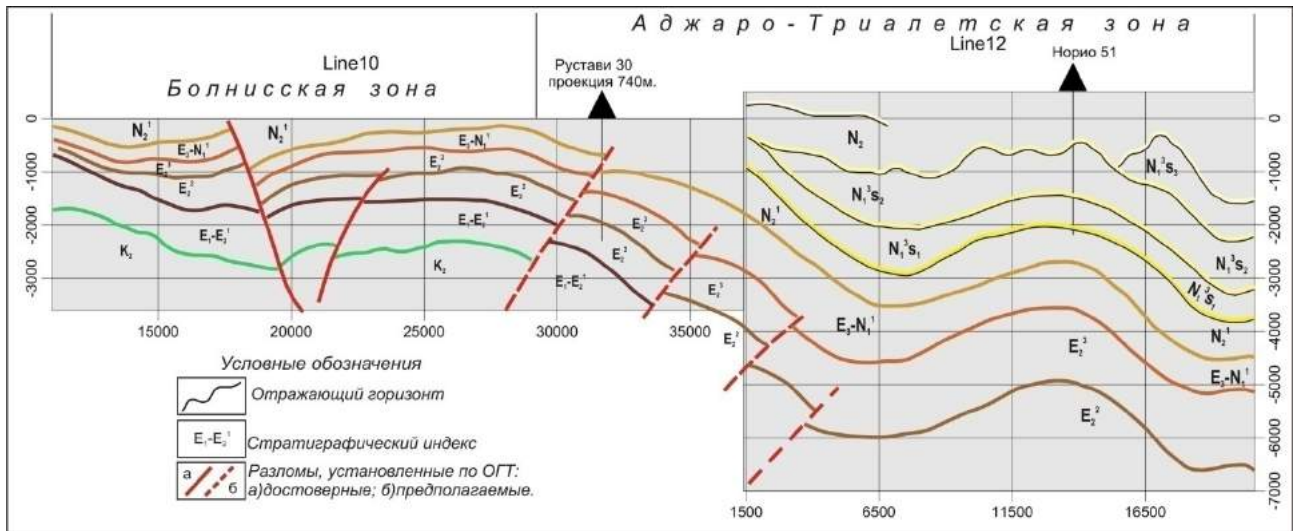


Рис.8.2.6 Структурный сейсмогеологический разрез по региональному профилю 10-12.

Сейсмогеологический разрез по региональному профилю 10-12 (рис.8.2.6), описание которого приведено в главе 7.4, проходит на западном самом крайнем пересечении Самгорско-Гомборской площади. Разрез правой северной частью охватывает Самгорскую группу структур, затем Телетскую структуру и концом Болнисскую зону. На этом разрезе доминируют куполообразные поднятия, южной частью поднимающиеся каскадно, и образуют благоприятные гидродинамические условия. Сама структура синфазная, слои уложены один к одному, все горизонты могут быть нефтегазоносными.

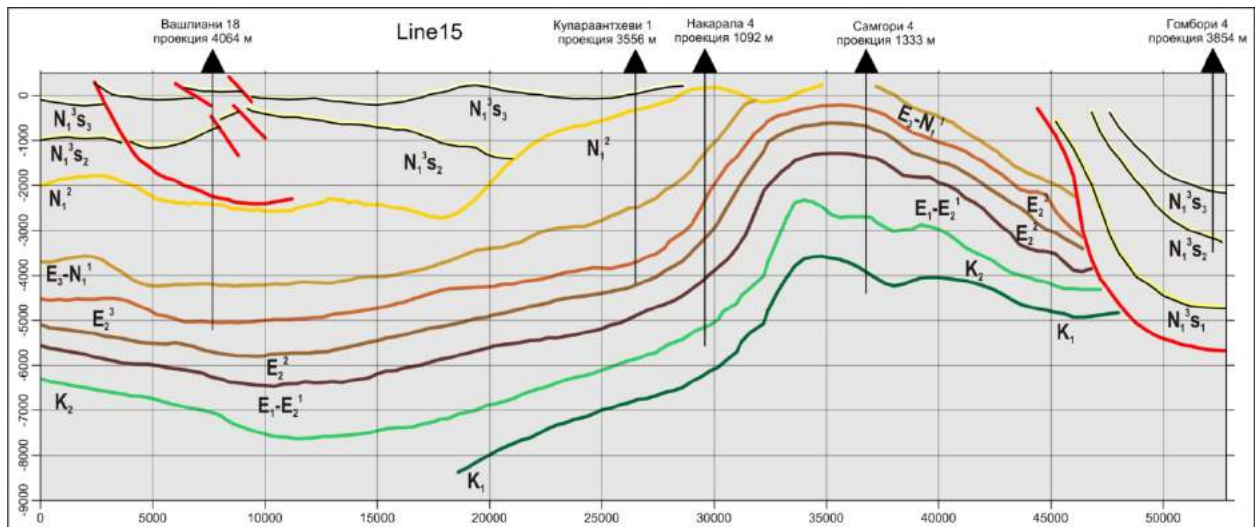


Рис.8.2.7 Структурный сейсмогеологический разрез по региональному профилю 15.

Профиль 15, по которому составлен сейсмогеологический разрез (рис.8.2.7), пересекает площадь исследования диагонально по середине. Очевидно, разрез идеально отражает морфологию интерьера главной структуры объекта с подтверждением поисково-разведочных скважин.

Структурный сейсмогеологический разрез по региональному профилю 20 проходит между Какабети и Качрети (рис. 7.4.3.11). Он, прежде всего, показывает как изменяется структурный план в региональном масштабе. Самгорско-Патардзеульский комплекс структур не имеет продолжения восточнее этого профиля. Там должны быть сформированы структуры другого морфологического типа, подогнанные к Удабно-Кизихской зоне (по фундаменту).

Разрез по профилю 20 (рис.8.2.8) очень интересен в тектоническом отношении. По нему можно много чего сказать о геологических процессах прошлого: а) о широкой трансгрессии майкопской серии пород; в конце профиля верхний эоцен полностью и средний эоцен частично смыты этой трансгрессией; б) в начале и, особенно, в конце профиля видна сложная разрывная тектоническая картина; в) если все четыре разлома на северном конце профиля одновременные, то как могли

молодые сарматские образования вытолкнуть снизу намного более древние меловые и другие отложения?; г) южная часть, наоборот, погружается подошвой вниз; д) данная картина очень похожа на картину конца регионального профиля 15 (рис.8.2.7) и отличается от нее лишь масштабом и количеством разломов.

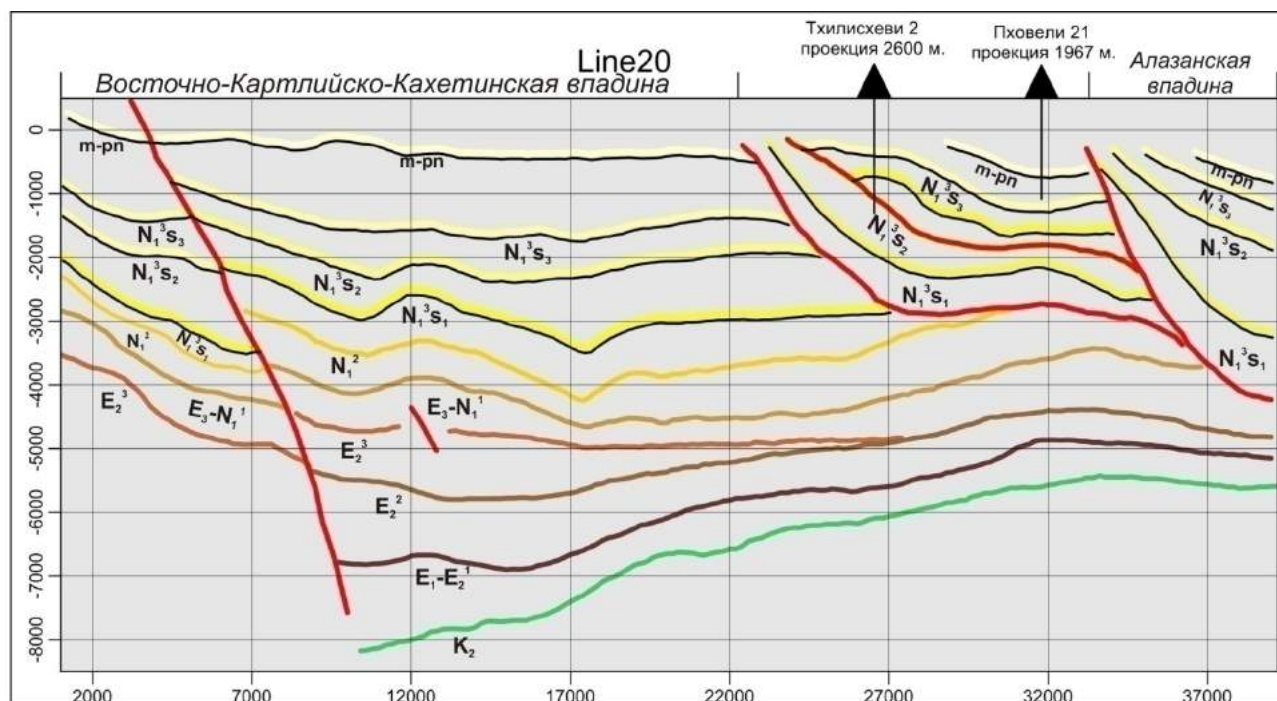


Рис.8.2.8. Структурный сейсмогеологический разрез по региональному профилю 20.

Приведенная на рисунке 8.2.9 карта перекрывает рассматриваемую площадь и сопоставление с ней других карт той же площади может дать представление о качестве разномасштабных карт.

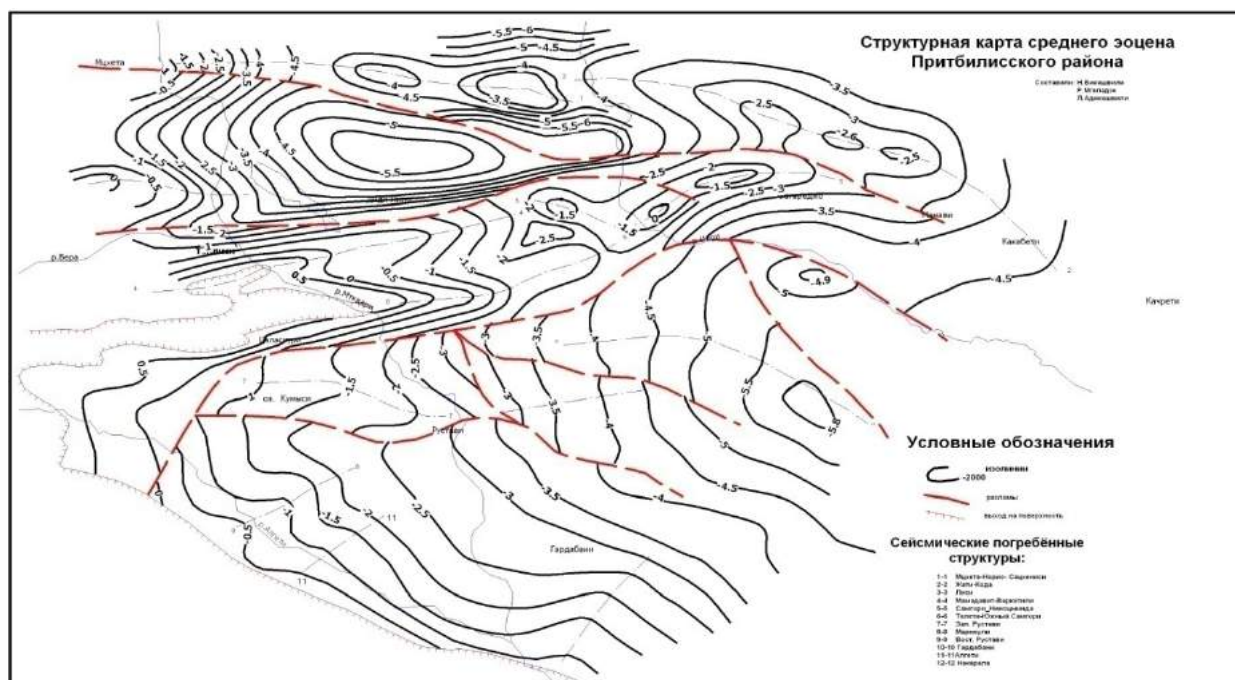


Рис.8.2.9. Структурная карта среднего эоцена Притбилисского района (по материалам «Грузнефтегеофизики»)

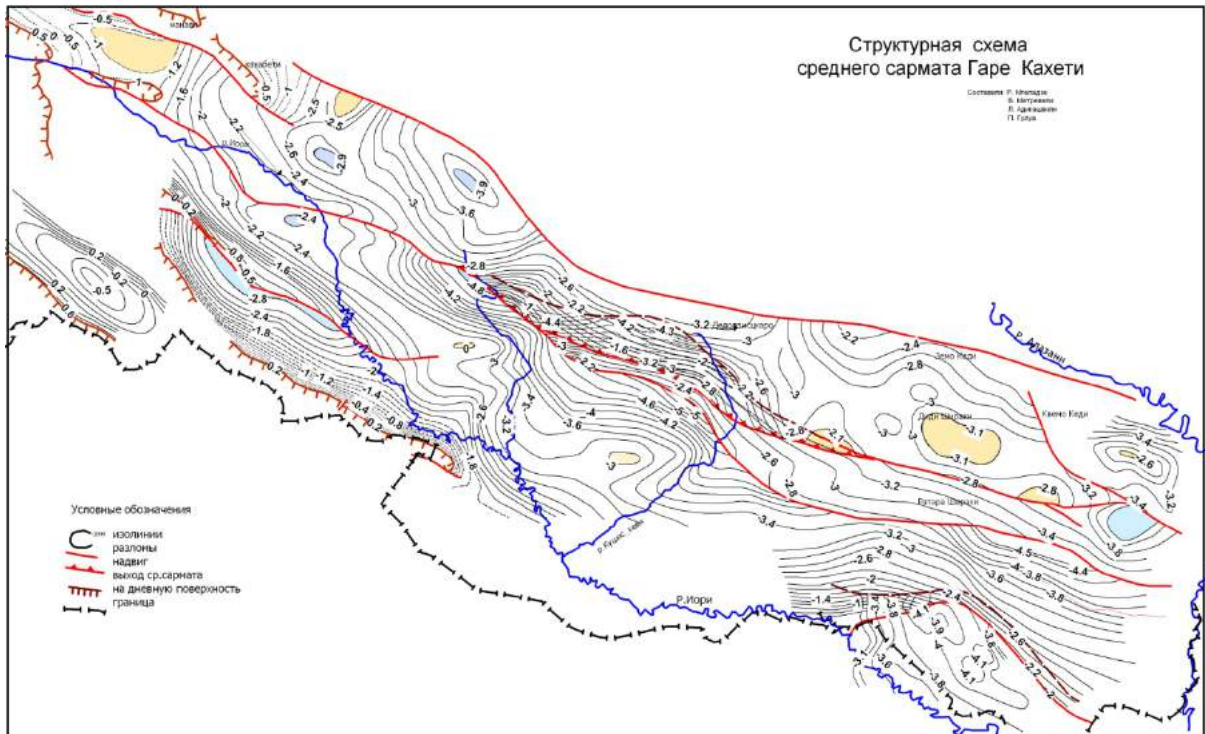


Рис.8.2.10. Структурная карта среднего сармата площади Гары Кахети (по материалам «Грузнефтегеофизики»)

Структурная карта среднего сармата, а не схема (как ее назвали авторы) полностью и детально охватывает площадь Гары Кахети. Она даже слишком детально отражает оба класса тектонических дислокаций, мало-пликативных структурных элементов, среди которых доминируют отрицательные. В целом, структурная карта среднего сармата представляет котлообразную впадину (рис.8.2.10). Этим она похожа на региональную карту среднего сармата, но отличается от нее структурированием положительных складок.

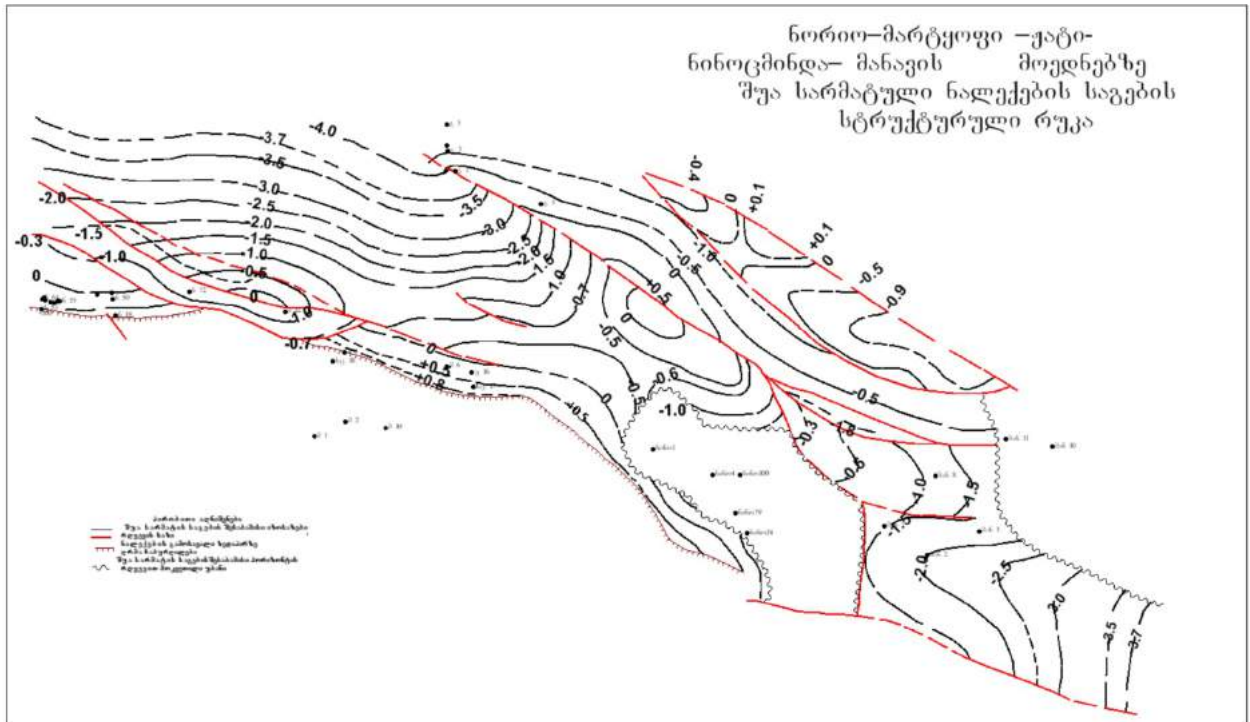


Рис.8.2.11. Структурная карта подошвы среднего сармата площади Норйо-Марткопи-Жати-Ниноцминда-Манави (по материалам «Грузнефтегеофизики»)

Структурная карта подошвы среднего сармата – аккуратная, детальная, сложная, с разрывными нарушениями (рис.8.2.11). С некоторым допущением можно сказать, что это кровля нижнего сармата. На этой карте преобладают также отрицательные структуры, что снижает перспективность территории на содержание большой нефти.

8.3. К вопросу применения метода нормированного градиента с данными потенциальных (гравимагнитных) полей при поисках углеводородов

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 дорогостоящим бурением. Эта задача вполне посильна в первом приближении геофизическим методам исследований, что в опытном порядке нами было опробовано при моделировании глубинного строения и литолого-формационного состава, что также весьма важно при решении кардинальных поисково-разведочных проблем и оценки перспектив нефтегазоносных регионов и бассейнов.

Фундаментальной основой поисков нефти и газа дистанционными методами является учение о парагенезисе геофизических, геохимических и биохимических аномалий над скоплениями углеводородов. Залежи углеводородов рассматриваются как источники локальных возмущений на фоне нормальных полей. За счет миграции УВ (углеводородов) из залежей последние в течение длительного времени воздействуют на вмещающие их породы, трансформируя их состав и физические свойства. Наличие эффекта автолокализации УВ и резких горизонтальных градиентов аномалии силы тяжести может быть объяснено тем, что на контактах – вода, нефть и газ – в результате химических реакций происходит повышение плотности пород.

Метод градиента дисперсии функции ПНГ (полный нормированный градиент) поля по В.М.Березкину (G_H) основан на использовании этой функции для выявления плотностных неоднородностей разреза без привлечения каких-либо сведений о физических свойствах пород.

В прошлые годы метод полного нормированного градиента был опробован нами на площади Притбилисской группы нефтяных месторождений, по материалам магниторазведки и гравиразведки. С целью апробации нами была определена разрешающая возможность метода в известных геолого-геофизических условиях одного из хорошо изученных регионов Грузии, а в дальнейшем для проверки других перспективных площадей.

В ряде работ [Березкин В. М. и др., 1978, Березкин В.М.,1988] подробно освещены вопросы точности и разрешающей способности метода полного нормированного двумерного градиента потенциальных полей при решении задачи прямых поисков нефтегазовых месторождений. По аналогии с этими работами нами в опытном порядке 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 по принципу полный нормированный градиент в трехмерном измерении аналогичен двумерному, дополненному градиентом в степени квадрата поля по третьему Y -составляющему в числителе и знаменателе одинаково.

Оператор G_H является безразмерным числом и колеблется в пределах 0-5. Значения, ниже единицы принято условно считать отрицательными; их связывают с дискретностью геолого-геофизической неоднородности. Предполагают, что в геологической среде с отрицательным значением оператора G_H происходит разрыв аналитической функции, связанной с нефтегазоносностью и накоплением металлической минерализации.

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

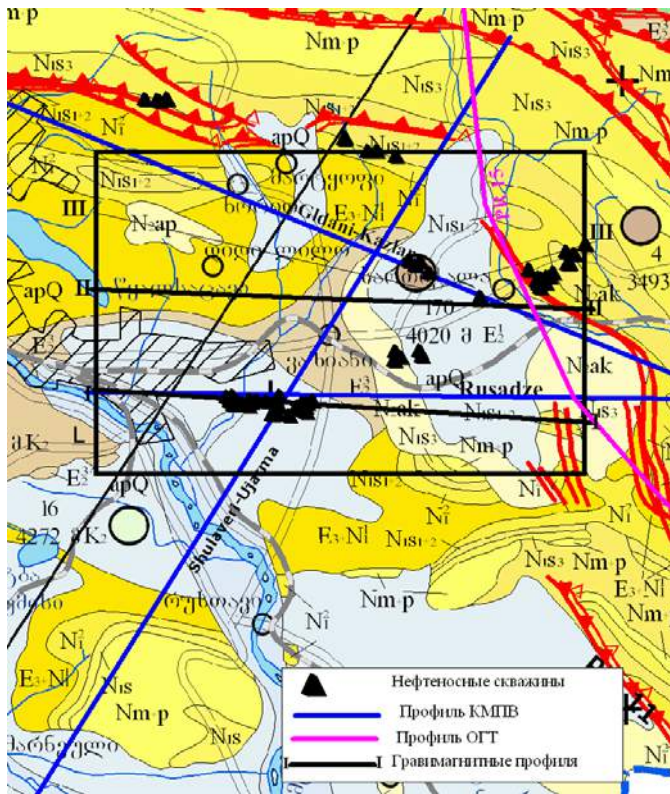


Рис.8.3.1. Схема расположения гравимагнитных, КМПВ и МОГТ профилей. Участок Самгори.

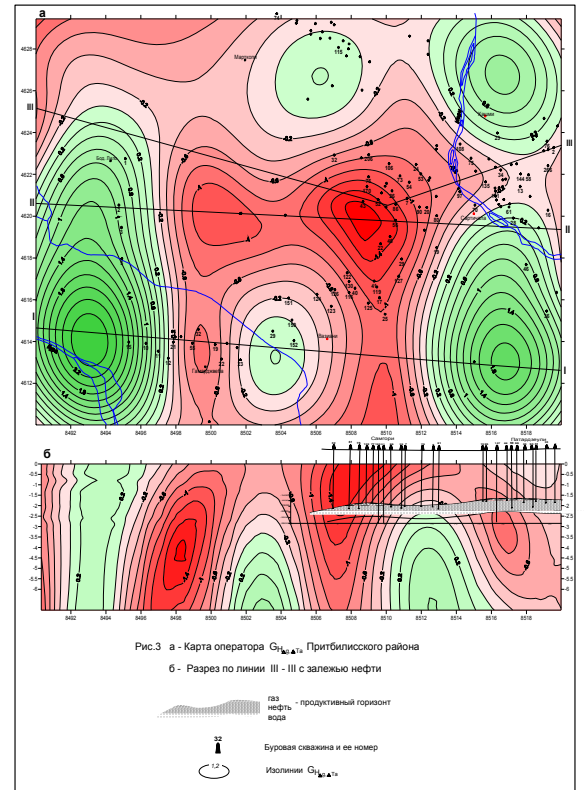


Рис.8.3.2. Результаты комплексной интерпретации гравимагнитных полей (Δg_a и ΔT_a) методом нормированного градиента.

Испытанию методом нормированного градиента подверглись гравимагнитные аномальные поля съемки масштаба 1: 50 000. Аномалия Буге 2.67 г/см^3 с поправкой за рельеф $R=200 \text{ км}$ и T_a . На рис.8.3.1 приведена геологическая карта участка Самгори с расположением на ней гравимагнитных профилей и профилей МОГТ и КМПВ. На площади проведена трансформация вышеприведенных полей способом полного нормированного градиента в нижнее полупространство среды. Результаты распределения оператора $G_{H_{\Delta g}}$ и $G_{H_{\Delta T_a}}$ почти идентичные с точки зрения оценки территории на нефтегазоносность. Суммарная картина уточняет контуры «разнополярных» площадей и повышает достоверность решения задач прямых поисков нефти и газа (рис.8.3.2).

На рисунке 8.3.2 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.8.3.2). Более детально изученная визуальная корреляция между геологическими данными и геофизическими результатами такова:

–Площадь исследования охватывает Телетскую, Южно-Самгорскую, Самгори-Патардзеульскую залежи полностью и Норио-Сацхенисскую, Марткопскую частично. Последние две, из-за не полного охвата, здесь не рассматриваются.

–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 участке контур нефтяной залежи располагается в пределах отрицательной аномалии за исключением одной скважины, попавшей рядом на неперспективную площадь. На Самгори-Патардзеульском аномальном участке разведано месторождение того же названия и Южно-Самгорское месторождение, 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.

–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 кровли

нефтедержащего горизонта. Это не исключение, такие примеры нередко приводятся в специальной литературе [Березкин 1978, 1988].

Геологическую эффективность способа нормированного градиента на площади Притбилисского нефтепромыслового района можно определить, как вероятность 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 непродуктивными, но попали в перспективную зону, в 12-ти скважинах нефти также не оказалось, и они попадают в неперспективную зону, 3 нефтяные скважины попадают в неперспективную зону.

На Южно-Самгорском участке пробурено 16 скважин. В 13-ти скважинах пересечен нефтяной горизонт, и они попали в перспективную зону, 3 скважины не содержат нефти, но расположены в перспективной зоне.

На Телетском (Гамарджвекском) участке пробурено 16 скважин. Из них продуктивными оказались 10 и они 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.

Добиться однозначного решения обратных задач физических полей для любого метода в одиночном порядке – большая проблема, почти нерешаемая. Во избежание и наибольшей аппроксимации к реальному значению данного вопроса обращаются к комплексу методов и комплексной интерпретации. Благодаря наличию соответствующего программного обеспечения, нам доступна сейсмотомография и совместная интерпретация гравимагнитных полей. На сегодняшний день на основе имеющихся у нас материалов КМПВ и ПО «Geogiga» мы попытались получить информацию о геологическом разрезе данного участка, в частности по скоростному разрезу методом сейсмотомографии. Исследуемый участок пересекают несколько профилей КМПВ (рис.8.3.1). Томографические картины, полученные по профилям, увязываются между собой по пересечениям (рис.8.3.3).

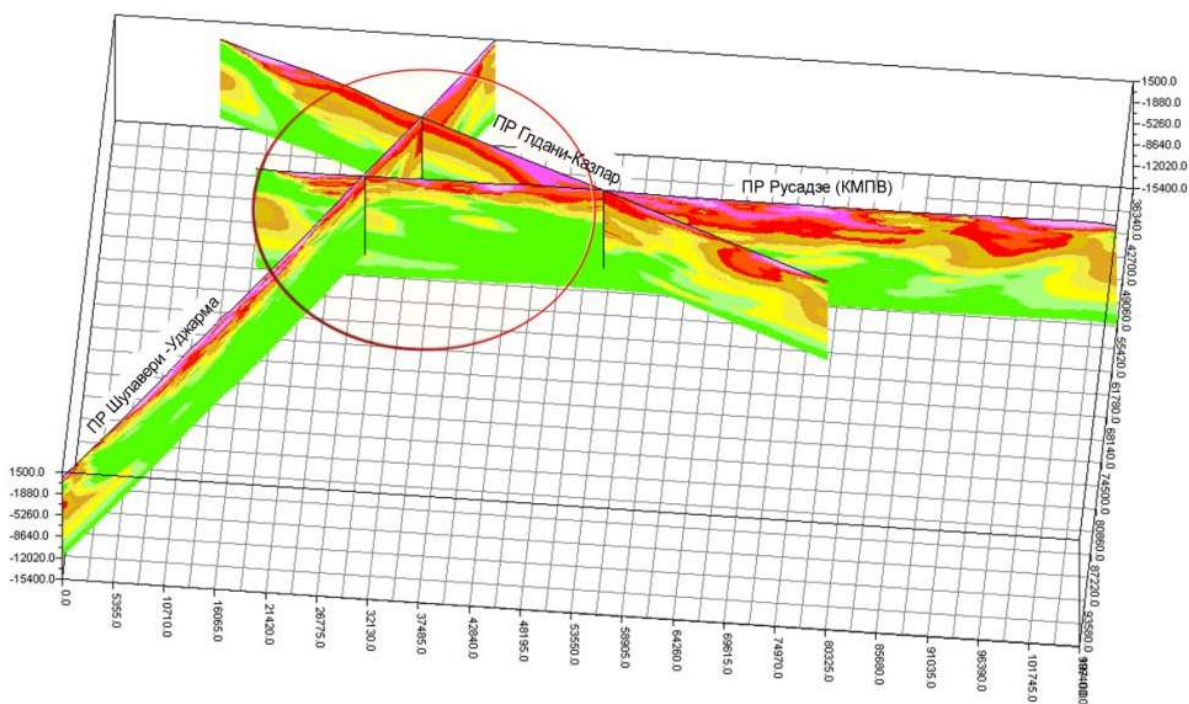


Рис.8.3.3. Схема пересечения томографических разрезов.

За опорный профиль для построения геолого-геофизической модели был принят профиль КМПВ «Шулавери – Уджарма», который пересекает участок исследований с юго-запада на северо-восток.

Прежде, чем приступить к построению модели, гравиметрические и магнитометрические данные должны быть проинтерпретированы ПО «Oasis montaj» фирмы Geosoft (Канада).

При построении геолого-геофизической модели в качестве априорной модели была принята томографическая картина профиля Шулавери-Уджарма (рис.8.3.4). При её сопоставлении с геологическим профилем 7-7' изданной геологической карты 1:500000 масштаба (Г.Е. Гуджабидзе, И.П.Гамкрелидзе и др.) видно соответствие скоростных неоднородностей геологическим формациям.

Одномерная интерпретация по профилю Шулавери – Уджарма, была проведена в ПО «Oasis montaj». Был рассчитан аналитический сигнал для гравитационной и магнитной наблюдаемой кривой. Аналитический сигнал может использоваться для определения местоположений границ тел с остаточной намагниченностью. Аналитический сигнал (as) поля определяется как:

$$as = \sqrt{dz \cdot dz + dx \cdot dx}$$

Где dz –вертикальная производная

dx – горизонтальная производная

Вертикальная производная вычисляется с помощью процесса быстрого преобразования Фурье (БПФ). Горизонтальная производная вычисляется с применением фильтра свертки в пространственной области. Затем по этим двум наборам оценивается аналитический сигнал.

Для наблюдаемых аномальных кривых были использованы фильтры для кажущейся плотности и кажущейся магнитной восприимчивости. Фильтр кажущейся восприимчивости, фактически, является составным фильтром, который выполняет редукцию к полюсу, пересчет поля вниз на глубину источника, коррекцию за геометрический эффект вертикальной призмы и разделение значения полного поля для получения восприимчивости. Плотностной фильтр вычисляет кажущуюся плотность разреза, обуславливающую наблюдаемое поле по профилю. При этом принимается, что гравитационное поле создается набором прямоугольных призм, бесконечных по простиранию, верхняя кромка которых совпадает с плоскостью наблюдения, нижняя находится на глубине. Поле было предварительно пересчитано на 500 м вниз, чтобы приблизиться к верхней кромке рассматриваемой модели, при средней плотности вмещающих пород 2.67 г/см^3 .

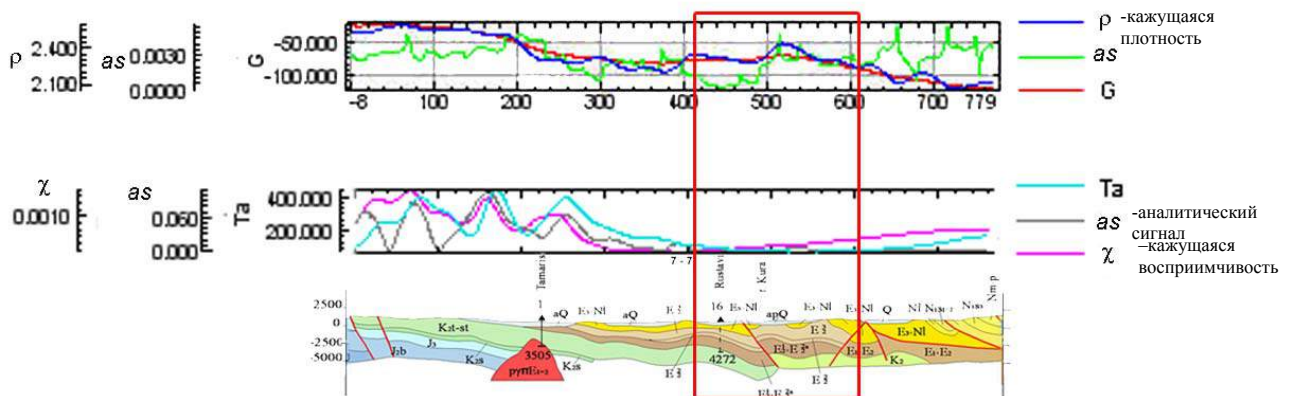


Рис.8.3.4. Сопоставление графиков расчета кажущейся плотности, магнитной восприимчивости и аналитического сигнала с геологическим разрезом (Гуджабидзе Г., Гамкрелидзе И. и др.)

При анализе графиков кажущейся плотности и восприимчивости (рис.8.3.4), и сопоставлении с геологическим разрезом видно, что северо-западный фланг профиля характеризуется повышенными значениями, обусловленными намагниченными плотными породами. Интересующий нас участок выделен красным контуром. Аналитический сигнал на юго-западной периферии профиля по магнитным данным характеризуется повышенными значениями, здесь в аномальном магнитном поле выделяются три аномалии, возможно связанные с интрузиями, что подтверждается геологическими данными.

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, из глубин (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 прослойками мергелей и редко песчаников маастрихт-датского возраста. Для них характерны:

$$\sigma = 2.55 \text{ г/см}^3 \text{ и } \chi = 251-377 \cdot 10^{-6} \text{ А/м.}$$

Мощность последних составляет 180-200 м. На них налегают мергелистые известняки и песчаники, глинистые алевролиты. За ними беспрерывно следуют глины и песчаники с редким прослоями известняков нижнего эоцена. Они объединены в охребскую свиту суммарной мощностью 2000-2700 м с относительно низкими параметрами: $\sigma = 2.40-2.45 \text{ г/см}^3$; $\chi = 314 \cdot 10^{-6} \text{ А/м}$. Выше эти отложения сменяются резким фациальными изменениями - вулканогенными образованиями среднего эоцена. Они в этом регионе известны, как дабаханская свита и делятся на две части. Нижнюю составляют 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, т.е. «горизонтами запутанного напластования», 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 горизонты 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. Она распространена по площади с изменчивой мощностью 300-500 м и характеризуется умеренными параметрами плотности и магнитной восприимчивости $\sigma = 2.45 \text{ г/см}^3$ и $\chi = 754 \cdot 10^{-6} \text{ А/м}$. 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 глинопесчанистой 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 налегают акчагильские слои глин, конгломератов и песчаников.

Полученная томографическая картина профиля Шулавери-Уджарма (рис.8.3.5) имеет качественное сходство с геологической обстановкой. В районе скважины Рустави наблюдается поднятие среднескоростных горизонтов к поверхности ($Vk = 3500-4000 \text{ м/сек}$), возможно, ориентируясь на колонку скважины среднеэоценового возраста. Под ними более высокоскоростная неоднородность ($Vk = 5200 \text{ м/сек}$) пересекает разрез скважины и по колонке отмечается скорость 5.3 км/сек. Под этой высокоскоростной неоднородностью опять прослеживается горизонт со среднескоростной характеристикой, затем на глубине 4300 м по скважине отмечаются верхнемеловые отложения с $Vcp = 5.5 \text{ км/сек}$, на томографии это соответствует скорости $Vk = 5300-5500 \text{ м/сек}$.

Весь разрез профиля можно сказать «перемять» и осложнен серией разнопадающих разломов. Эта «пестроцветная» картина скоростных неоднородностей, возможно, связана с трансгрессией, местами отмечаемой в скважинах. Севернее от скважины Рустави выделяется высокоскоростная неоднородность, заключенная в области более низких скоростей, ее можно приурочить к разлому северо-восточного падения. По нарушению скоростной картины можно выделить несколько разломов, падающих в юго-западном направлении. Нас, конечно, интересуют низкоскоростные неоднородности в области более высоких скоростей, такие наблюдаются севернее скв. Рустави на глубине 5000 м, но данных бурения здесь не имеется, и мы не можем определенно сказать с чем это связано. Главное, что на томографической картине и на геолого-геофизической модели видна антиклинальная структура, заключенная между разломами разного направления.

Полученное распределение скоростей на краях профиля можно рассматривать как интерполяцию скорости, заложенную в программе. Мы использовали полную скоростную картину только для сравнения с геолого-геофизической моделью (рис.8.3.5).

На основании выше описанного можно сделать заключение, что данные сейсмической томографии хорошо коррелируются и с гравимагнитными данными, и с геологическим разрезом.

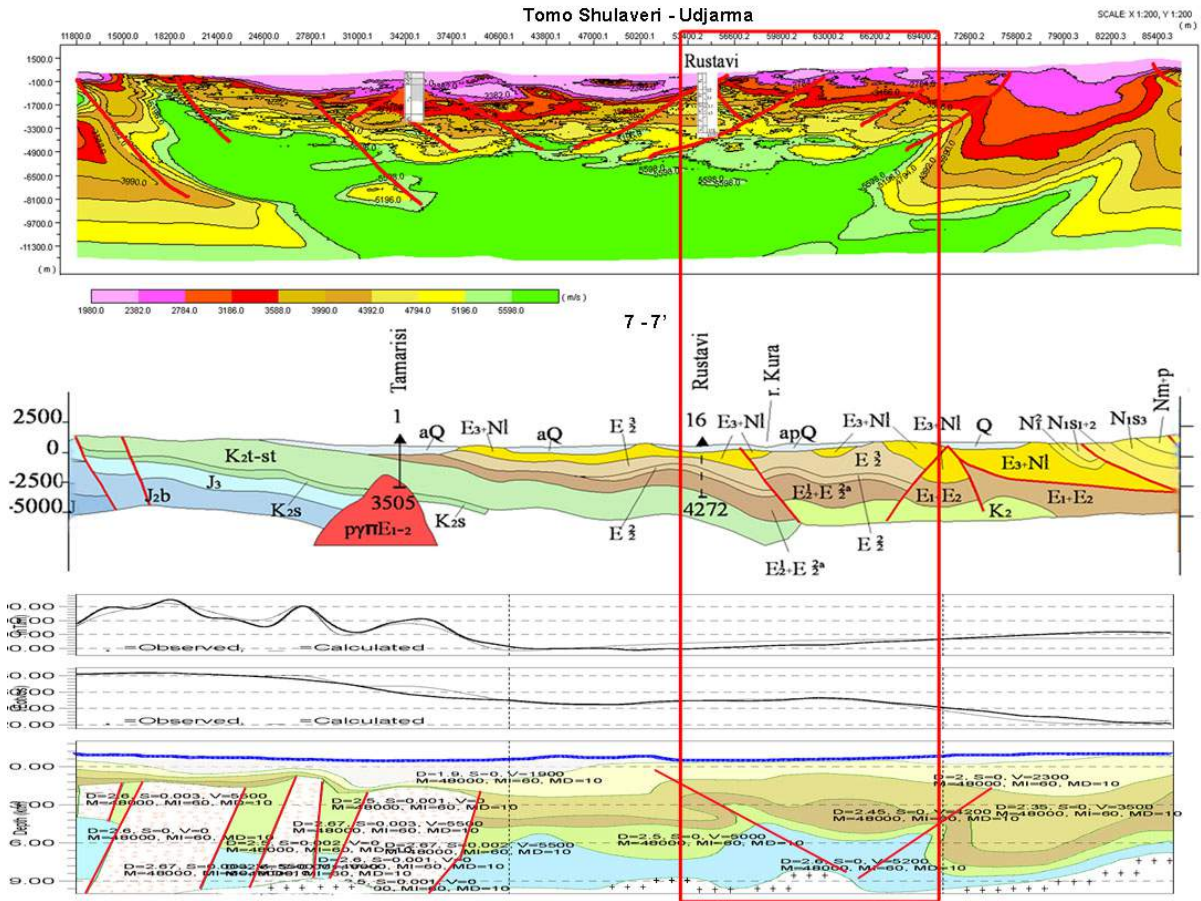


Рис.8.3.5. Сопоставление томографии профиля «Шулавери –Уджарма», геологии и геомодели (ПО Oasis montaj)

Основным требованием к объемной геологической модели является возможность получить характеристику геологической среды в любой точке изучаемого пространства. Набор геологических характеристик (свойств) зависит от назначения геологической модели (от круга решаемых геологических задач) и определяется в начале моделирования. Модель является приближенным отображением среды и, следовательно, моделью прогнозируются гипотетические (вероятностные) свойства среды, достоверность которых повышается при приближении к точкам фактических данных (скважины, сейсмические профили и т.п.). В качестве основного источника информации использовались наблюдаемые аномальные кривые гравимагнитных полей, петрофизические характеристики пород по имеющимся у нас петроплотностным картам и данные интерпретации, полученные в результате обработки ПО Oasis montaj. При этом важными процедурами гравимагнитного моделирования является вычисление теоретического поля от формируемых геолого-плотностных границ.

Анализируя графики наблюдаемых и теоретических кривых (рис.8.3.5), полученных уже от модели, можно сказать, что гравитационная аномальная кривая имеет лучшее совпадение до 6% сходимости. Сложнее дело обстоит с магнитной аномальной кривой, здесь сходство до 15%. Это по-видимому связано со сложной геологической обстановкой участка, тем более юго-западный фланг осложнен несколькими аномалиями, что на модели подтверждают четыре выделенных блока. Но нас пока не интересует эта аномальная область, т.к. мы работаем на опробованном бурением участком и имеющимися здесь нефтеносными скважинами. На модели участок исследований (красный контур) выделяется структурой сводового поднятия, заключенной между двумя разнопадающими разломами, понижением магнитных и плотностных свойств. На рисунке 8.2.7, представленном выше, по региональному профилю 15 (профиль на схеме профилей рис.8.3.1 выделен розовым цветом) составлен сейсмологический разрез, сводовое поднятие в правой части профиля коррелируется с куполообразной структурой, заключенной между двумя разломами, на геолого-геофизической модели. В целом можно сказать, что наблюдаемая картина весьма благоприятна для накопления УВ, тем более это подтверждается данными бурения.

Если обобщить все описанное выше, то можно сформировать структуру методики комплексной интерпретации гравимагнитных и сейсмометрических данных для прямых поисков нефти и газа, а возможно и рудных месторождений. Итак:

1. Обработка гравимагнитных данных методом полного нормированного градиента (Березкин).
2. Интерпретации гравимагнитных данных ПО Oasis montaj, а именно применение различных фильтров на основе быстрого преобразования Фурье.
3. Использование метода сейсмотомографии для обработки профилей КМПВ и ГСЗ.
4. Комплексная интерпретация при построении геолого-геофизической модели, используя ПО Oasis montaj.

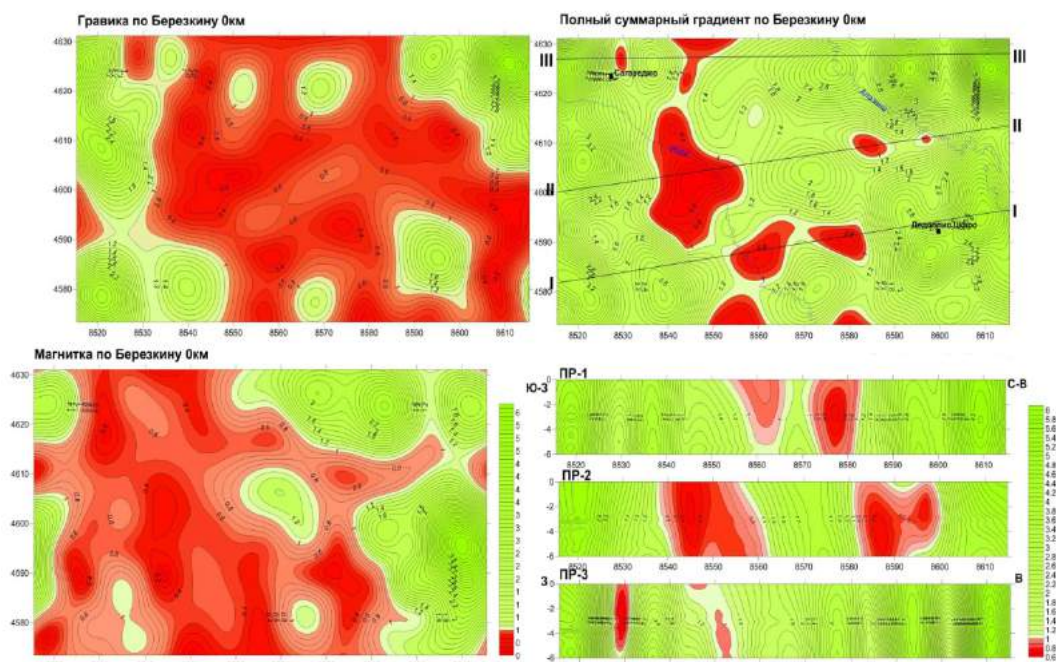


Рис.8.3.6. Результаты апробации метода нормированного градиента площади Сагареджо-Иорского поднятия

В опытном порядке методом Березкина была опробовано Сагареджо-Иорское поднятие. Первый и второй профиль (рис.8.3.6) нормированного градиента гравимагнитных полей приурочены к Прииорским поднятиям, где известны залежи нефти Мцарехеви, Байда, Чатма. Из зафиксированных на площади Сагареджо-Дедоплисацкаро более или менее крупные аномалии G_n можно связать с нефтегазоносностью названных залежей, но какими по объему и на какой глубине – остается вопросом до изучения бурением. На площади в конце второго профиля зафиксирована пара аномалий небольшого размера, попадающих в Алазанскую депрессию. В разрезе на глубине эти аномалии крупно объединяются и становятся более перспективными. Здесь, под алазанской серией пород по данным геофизики и скважины Хирса-1, на глубине -2.2 км должна лежать плита рифовых известняков мощностью 1.8 км, которые, возможно, могут содержать залежи нефти промышленного значения, что в мировой практике встречается нередко. Все более или менее крупные аномалии, зафиксированные на этой площади, заслуживают внимания для изучения бурением.

В результате апробации методом градиента дисперсии функции ПНГ (полный нормированный градиент) G_n поля по В.М. Березкину площади Рионской депрессии получено распределение трансформаций гравимагнитных полей в нижнее полупространство среды. Результаты распределения суммарного оператора G_n представлены на рисунке 8.3.7.

Первая площадь «Контур 2» охватывает территорию от берега моря на западе до Самтредиа на востоке и от предгорья Нигоетского хребта на юге до р. Ингури на севере. Эта самая перспективная площадь в Колхиде. Здесь во многих скважинах зафиксирован слабый приток нефти. Чаладидская группа структур одно время эксплуатировалась с небольшим дебитом. Вторая площадь «Контур 1» находится на продолжении первой на восток до .Квирильской впадины, а северная граница площади сокращена по линии Цхалтубо-Кутаиси.

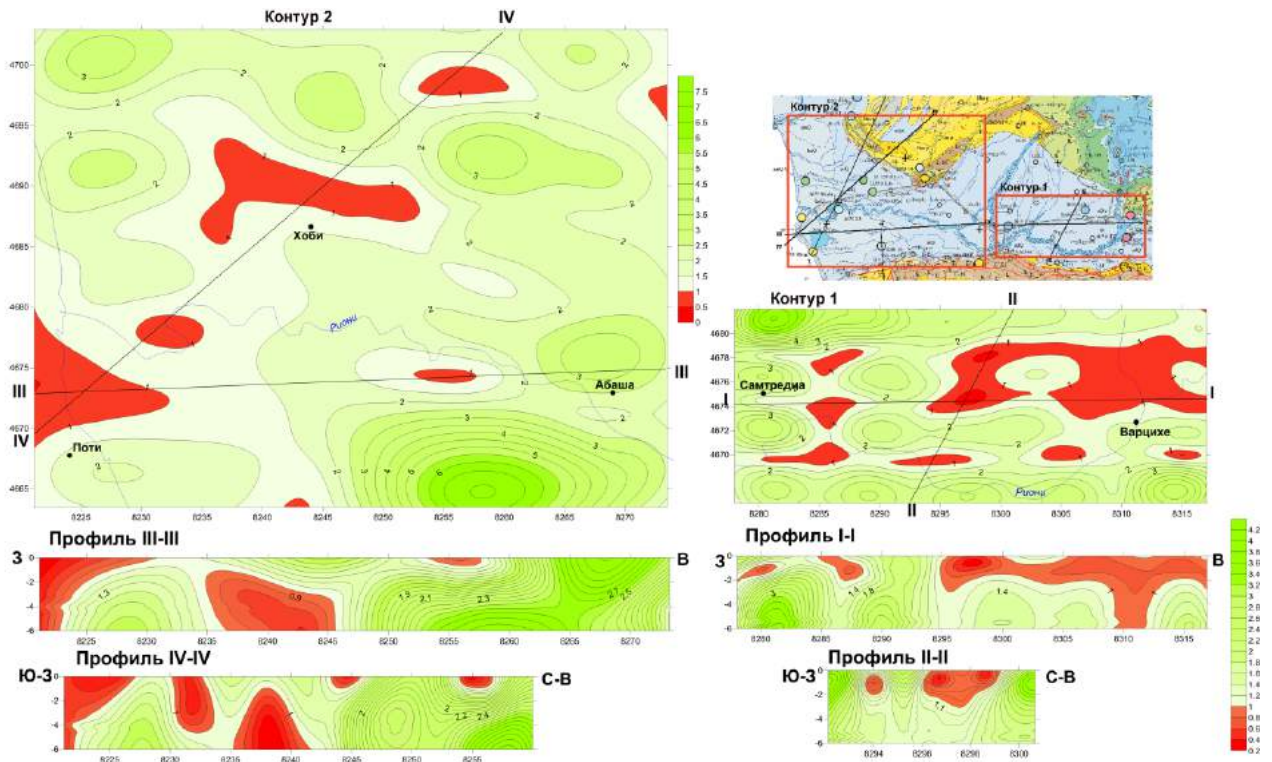


Рис.8.3.7. Результаты апробации метода нормированного градиента на площади Колхиды.

Испытанию методом нормированного градиента подверглись гравимагнитные аномальные поля съемки масштаба 1:200 000. Опираясь на поисковый признак метода Березкина «наблюдаемый в суммарном поле над залежью нефти и газа минимум силы тяжести с резким горизонтальным градиентом на концах», были построены разрезы по профилям I-I, II-II, III-III, IV-IV (рис.8.3.7).

На первой площади «Контур 2», профилем IV-IV пересекаются Чаладидская группа залежей нефти, Квалонский разведочный участок и бывшие Хоби-Цаишские поисковые участки. На разрезе и на площади нормированного градиента первой выделяется довольно интенсивная аномалия треугольной формы, имеющая продолжение в море. Вторая аномалия слева соответствует Чаладидской группе, далее выделяются Хоби-Цаишские участки по всему простиранию первого кольца брахиструктурного кряжа Одишской депрессии, и небольшая аномалия зафиксирована в центре этой депрессии. Все эти отрицательные аномалии (закрашены красным цветом) отражены на разрезе профиля и еще одна между Чаладиди и Хоби, не имеющая выхода на плоскость наблюдений, подлежат разведке глубоким бурением Квалонской площади.

Профиль III-III пересекает ту же аномалию, что и предыдущий разрез, и небольшую аномалию у Самтредской глубокой поисковой скважины.

Пробуренные на этой территории скважины (рис.8.3.8) по всему разрезу имеют выходы нефти и газа. По профилю III-III минимум суммарного градиента на западе соответствует выходам углеводородов полученных в скважине 5 (Малтаква). Далее на восток наблюдается еще одна отрицательная аномалия на глубине около 2 км, которая вполне возможно коррелируется со скв.8 (Сагвамичао 16), если ее спроецировать, в которой также получены выходы нефти, что подтверждает перспективность аномального участка.

Можно сказать, что все аномалии на первой площади («Контур 2») имеют геологическую основу происхождения. Например, в IV-IV разрезе первая аномалия на юго-западе большей частью должно быть находится в море и не исключено, что она связана с накоплением болотного газа. Дело в том, что разрез начинается у пос.Малтаква между морем и оз. Палиастоми, где понтские отложения с большим содержанием органики опущены до 3 км глубины. В этих молодых отложениях не исключено нахождение пустот с болотным газом. Вторая аномалия, далее на северо-восток, опускается до 4 км глубины по разрезу, связана с Чаладидской группой залежи нефти. Залежь не интенсивна. Третья аномалия находится на глубине 2 км и не достигает поверхности наблюдений. Она связана с Квалонским нефтепоисковым участком, весьма перспективным в прошлом и не лишенным интереса сейчас. Положительных результатов получено не было по Хоби-Цаишской аномалии, значительной по площади и простиранию на поверхности, но в глубину она не имеет

распространения. Этот факт нами объясняется близко-поверхностными процессами, обусловленными высоконапорными термальными водами. Аномалия хорошо отражает структурный план Зугдиди-Цаишского брахиморфного кряжа. Парцханаканебская аномалия из второй площади имеет альтернативное решение: она обусловлена нахождением неглубоко пород с повышенной минерализацией металлов или там же марганцево-содержащих слоев, подобно Чхари-Аджаметской.

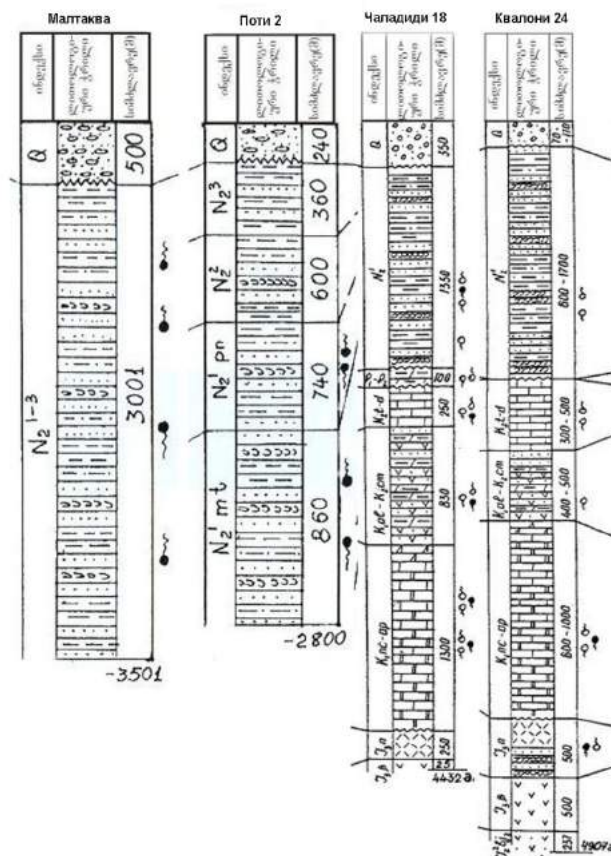


Рис.8.3.8. Нефтеносные скважины на площади Рионской депрессии.

На профиле IV-IV все минимумы аномальных зон совпадают с перспективными скважинами, пробуренными на этом участке. Это скважина 6 (Поти 2), 2 (Чаладиди 18) и 4 (Квалони 24). Это касается прогнозирования по участку работ «Контур 2» (рис.8.3.6).

Сложнее дело состоит с интерпретацией метода Березкина по участку «Контур 1». На этом участке нет пробуренных перспективных скважин, но аномалии соответствующие поисковому признаку Березкина присутствуют. На второй площади («Контур 1») немало мелких отрицательных аномалий на уровне помех и одна большая на площади Парханаканеби, представляющая определенный интерес. Все мелкие аномалии не представляют интереса с точки зрения оценки перспектив площади, но интересны с геологической точки зрения.

Чтобы не быть голословными, мы связали классические (традиционные) методы по гравимагнитным полям с существующими на сегодняшний день нетрадиционными методами «прямых» поисков углеводородов.

С 2010 г. сотрудники Института прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии (С.П. Левашов, Н.А. Якимчук, И.Н. Корчагин, Киев, Украина) начали целенаправленную апробацию нового метода (технологии) частотно-резонансной обработки и интерпретации (дешифрирования) данных ДЗЗ с целью «прямых» поисков горючих и рудных полезных ископаемых. На начальном этапе апробации метода его потенциальные возможности и разрешающая способность изучались на известных месторождениях нефти и газа в различных регионах мира. Полученные на этом этапе результаты продемонстрировали как его работоспособность, так и целесообразность практического использования в геологоразведочном процессе на нефть и газ, а также рудные полезные ископаемые. На настоящий момент разработаны и совершенствуются технологии обработки и интерпретации данных ДЗЗ в рамках «вещественной» парадигмы геолого-геофизических исследований, сущность которой состоит в «прямых» поисках конкретного вещества: нефти, газа, золота, серебра, платины,

цинка, железа, воды, и т.д. Начальным этапом в становлении этой парадигмы можно считать первые исследования и разработки по «прямым» методам поисков нефти и газа. Следует также напомнить, что в это же время в геолого-геофизическую терминологию было введено известное и широко используемое в настоящее время выражение – аномалия типа «залежь» (АТЗ). К такого рода технологиям можно отнести «Инфоскан», «Томко», «Поиск», и др. Эффективность геофизических методов, базирующихся на принципах этой парадигмы, существенно выше традиционных. В рамках «вещественной» парадигмы геофизических исследований работает метод частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ, с помощью которого получены представленные ниже результаты.

Метод частотно-резонансной обработки и интерпретации (дешифрирования) данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) позволяет обнаруживать и картировать аномальные зоны типа «залежь нефти», «залежь газа», «залежь газогидратов», и т.д. Естественно, что в случае наличия в пределах закартированных аномалий типа «залежь» аномально поляризованных пластов (АПП) типа «нефть», «газ», «газоконденсат» с повышенными пластовыми давлениями вероятность получения притоков флюидов (в том числе и в промышленных объемах) существенно возрастает. В связи с этим, в рамках технологии частотно-резонансной обработки данных ДЗЗ была разработана и начала апробироваться дополнительная методика предварительной оценки пластовых давлений в нефтегазовых коллекторах. Представленные ниже результаты исследований получены с использованием этой методики.

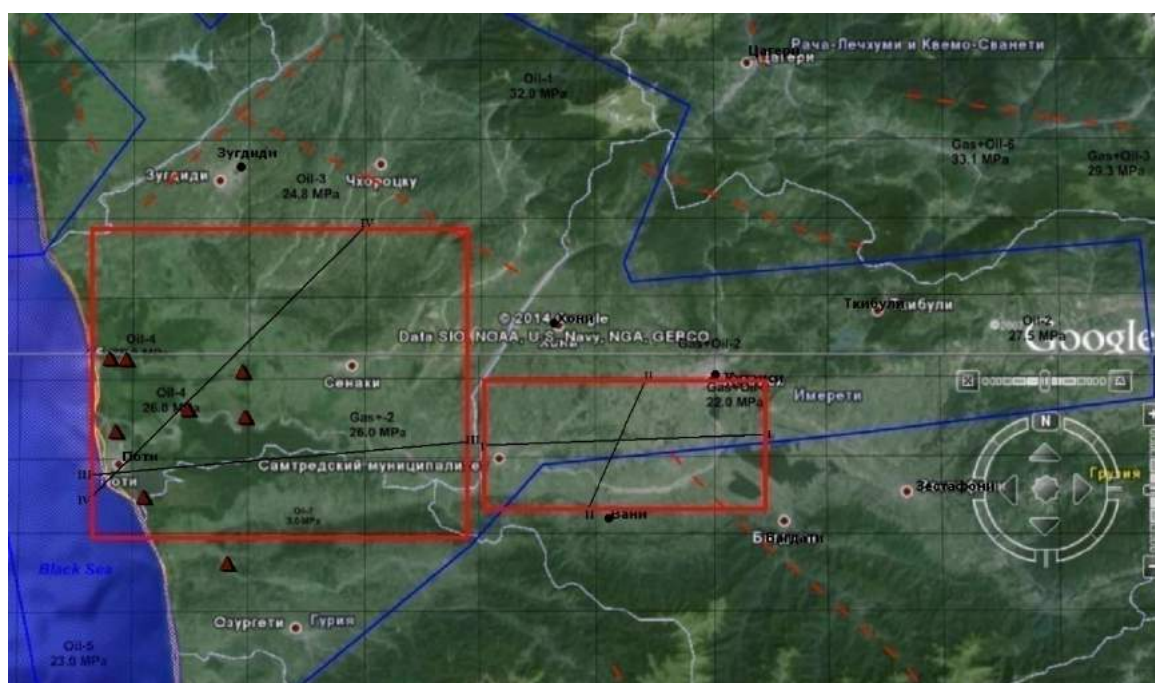


Рис.8.3.8 Снимок со спутника.

На рис.8.3.8 показан спутниковый снимок фрагмента территории Грузии, который обработан частотно-резонансным методом дешифрирования данных ДЗЗ с целью обнаружения и картирования аномальных зон типа «залежь нефти» и «залежь газа».

Красным контуром указан участок, опробованный методом Березкина гравимагнитных полей, синий контур – площадь, опробованная методом ДЗЗ.

Всего в пределах обследованной площади обнаружено и закартировано 15 аномальных зон типа «залежь нефти» и «залежь газа». В пределах обнаруженных аномальных зон оценены максимальные пластовые давления флюидов в коллекторах. Сами аномальные зоны на рис.8.3.8 не показаны. Однако на нем остались подписи возле аномалий, в которых указывается тип аномалии и максимальные значения пластовых давлений. Эти подписи указывают на приближенное местоположение аномалий.

Масштаб обработки данных ДЗЗ – 1:400000. Это рекогносцировочный режим обработки, при котором небольшие по площади аномальные зоны (перспективные на нефть и газ объекты) могут быть пропущены.

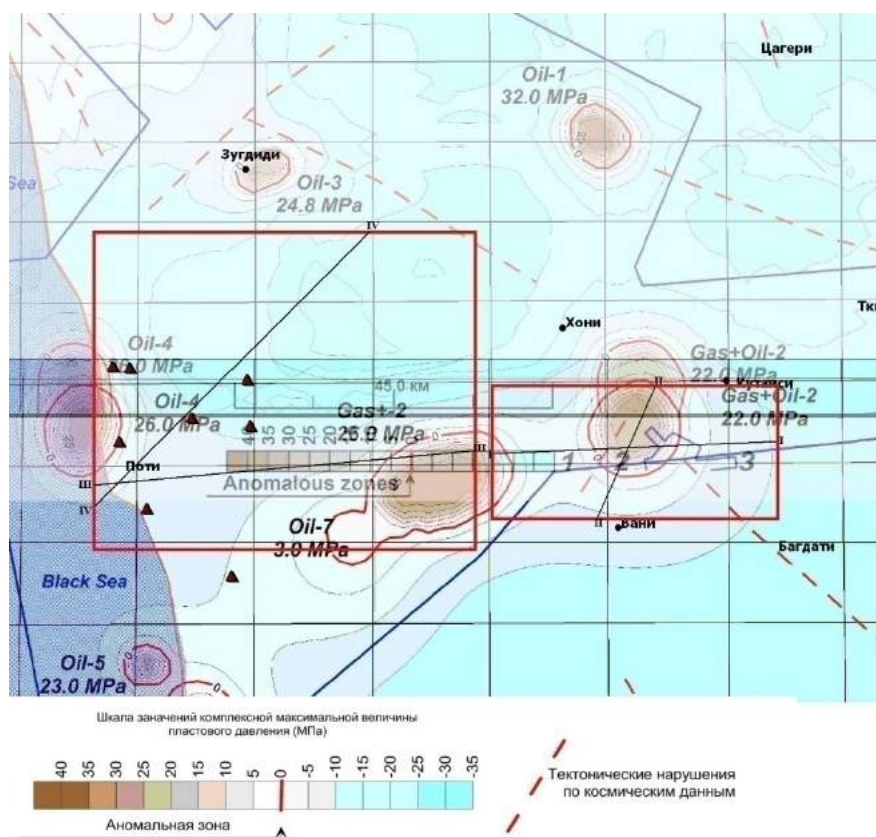


Рис.8.3.9. Результаты обработки площади исследований методом ДЗЗ.

На рис.8.3.9 представлены результаты интерпретации частотно-резонансного анализа космических данных. Составлена карта геоэлектрических аномальных зон типа «нефтегазовая залежь» на поисковой площади.

В целом, полученные результаты позволяют констатировать, что на обследованной площади обнаружены и закартированы объекты, перспективные на обнаружение скоплений нефти и газа. Эти аномальные зоны заслуживают детального изучения и разбуривания.

Интересно то, что на участках, обработанных по методу Березкина, скважины и аномальные зоны по профилям совпадают с аномальными зонами по методу ДЗЗ.

Отмеченные особенности традиционных и «прямых» методов дают основание утверждать, что прямое (прямолинейное) сопоставление результатов, полученных традиционными методами, с материалами «прямых» методов, в принципе, некорректно. Во многих случаях полученные материалы не будут соответствовать друг другу. Такие материалы следует рассматривать только как дополняющие друг друга!

Хотя в нашем случае, надо заметить, материалы соответствуют друг другу. Так в левом нижнем углу «Контур 2» аномалия, полученная методом ДЗЗ «Oil-7», совпадает с аномалией, полученной методом Березкина по профилю III-III. На участке «Контур 1» в центральной части на пересечении профилей I-I и II-II аномалия «Gas+Oil-2» соответствует минимуму суммарного градиента гравимагнитных полей.

Приведенные примеры, как представляется, свидетельствуют о достаточно высокой эффективности интерпретации.

Выводы. Оценка результатов решения отмеченных проблем будет не совсем положительной. Если говорить иносказательно, то из проблем получается проблематика. Причин достаточно. Прежде всего, они находятся в недоизученности геологической, тектонической обстановки на море и на суше, геофизическими методами. По сегодняшнему уровню изученности восточная прибрежная часть Чёрного моря не является перспективной с точки зрения нахождения здесь крупных залежей углеводородов. Здесь нет для этого благоприятных структур. Еще раз следует отметить, что бассейн Чёрного моря, как с точки зрения геофизических полей, так и тектонических процессов, является непроницаемым, своеобразной замкнутой системой-средой. Ни из Колхиды, ни из Большого Кавказа ни одна структура не пробивается в сторону моря (рис. 8.1). Только южнее Уреки 2-3 структуры заходят в море, но тут-же затухают (тот же рисунок).

Исполнитель сейсмических работ на шельфе района г. Батуми «Anadarko» при оценке структур в своих рекомендациях умалчивает о нефтегазоносности. Теми же картами, по которым определены параметры структур (рис. 8.1.6-8.1.8), захвачена часть сегмента, принадлежащая Турции. Здесь зафиксирована довольно интересная структура. По литературным данным известно, что с целью апробации Турция в этих пределах пробурила глубокую скважину и затем еще четыре в разных местах в своих водах. Все скважины оказались без признаков нефтегазоносности. Парадоксально, но среди замкнутых внутриконтинентальных морей мира, Чёрное море считается уникальным по содержанию органики и ее захоронений [83]. На основании литофациального состава и мощностей осадочного покрова в море можно сделать предположение о том, что Чёрное море в геологическом аспекте в прошлом, вероятно, было таким же.

При переходе в Колхиду особого улучшения условий ожидать не следует. Осадочные кайнозойские породы здесь не имеют широкого распространения. Они прерывисто, фрагментарно образуют брахиморфные структуры, не обладающие значительным объемом и высокими коллекторскими свойствами.

Что касается перспектив Аджарско-Гурийской площади, то она недостаточно исследована сейсморазведкой. По одному имеющемуся профилю (рис. 5.1.9) с весьма сложным складчато-блоковым строением, трудно определить структурный характер разреза. Супса-Шромисубани удивляет стабильностью отдачи нефти. Супсинское месторождение со времени его открытия в 1939 году и по сей день дает нефть. Тем не менее, большой нефти здесь быть не должно.

В Восточной Грузии от Лихского хребта по Куринской депрессии до Мцхеты других благоприятных структур нефтегазовых месторождений, кроме Кавтисхевских мы не находим. Но и они разбиты крупными разломами (рис. 7.4.3.14) и задеты глубинным разломом, проходящим по Куре между Аджара-Триалетской зоной и Грузинской глыбой, который сечет их.

О Притбилисском районе было немало сказано при рассмотрении Самгорско-Гомборского тектонического блока. По данным настоящей работы Ниноцминдская структура связывается с крупной Кисисхевской структурой, проявившейся на всех структурных картах (рис. 8.2.1-8.2.5); ее перспективы в это направлении неплохие.

Далее Какабети к Гару Кахетинской впадине все горизонты глубоко погружаются с преобладанием синклинальной формы структур, перспективы их небольшие. Здесь вряд ли можно ожидать второго Самгори.

Литература

1. Абакелия М.З. Проблема выклинивания «гранитного» слоя в Закавказье, Москва, «Наука», 1966, сб. «Глубинное строение Кавказа», 92 с.
2. Адамия Ш.А. Доальпийское основание Кавказа – состав, строение. «Тектоника и металлогения Кавказа», Тбилиси, «Мецниереба», 1984.
3. Адамия Ш.А., Балавадзе Б.К., Гамкрелидзе И.П., Гамкрелидзе П.Д., Миндели П.Ш., Рубинштейн М.М., Шенгелая Г.Ш. Геолого-геофизические особенности строения коры и верхней мантии Черноморско-Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. Изд-во. «Наука», 1977.
4. Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лорткипанидзе М.Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря. Геотектоника, №1, 1974.
5. Алексидзе М.А. Решение некоторых основных задач гравиметрии.
6. Алексидзе М.А. Решение некоторых основных прямых и обратных задач сейсмологии. Тбилиси, «Мецниереба», 1990, 428 с.
7. Амосов И.И. и др. «Палеогеотермические критерии размещения нефтяных залежей», «Недра», 1977.
8. Андреев Б.А., Клушин И.Г., Геологическое истолкование гравитационных аномалий, Изд-во «Недра», 1965 г.
9. Байдов Ф.К., Дьяконов А.И. Нефтегазоносные осадочные бассейны геосинклинальных систем и их эволюция. Геология нефти и газа. 1985, №11, стр. 39-44.
10. Балавадзе Б.К. Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Тбилиси, Изд-во АН СССР, 1957.
11. Балавадзе Б.К., Твалтвадзе Г.К. Строение земной коры Закавказско-Каспийской впадины по геофизическим данным. Т. XXI, МГК, 1960, стр. 82-90.
12. Балавадзе Б.К., Миндели П.Ш. Основные результаты геофизических исследований строения земной коры Черноморского бассейна. В книге «Строение Черноморской впадины». Изд-во «Наука», 1966.
13. Балавадзе Б.К., Лебедев Т.С., Маловицкий Я.П., Миндели П.Ш., Непрочнов Ю.П., Сологуб В.Б., Чекунов А.В. Рельеф поверхности Мохоровичича Черноморской впадины и прилегающих районов, Геофизический сборник АН УССР, 1969.
14. Басенцян Ш.А. Структура осадочного чехла юго-востока Чёрного моря по сейсмическим данным в связи с нефтегазоносностью. Автореферат дис. на уч. ст. канд. геол. мин. наук, 1983.
15. Баранова Е.П., Егорова Г.П., Омельченко В.Д. Переинтерпретация сейсмических материалов ГСЗ и гравитационное моделирование по профилям 25, 28, 29 в Черном и Азовском морях. Геофизический журнал. 2008, Т. 30, № 5. Стр. 124–144.
16. Белоусов В.В. Основные вопросы тектоники. Изд-во. "Недра", 1954, 606 с.
17. Белоусов В.В. Тектоника разрыва, их типы и механизм образования. Москва.
18. Березкин В.М. и др. Применение геофизических методов разведки для прямых поисков месторождений нефти и газа. Москва, «Недра», 1978, 223с.
19. Березкин В.М. Метод полного градиента в геофизической разведке. Москва «Недра», 1988, 188 с.
20. Блох Ю.И. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. Учебное пособие. 2009.
21. Борисов А.Л. Геофизическая характеристика глубинных разломов на территории СССР. В кн. Глубинное строение Урала, Москва, 1968.
22. Булейшвили Д.Ш. Геология и нефтегазоносность межгорной впадины Восточной Грузии. Москва, Гостоптехиздат, 1960.
23. Вассоевич Н.Б. К геологии нефтяных месторождений Кахетинского хребта, Баку, 1930, Азерб. Нефт. Хоз-во, №11
24. Вахания Е.К. О тектонике глубокого залегания горизонтов мезозойских отложений Очамчирской депрессии. Материалы по геологии ВНИГНИ, 1976, №205, стр. 107-121.
25. Вахания Е.К., Никурадзе Г.Н., Папава Д.Ю., Сепашвили О.А. Нефтегазоносность Западной Грузии. Москва, АН СССР, 1963, Природные ресурсы Грузинской ССР, т. V, 272с.
26. Вольвовский Б.С. и др. Краткий справочник по полевой геофизике, Москва, «Недра», 1977.

27. Вычислительная математика и техника в разведочной геофизике, Москва, «Недра», 1990, 437с.
28. Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. 1966, Геотектоника, №3, стр.3-14.
29. Гамкрелидзе П.Д. Глубинные разломы в тектоническом строении Грузии. В кн. Гималайский и Альпийский орогенез, Москва, 1964, стр. 54-63.
30. Гамкрелидзе И.П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси, «Мецниереба», 1976, стр.40-47.
31. Гамкрелидзе И.П., Шенгелия Д. М. Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. Москва, «Научный мир», 2005, 458 с.
32. Гамкрелидзе Н.П. Геологическое строение магматизма и металлогения Юго-Восточной Грузии по данным геофизических исследований. Тбилиси, Изд-во. Гос. университета, 1991.
33. Гамкрелидзе Н.П., Гонгадзе С.А., Гиоргобиани Т.В., Миндели П.Ш., Глonti Н.Я., Яволовская О.В. Глубинное геологическое строение Картли-Кахети по геофизическим данным, Монография, Институт геофизики, Тбилиси, 2013, 149 с.
34. Гамкрелидзе Н.П., Гонгадзе С.А., Миндели П.Ш., Кириа, Д.К., Яволовская О.В. Физика земной коры Грузии, Монография, Институт геофизики, Тбилиси, 2012, 221 с.
35. Геология СССР, т. X, Грузия, 1964.
36. Гзовский М.В. Математика и геотектоника. Москва, Изд. «Наука», 1971.
37. Глубинное строение Кавказа. Москва, Изд. «Наука», 1966, 161 с.
38. Горшков Г.П. Региональная сейсмоструктура территории юга СССР. Москва, «Наука», 1984.
39. Гравитационная модель литосферы Кавказа и Восточного Средиземноморья.
40. Давыдова Н.И., Краснопевцева Г.В. и др. Результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры на Кавказе. Глубинное строение Кавказа, изд-во «Наука», 1966.
41. Двали М. Ф. Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики. Л., Гостоптехиздат, 1963, 380с.
42. Джавахишвили А. Н. Геоморфологические районы Грузинской ССР. М-Л, Изд. АН СССР, 1972.
43. Джанелидзе А.И. О глубинных разломах. Труды Тбилисского университета. 1965, 17 с.
44. Заридзе Г.М. Состояние и задачи петрографии магматических пород Грузии. Труды Геологического института. Тбилиси, 1953, т.7(12), стр. 19-28.
45. Земная кора и история развития Черноморской впадины. Москва, «Наука», 1975
46. Зиракадзе М. И. Геология и нефтегазоносность юго-западной Грузии и смежных областей. Автореф. дис. на соиск. учен. степ. д-ра геол.-минерал. наук. Баку, Тбилиси, 1985, 39 с.
47. Иоселиани М. С. Глубинное геологическое строение межгорной впадины территории Грузии и смежных областей по геофизическим данным. Баку, 1983, Автореферат докт. дис.
48. Картвелишвили К.М. Планетарная плотностная модель и нормальное гравитационное поле Земли. Москва, «Наука», 1982.
49. Кебадзе Н. И. Нефтегазоносность Восточной Грузии. Природные ресурсы Грузинской ССР, Москва, 1963, т. V.
50. Кибалов Л.Б., Краснопевцева Г.В. Отчет о работах Кавказской сейсмической партии №14/64 по региональному профилю ГСЗ Волгоград-Нахичевань в 1963-64гг., «Спецгеофизика», Отчёт №11705 (фонды геологического департамента)
51. Киласония П. К вопросу о взаимоотношении гранитоидных пород Дзирульского массива. ДАН СССР, 1952, Т.LXXXII, №4.
52. Краснопевцева Г.В, Матушин Б. О природе региональных магнитных аномалий Кавказа и Запада Средней Азии, изд. АН СССР, 1963, Физика Земли, № 6.
53. Краснопевцева Г.В. Результаты исследования глубинного строения земной коры на западе Кавказа по линии профиля Анаклиа-Зестафони.
54. Косыгин Ю.А. Тектоника, Изд. Москва, «Недра», 1969.
55. Лалиев А.Г. Майкопская серия Грузии. Изд-во «Недра», 1964.
56. Ланда Г.И., Юнковская Ю.В. Интерпретация региональной компоненты аномального магнитного поля трансконтинентального профиля. В книге «Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры», Киев, Наукова Думка, 1981, стр 88-93.
57. Лапина Е.Г., Матушин Б.А. и др. Отчёт об аэромагнитной съёмке на высоте 9000 м и повысотных измерениях вдоль профилей ГСЗ на территории Кавказа и Средней Азии. №11780, Партии 50/84-85, 1966, Спецгеофизика.

58. Логачев А.А., Захаров В.П. Магниторазведка, Ленинград, «Недра», 1973.
59. Магниторазведка (справочник), 1990.
60. Мехтиев. Генезис нефти Азербайджана.
61. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа, Из-во НГУ, 1963, 356 с.
62. Миндели П.Ш., Непрочнов Ю.П., Патарая Е.И. Определение области отсутствия гранитного слоя в Черноморской впадине по данным ГСЗ и сейсмологии. Тбилиси, Изд. ГГУ, 1965, Известия АН СССР, серия геологическая, №2.
63. Муратов М.В. Происхождение материков и океанических впадин. М., Наука, 1975. 176 с
64. Мурусидзе Г. М. Строение земной коры и верхней мантии в Грузии и сопредельных районов по сейсмологическим и сейсморазведочным данным. Тбилиси, «Мецниереба», 1976.
65. Некоторые результаты сейсмических и сейсморазведочных исследований на территории Грузинской ССР. Тбилиси, «Мецниереба», 1973.
66. Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф. и др. Строение земной коры в восточной части Черного моря по данным глубинного сейсмического зондирования. Москва, 1966, Океанология, том VI, вып.1.
67. Нодиа М.З. Магнитное поле Кавказского перешейка, 1939, труды Института геофизики АН ГССР, т.V, 81 с.
68. Павленкова Г.А.- Строение земной коры Кавказа по профилям ГСЗ Степное-Бакуриани и Волгоград-Нахичевань (Результаты переинтерпретации первичных данных). Физика Земли, 2012, №5, стр. 16-25.
69. Пейве А. В. Глубинные разломы. Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. Москва, Изд. «Наука», 1980, стр. 95-222.
70. Природные ресурсы Грузинской ССР, Москва, Изд. АН СССР, 1963, том V, топливные ресурсы.
71. Проблемы тектогенеза. Тбилиси, Изд. «Мецниереба», 1976.
72. Ренгартен В.П. Тектоника Большого Кавказа. М.-Л., Гос. Изд-во геолог. литературы комитета по делам геологии СНК СССР, 1941, В кн. «Геология СССР», т.Х, Закавказье, ч.1.
73. Ризниченко Ю.В. Избранные труды, проблемы сейсмологии. Москва, «Наука», 1985.
74. Саньков В. А. Глубины проникновения разломов. «Наука» Сибирское отделение, 1989, 135 с.
75. Современная динамика литосферы континентов, методы изучения. Москва, «Недра», 1989, 268 с.
76. Страхов В.Н. О состоянии и задачах математической интерпретации магнитных и гравиметрических аномалий. Изд-во. АН СССР, 1970, Физика Земли, №5, стр.112-119.
77. Страхов В.Н. Вопросы теории интерпретации региональных магнитных аномалий. В кн. «Исследование региональных магнитных аномалий платформенных областей», Сб. научных трудов, Киев, Наукова Думка, 1989, стр.45-49.
78. Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. Москва, «Наука», 1989.
79. Строение литосферы территории Грузии по сейсмическим данным. Тбилиси, «Мецниереба», 1989.
80. Твалтвадзе Г. К. Строение земной коры в Грузии и построение систем теоретических годографов. Тбилиси, изд. АН ГССР, 1960.
81. Твалчрелидзе Г.А. Эндогенная металлогения Грузии. Москва, Гостоптехиздат, 1961.
82. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. Москва, «Наука», 1990, 291 с.
83. Тиссо Б., Вольте Д. Образование и распространение нефти. Изд. «Мир» 1981.
84. Туголесов Д.А. Современная структура Черноморской впадины. Сов. геология, 1976, №7, стр.72-86
85. Туголесов Д.А., Горшков А.С. и др. Геологическое строение Черноморской впадины. ДАН СССР, 1983, Т.269, №2, стр. 440-444.
86. Физические свойства горных пород (справочник), 1990.
87. Фирбас П. Профильная сейсмическая томография. Из кн. Сейсмическая томография под ред. Г.Нолета, Москва, Мир, 1990, 416 с.
88. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М., МГУ, 1995, 485 с.
89. Хачиян Э. Прикладная сейсмология. Ереван, «Гитутпюн», 2008.
90. Хуцишвили О.Д. Состав, строение Дзирульского выступа доальпийского фундамента, 1991.
91. Цагарели А.Л. Фазы складчатости альпийского цикла на Кавказе; АН СССР, Мин. геологии. Москва, Наука, 1980, стр.187-192

92. Шатский Н.С. О глубинных дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области Поволжья и Кавказа. Изд. АН СССР, 1948, сер. геология, №5.
93. Шенгелая Г. Ш. Гравитационная модель земной коры Кавказа. Москва, «Наука», 1984.
94. Шрейдер А.А., Казьмин В.Г., Лыгин В.С., Магнитные аномалии и проблема возраста котловины Чёрного моря. Геотектоника, МАИК «Наука», 1997, №1.
95. Юров Ю.Г. Строение земной коры на Кавказе и изостазия. Советская геология, 1963, №9, стр. 113-119.
96. Чичуа Б.К. Отчет по теме 3/69 «Изучение комплекса верхнемеловых и палеогеновых осадков притбилисского района», вып.1971, Фонды, Агенство природных ресурсов.
97. Яновская Т.Б. Проблемы сейсмической томографии. Сборник. Проблемы геотомографии. Объединенный институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, М., Наука, 1997, стр.86-98.
98. Якимчук Н.А., Левашов С.П., Корчагин И.Н., Божежа Д.Н. Оперативная оценка ресурсов углеводородов в пределах поисковых площадей и отдельных структур на шельфе методом частотно-резонансной обработки и интерпретация данных ДЗЗ. Киев, Геоинформатика, 2015, №1 (53).
99. "შავი ზღვის აღმოსავლეთ ოფშორულ ზონაში გამოკვლევის პროგრამაში მონაწილეობის წინადადება" შემოთავაზებულია ანდარკო პეტროლიუმ კორპორეიშენ-ის ფილიალის ანდარკო ჯორჯია კომპანიის მიერ. 2002-2003 წ.

ივ. ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი
მ.ნოდინას სახელობის გეოფიზიკის ინსტიტუტი

ნ.პ.გამყრელიძე, ს.ა.ღონღაძე, ო.ვ.იავალოვსკაია, მ.ი.გამყრელიძე,
ნ.ი.ღლონტი, დ.კ.ქირია, პ.შ.მინდელი,
ლ.ნ.ადიკაშვილი, დ.ნ.გამყრელიძე, გ.ნ.კობზევი

**რიონ-მტკვრის დეპრესიის და შავი ზღვის საქართველოს
სექტორის სიღრმული გეოლოგია და ნავთობგაზიანობა
გეოფიზიკური მონაცემებით**

თსუ
თბილისი, 2017

Напечатано в типографии ТГУ

დაიბეჭდა თსუ გამომცემლობის სტამბაში

0179 თბილისი, ი. ჭავჭავაძის გამზირი 1
1 Ilia Tchavtchavadze Avenue, Tbilisi 0179
Tel 995 (32) 225 14 32, 995 (32) 225 27 36
www.press.tsu.edu.ge

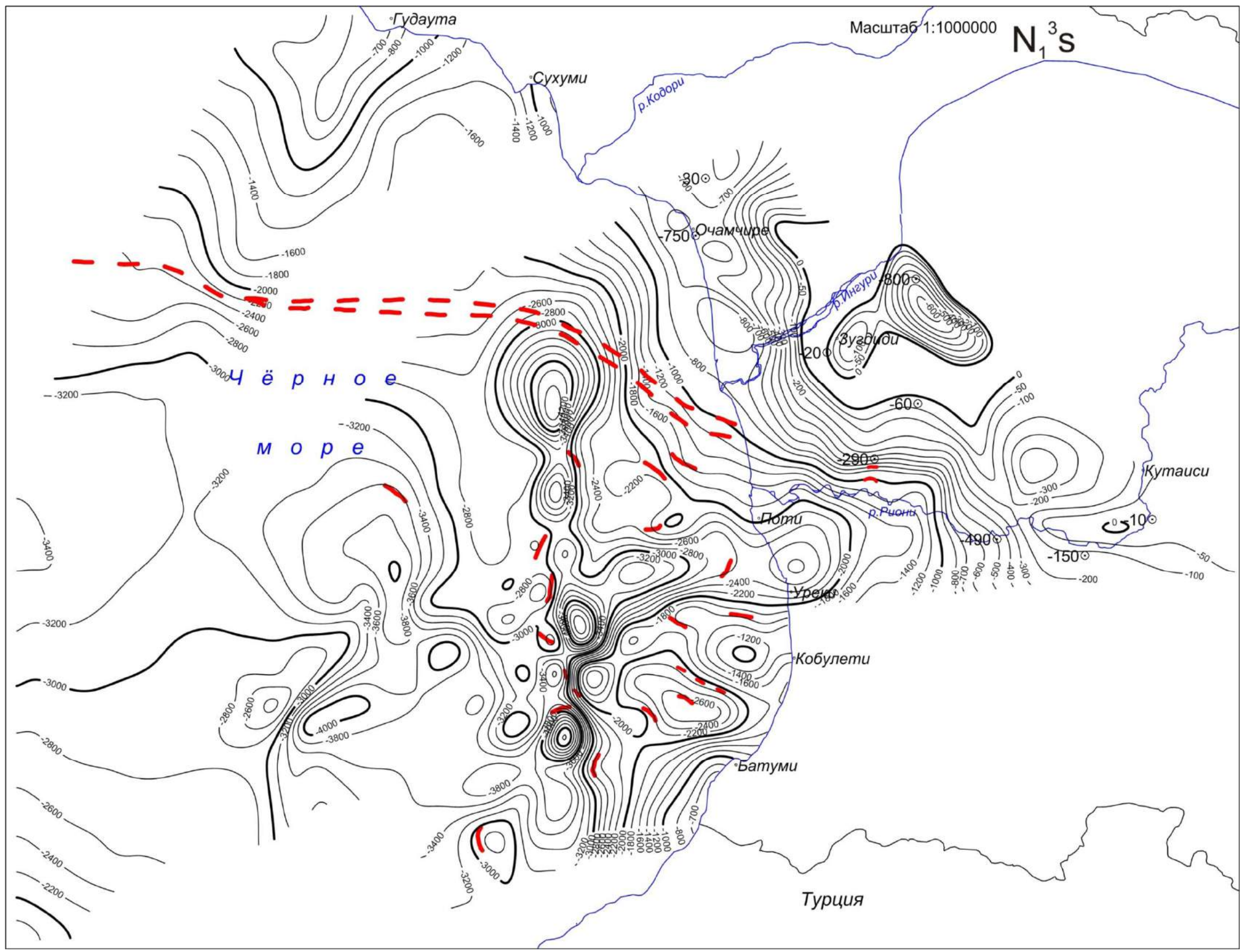


Рис.6.1.9.

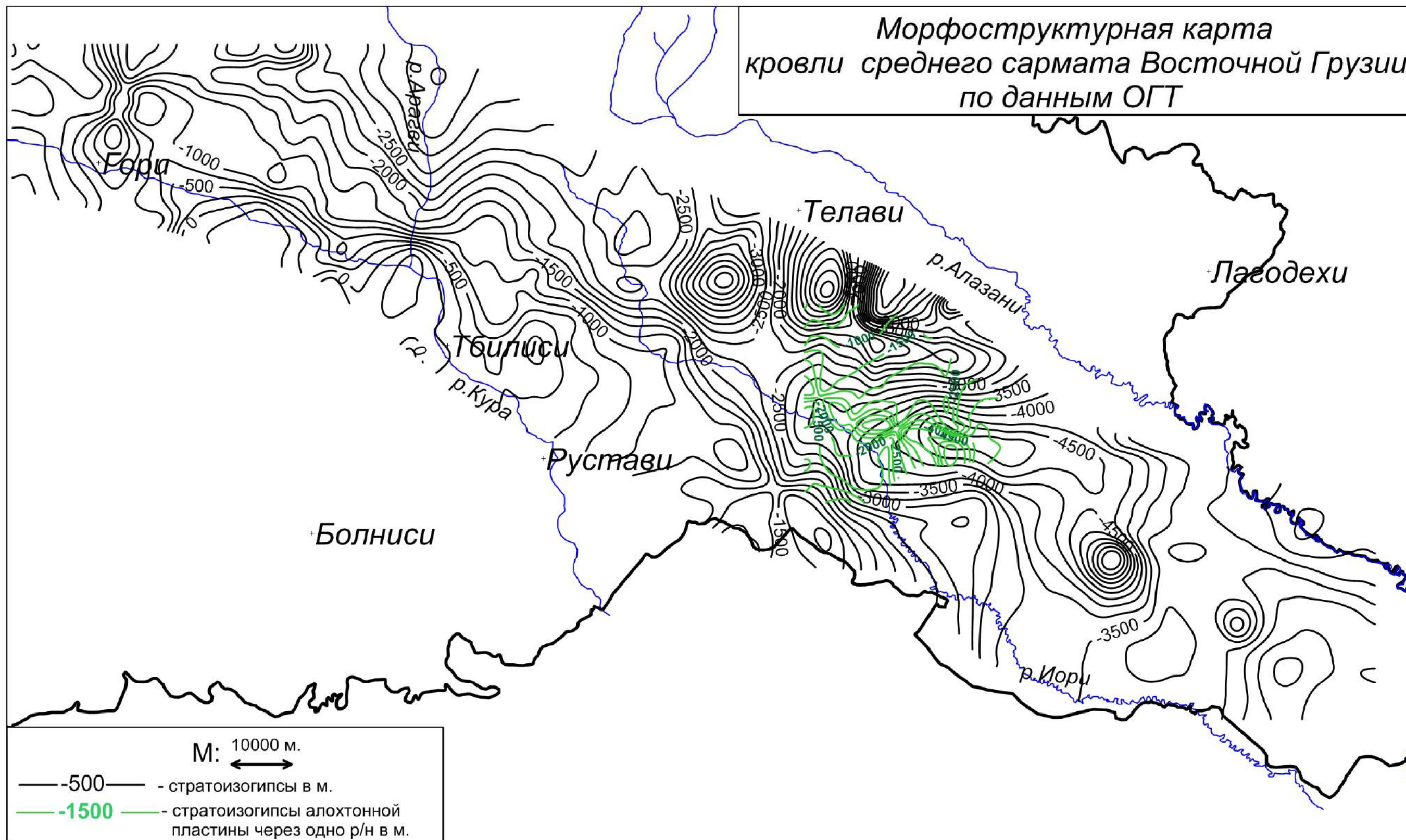


Рис.6.1.12.

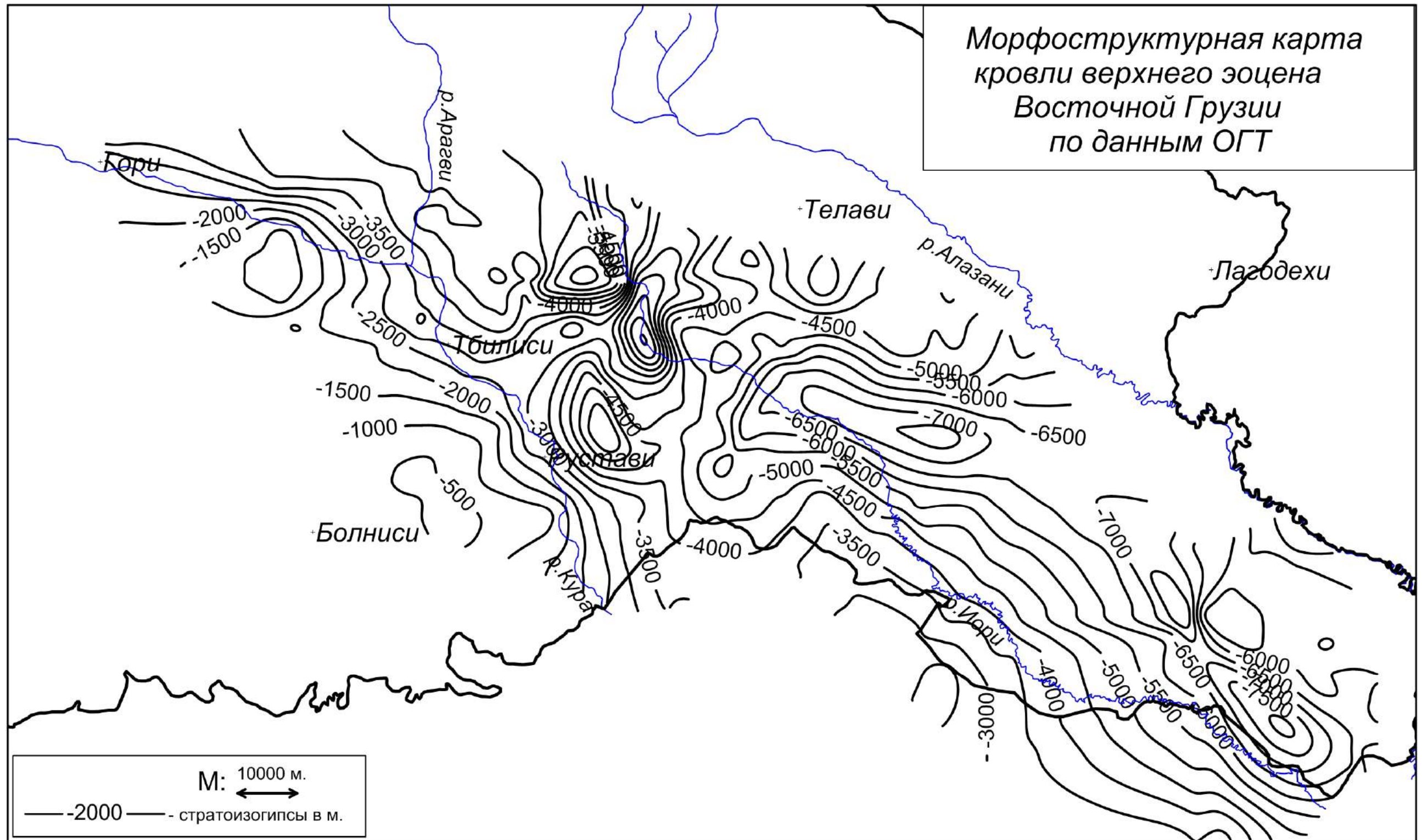


Рис.6.1.23.

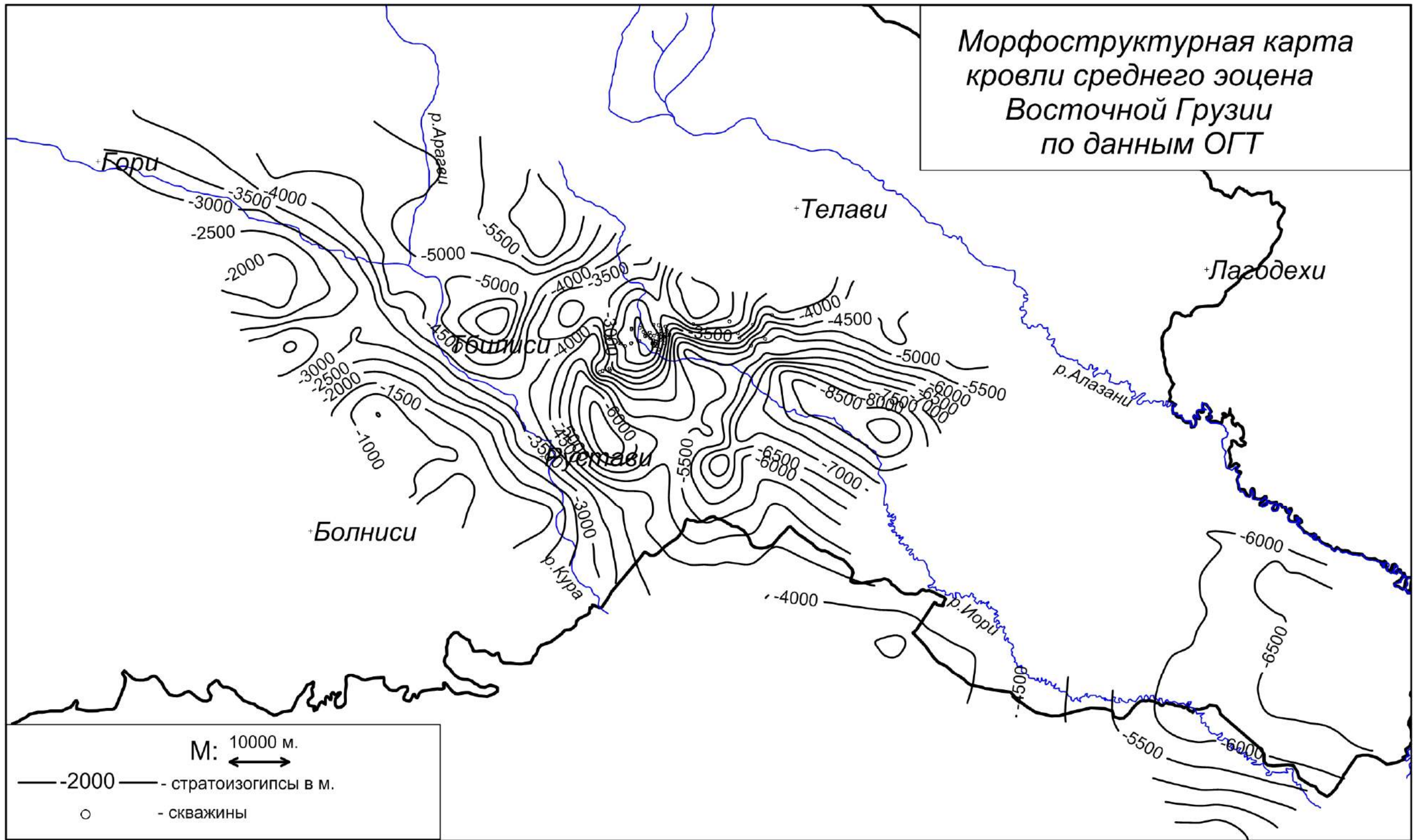


Рис.6.1.24.

Морфоструктурная карта рельефа доальпийского кристаллического фундамента юга Восточной Грузии

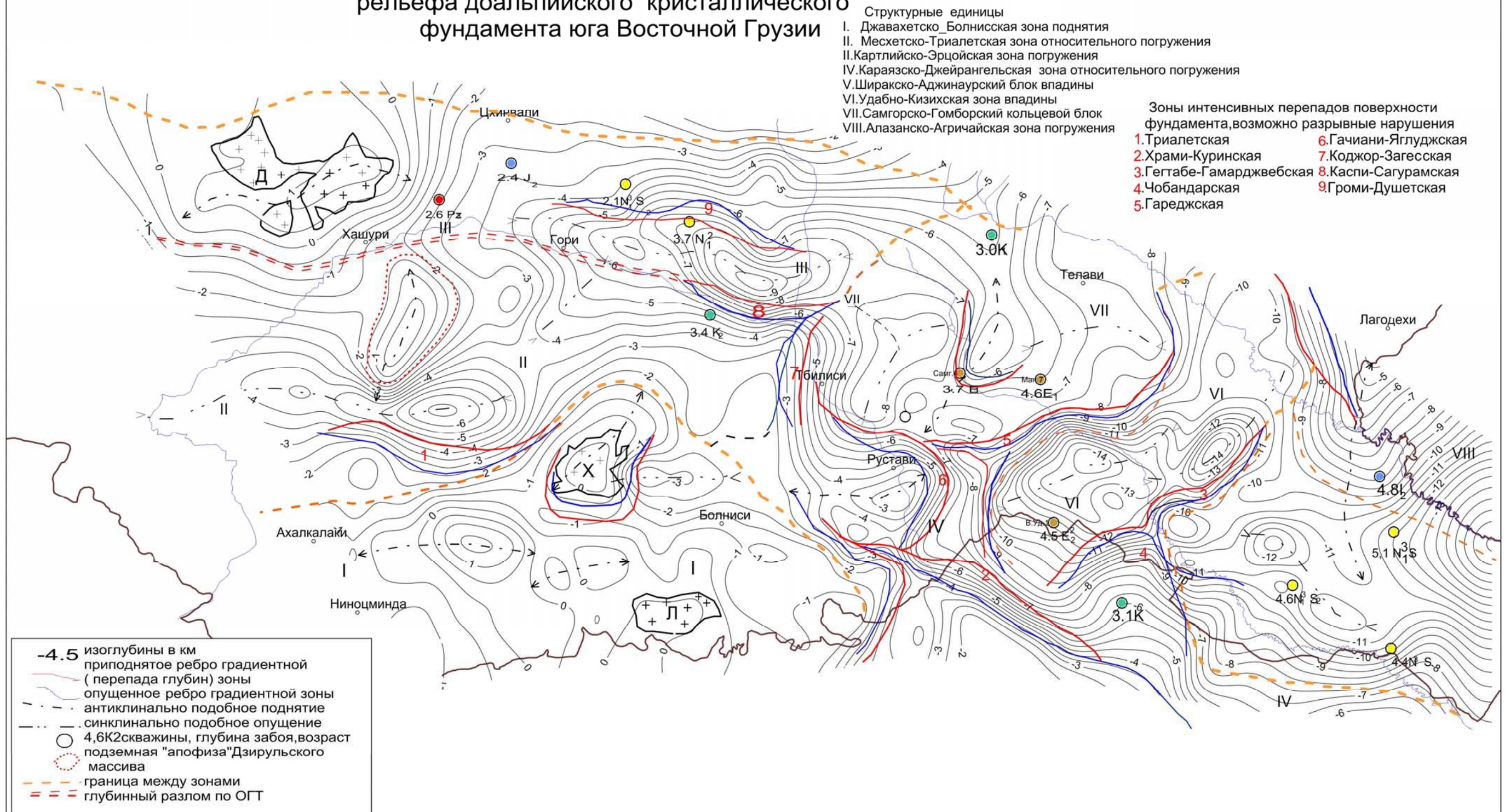


Рис.6.2.3.

Морфоструктура сейсмотомографического горизонта скорости 5.6-5.7 км/сек Черноморского сектора и Рионско-Куринской впадин Грузии

Предполагаемые структуры и разрывные нарушения, выделенные на данном сейсмотомографическом горизонте

- | | |
|---|-----------------------------|
| 1. Сухумское морское поднятие | 1. Дзмуиси-Ч.Арагви |
| 2. Очамчирско-Гальский прогиб | 2. Хони-Кулаши |
| 3. Анаклиа-Хобский прогиб | 4. Анаклиа-Ланчхути |
| 4. Варцихе-Хонское поднятие | 5. Цхинвали-Чартали |
| 5. Одишский предгорный прогиб | 6. Дуиси-Итатала |
| 6. Окрибский слабогруженный массив | 7. Жинвали-Кистаури массив |
| 7. Дзирульский массив | 8. Дедоплис Цкаро-Эллер |
| 8. Хашури-Абастуманское поднятие | 9. Чемодина-Усах Мта |
| 9. Джавахетское поднятие | 10. Шилы-Люксенбур |
| 10. Ахалцихский прогиб | 11. Зилча-Дашюз |
| 11. Картийский прогиб с Мухранской впадиной | 13. Квемо Болниси-Гардабани |
| 12. Тианетское поднятие | 14. Тетри Цкаро-Гачиани |
| 13. Кахетинская обширная впадина | 15. Самгори- г.Удабно |
| 14. Джандар-Джейранчельский прогиб | |
| 15. Болниси-Марнеульский прогиб | |
| 16. Цхнетско-Коджорское поднятие | |



Морфоструктура сейсмотомаграфического горизонта скорости 6.0-6.2 км/сек Черноморского сектора и Рионско-Куринской впадин Грузии

Предполагаемые структуры и разрывные нарушения, выделенные на данном сейсмотомаграфическом горизонте

- | | |
|--|-----------------------------|
| 1. Сухумское морское поднятие | 1. Дзмуиси-Ч. Араги |
| 2. Очамчирско-Гальский прогиб | 2. Хони-Кулаши |
| 3. Анаклиа-Хобский прогиб | 3. Абаша-Раччи |
| 4. Варцixe-Хонское поднятие | 4. Анаклиа-Лан-хути |
| 5. Одишский предгорный прогиб | 5. Цхинвали-Чартали |
| 6. Окрибский слабогруженный массив | 6. Дуиси-Итамала |
| 7. Дзирульский массив | 7. Жинвали-Кистаури |
| 8. Хашури-Абастуманское поднятие | 8. Дедоплис Цкаро-Элпер |
| 9. Джавахетское поднятие | 9. Чемодина-Усах Мта |
| 10. Ахалцихский прогиб | 10. Неихлы-Люксенбур |
| 11. Картлийский прогиб с Мухранской впадиной | 11. Зилча-Дашюз |
| 12. Тианетское поднятие | 12. Вашлиани-Аджинаур |
| 13. Кахетинская обширная впадина | 13. Квемо Болниси-Гардабани |
| 14. Джандар-Джейранчвелский прогиб | 14. Тетри Цкаро-Гачиани |
| 15. Болниси-Марнеульский прогиб | 15. Самгори-г. Удабно |
| 16. Цхнети-Коджорское поднятие | 16. Самгори-Шилы |

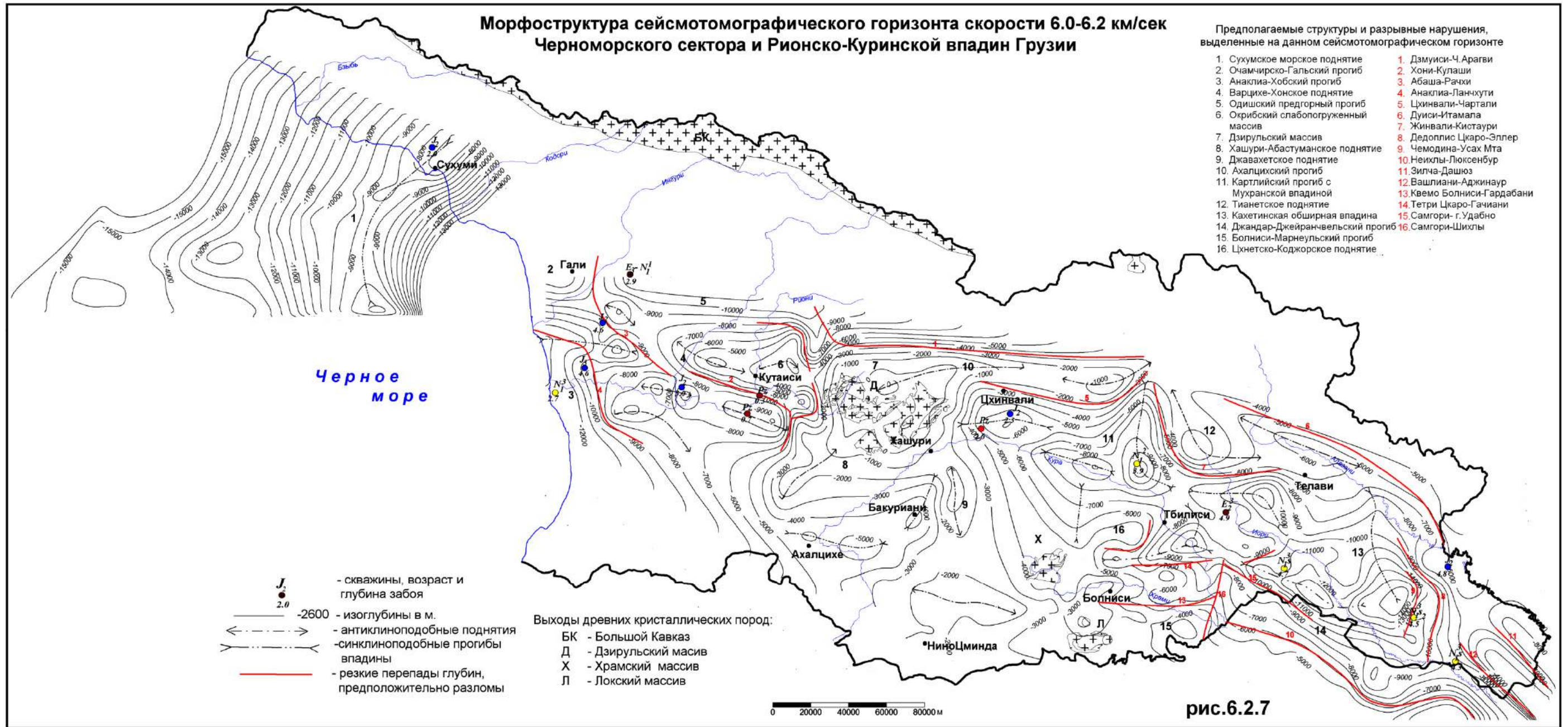


рис.6.2.7

Гали - Сафаралиев

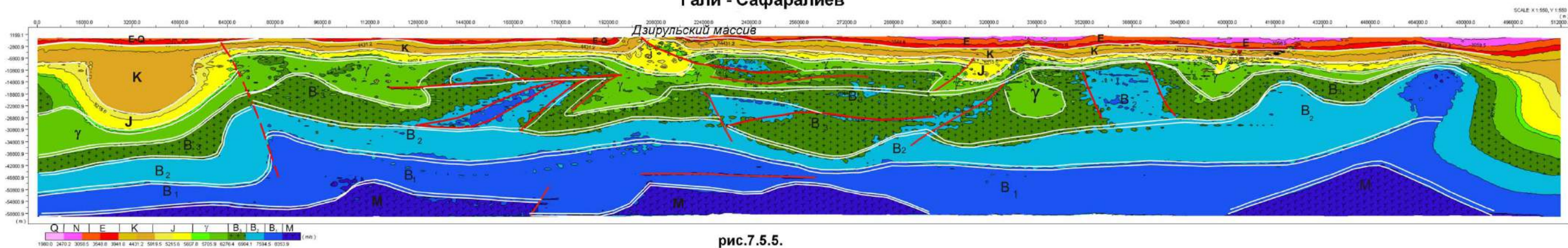


рис.7.5.5.

Актафа - Волгоград

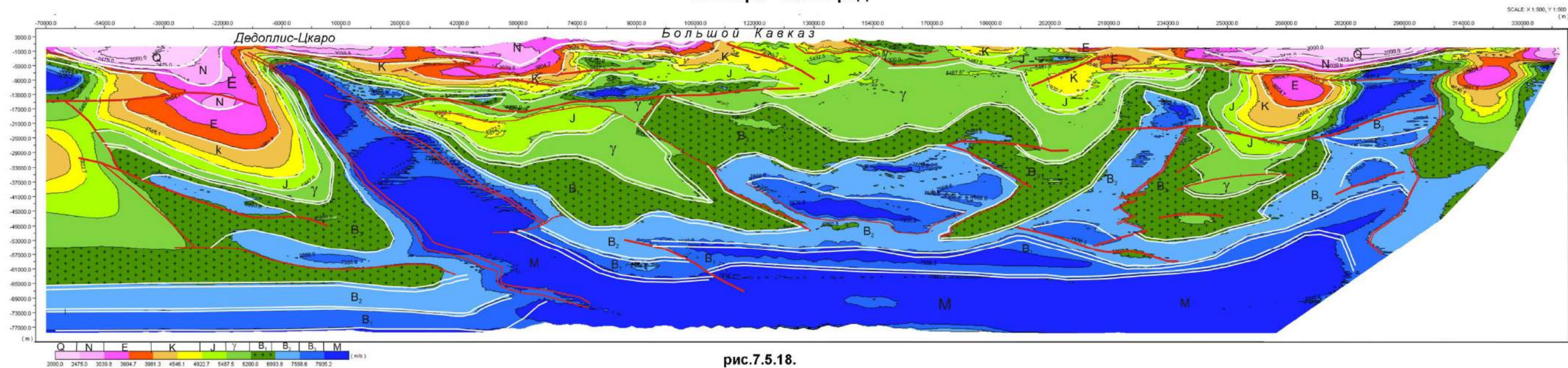


рис.7.5.18.