

Халилов Э.Н.

Khalilov E.N.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА КАВКАЗСКО – КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА



DEEP STRUCTURE AND
GEODYNAMICS THE CAUCASUS -
CASPIAN REGION

Халилов Э.Н.

Под редакцией В. Е. Хайна

Академика АН СССР и Российской Академии Наук,
Лауреата Государственных Премий СССР и Российской
Федерации, Профессора, доктора геолого-
минералогических наук, Заслуженного Профессора МГУ
им. М. В. Ломоносова

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И
ГЕОДИНАМИКА
КАВКАЗСКО – КАСПИЙСКОГО
РЕГИОНА**

2008

Инсбрук – Москва



Халилов Э.Н.

Доктор геолого-минералогических наук, Академик и Вице-Президент Международной Академии Наук (ICSD/IAS, Австрия, Германия), Академик РАН, Директор Научно-Исследовательского Института Прогнозирования и Изучения Землетрясений и Государственного Научного Центра «ГЕОС», Председатель Экспертного Совета ВАК по Наукам о Земле при Президенте Азербайджанской Республики.

Под редакцией В. Е. Хaina

Академика АН СССР и Российской Академии Наук, Лауреата Государственных Премий СССР и Российской Федерации, Профессора, доктора геолого-минералогических наук, Заслуженного Профессора МГУ им. М. В. Ломоносова

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА КАВКАЗСКО – КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА

*Халилов Э.Н. Глубинное строение и геодинамика Кавказско – Каспийского региона.
/Под редакцией Академика РАН В.Е. Хaina/ Science Without Borders. Инсбрук –
Москва, 2008, 168 с.*

Настоящая монография отражает результаты многолетних исследований автора глубинного строения, геотектоники, сейсмичности и геодинамики Кавказско-Каспийского региона. Халиловым Э.Н. впервые определена пространственная структура сейсмофокальной плоскости Заварцикского-Беньофа в Кавказско-Каспийском регионе и зоны субдукции на основе комплексной интерпретации геофизических данных. В работе представлена пространственно-временная модель геодинамического режима Кавказско-Каспийского региона и его связь с деформациями Южно-Каспийской микроплиты, приводящими к существенным вариациям уровня Каспийского моря.

ISBN 978-9952-451-11-5



2008

Инсбрук – Москва



9 789952 451115

Khalilov E. N.

Edited by V. E. Khain

Academician of the USSR Academy of Sciences and the Russian Academy of Sciences, Laureate of the State Prizes of the USSR and the Russian Federation, Professor, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Honored Professor of Lomonosov Moscow State University

**DEEP STRUCTURE AND
GEODYNAMICS
THE CAUCASUS - CASPIAN
REGION**

**2008
Innsbruck – Moscow**



Khalilov E. N.

Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Academician and Vice-President of the International Academy of Sciences (ICSD/IAS, Austria, Germany), Academician of the Russian Academy of Natural Sciences, Director of the Scientific Research Institute for Earthquake Forecasting and Study and the GEOS State Scientific Center, Chairman of the Expert Council of the Higher Attestation Commission for Geosciences under the President of the Republic of Azerbaijan.

Edited by V. E. Khain

Academician of the USSR Academy of Sciences and the Russian Academy of Sciences, Laureate of the State Prizes of the USSR and the Russian Federation, Professor, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Honored Professor of Lomonosov Moscow State University

DEEP STRUCTURE AND GEODYNAMICS THE CAUCASUS - CASPIAN REGION

Khalilov E.N. Deep structure and geodynamics of the Caucasian–Caspian region. /Edited by Academician of the Russian Academy of Sciences V. E. Khain/. Science Without Borders. Moscow – Innsbruck, 2008, 168 p.

This monograph reflects the results of the author's many years of research into the deep structure, geotectonics, seismicity, and geodynamics of the Caucasus-Caspian region. E.N. Khalilov was the first to determine the spatial structure of the Zavaritsky-Benioff seismofocal zone in the Caucasus-Caspian region and the subduction zone based on a comprehensive interpretation of geophysical data. The paper presents a spatiotemporal model of the geodynamic regime of the Caucasus-Caspian region and its relationship to the deformations of the South Caspian microplate, leading to significant variations in the level of the Caspian Sea.

ISBN 978-9952-451-11-5



**2008
Innsbruck – Moscow**



С О Д Е Р Ж А Н И Е

№	Наименование раздела	Стр.
	Вводное слово Академика РАН В.Е.Хайна	3
1	Особенности глубинного строения и геодинамика Кавказско-Каспийского региона	6
1.1.	Геолого-геофизическая изученность и глубинное строение Кавказско-Каспийского региона	6
1.2.	Разломно-блоковая структура Кавказско-Каспийского региона по данным геоморфологических и аэрокосмических исследований	22
2	Напряженное состояние земной коры Кавказско-Каспийского региона	29
3.	Геодинамическая модель литосферы орогенных зон	34
3.1.	Модели земной коры	34
3.2.	Природа геологических и сейсмических границ земной коры	40
3.2.1.	О слоях земной коры	40
3.2.2.	Волноводы	42
3.2.3.	О границах в земной коре	45
4.	Некоторые аспекты физики очага землетрясения	54
5.	Геодинамика литосферы	61
5.1.	Сейсмичность и глубинное строение подвижных поясов Земли	61
6.	Закономерность пространственного распределения плотности гипоцентров и энергии землетрясений в разрезе земной коры орогенных поясов Земли	72
6.1.	Методология	72
6.2.	Глубинное строение и геодинамика Кавказа	74
6.3.	Сейсмичность и разломно-блоковое строение земной коры Кавказа	84
6.4.	Геодинамическая модель литосферы	94

7.	Выявление зоны Заварицкого-Беньофа в Кавказско-Каспийском регионе и определение ее пространственной структуры		99
8.	Геодинамический режим Кавказско-Каспийского региона		117
8.1.	Исследование геодинамического режима Кавказско-Каспийского региона		117
8.2.	Геодинамическое обоснование изменений очертаний уровня Каспийского моря		125
	Заключение		138
	Литература		141

ВВОДНОЕ СЛОВО

**Академика АН СССР и РАН, Профессора, доктора геолого-минералогических наук, Заслуженного Профессора МГУ
им. М. В. Ломоносова,
Виктора Ефимовича Хаина**



**Виктор Ефимович Хайн
Академик АН СССР и РАН**

Настоящий труд под названием «Глубинное строение и геодинамика Кавказско-Каспийского региона» отражает фундаментальные научные исследования известного ученого – геофизика Халилова Э.Н., посвятившего много лет исследованиям геодинамических процессов, геотектоники и сейсмичности Кавказско-Каспийского региона с точки зрения тектоники литосферных плит, а также глобальных геодинамических процессов нашей планеты.

В данной работе впервые детально описывается установленная автором зона Заварицкого-Беньофа в пределах Кавказа,

Каспийского моря и Западной Туркмении в привязке к тектонике и геодинамике рассматриваемого региона. Автором приведены составленные им геолого-геофизические разрезы земной коры, привязанные к конкретным сейсмическим профилям ГСЗ, а также к данным гравиметрии, ГМТЗ, термометрии и другим источникам геофизической информации. Примечательно, что автор использовал комплексный подход к построению геотектонической и геодинамической моделей Кавказско-Каспийского региона, привлекая при этом, не только классические геолого-геофизические данные, но и результаты космических исследований – дистанционного зондирования Земли из космоса, непосредственно интерпретируемые самим автором.

Используя сейсмологические данные, в частности, параметры гипоцентров землетрясений, Халилову Э.Н. удалось разработать и применить весьма интересную методику, позволяющую на основе пространственного распределения плотности энергии и числа гипоцентров землетрясений, строить карты отражающие поверхности основных слоев земной коры – осадочного, гранитного и базальтового, а также поверхность Мохо. Эта, своего рода «экспресс методика», позволяет строить модели земной коры сейсмоактивных регионов, даже при отсутствии данных ГСЗ и других геофизических показателей.

Весьма интересны исследования геодинамического режима Кавказско-Каспийского региона на основе анализа проявления во времени режима сейсмической активности. Комплексное рассмотрение режима сейсмической активности и глубинного строения рассматриваемого региона, позволило автору составить трехмерную геодинамическую модель литосферы Каспийского моря и обосновать проявляющиеся периодически трансгрессии и

регрессии Каспийского моря в результате деформации определенных участков литосферы. Автором вполне обоснованно показано периодическое образование на месте нынешнего Каспийского моря – трех автономных водоемов, разделенных между собой двумя тектоническими поднятиями, проходящими поперек Каспийского моря – Апшеронским и Мангышлакским порогами. Периодическое вздымание и опускание указанных порогов приводили, в геологическом прошлом, к периодическому разделению Каспийского моря на три водоема и их последующему слиянию в единый водоем, каким мы его знаем в настоящее время.

Большая часть данной монографии отражает разделы докторской диссертации Халилова Э.Н., блестяще защищенной им в 1990 году в возрасте 31 год на кафедре динамической геологии Московского Государственного Университета им. М. В. Ломоносова.

Необходимо отметить, что диссертация была представлена к защите Халиловым Э.Н. в 1989 году, пройдя до момента защиты, обсуждения во многих ведущих НИИ Советского Союза, включая ИФЗ им. О. Ю. Шмидта АН СССР, ГИН АН СССР, Институт Океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР, ИГИРГИ, Институт Литосферы АН СССР, Институт Геофизики АН Украины и др., что свидетельствует о серьезной научной экспертизе данного труда.

Монография Халилова Э.Н. «Глубинное строение и геодинамика Кавказско-Каспийского региона» является завершенным фундаментальным научным трудом, представляющим интерес для широкого круга ученых в области наук о Земле.

1. ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ И ГЕОДИНАМИКА КАВКАЗСКО-КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА

1.1. Геолого-геофизическая изученность и глубинное строение Кавказско-Каспийского региона

Данные по тектоническому строению, сейсмичности и глубинной структуре земной коры Кавказско-Копетдагского региона обобщены в работах Хайна В.Е., Мехтиева Ш.Ф., Шихалибейли Э.Ш., Али-Заде А.А., Алиханова Э.Н., Ахмедбейли Ф.С., Мамедова П.З., Гасанова А.Г., Гаджиева Р.М., Гаджиева Т.Г., Фейзуллаева Ф.А., Халилова Э.Н., Мамедова А.Р., Раджабова М.М., Керимова В.Ю., Белоусова В.В., Броды И.О., Архангельского А.Д., Федынского В.В., Балавадзе Б.К., Муратова М.В., Краснопевцевой Г.В., Шатского Н.С., Кирилловой И.В., Ананьина И.В., Уломова В.И., Сорского А.А., Милановского Е.Е., Гугунава Г.Е., Куликова В.И., Цимельзона И.О., Борисова А.А., Маловицкого Я.П., Резанова И.А., Гальперина Е.И., Гугунава Г.Е., Любимовой Е.А., Шевченко В.И. и др. /22-27, 33, 34, 36, 38, 40, 43-47, 49, 52, 59, 61-63, 73-78, 85, 87-88, 91, 93-94, 98, 101-102, 126-128, 130-132, 141, 144-145, 153, 155-161, 163, 168- 173, 177, 218/.

По всему рассматриваемому региону имеются данные сейсморазведки (МОВ, ГСЗ, КМПВ), гравиметрии и магнитометрии, аэро- и гидромагнитной съемки, электроразведки и, в частности, ГМТЗ, а также данные мультиспектральных космических снимков.

Горные сооружения Кавказа, Копетдага, Балхана и Кубадага с прилегающими депрессионными зонами являются частями Альпийской складчатой области. Каспийское море пространственно разделяет, но дно его тектонически связывает

восточную часть Кавказа и западную часть Средней Азии. Высказывались различные точки зрения на характер соотношения складчатости Юго-Восточного Кавказа, Эльбурса, Копетдага и Прибалханья. В основном существовали два взгляда. Сторонники первого считали, что юго-восточная часть Большого Кавказа не продолжается к востоку к Прибалханской складчатой зоне, а срезается Каспийским морем и затухает, круто поворачивая на юг и через Эльбурскую горную систему сопрягается с Копетдагом (В.П.Ренгартен, В.В.Богачев, А.М.Овчинников). Сторонники второго взгляда считают, что погружение Большого Кавказа продолжается к востоку в море и отображено в рельефе дна Каспия в виде Апшеронского порога, связывающего Большой Кавказ с Кубадагом, Большим Балаханом и Копетдагом. Этот взгляд высказывало большинство геологов (Г.В. Абих, Н.И. Андрусов, А.Д. Архангельский, И.М. Губкин, М.В. Муратов, А.А. Али-заде, С.М. Апресов, М.Ф. Мирчинк, В.Е. Хайн, В.И. Куликов и др.), и его придерживается автор данной работы. На сегодняшний день этот взгляд значительно подкреплен результатом геофизических исследований / 87, 158/.

На территориях Кавказа, Южного Каспия и в Западного Туркменистана выполнено значительное число профилей ГСЗ, а также профилей КМПВ, МОВ и МОГТ, давших уникальный материал для расшифровки глубинного геологического строения этих территорий. Первые работы по изучению мегантиклинория Большого Кавказа методом глубинного сейсмического зондирования были проведены по профилю Степное-Бакуриани (Юров, 1963). По профилям Анаклия-Зестафони и Черное море – Каспийское море Краснoperцевой Г.В. /74/ были исследованы южные отроги Большого Кавказа и Дзирульский массив.

Меридиональный профиль ГСЗ через Большой Кавказ по линии Грозный-Шамхор был также составлен Красноперцевой Г.В. и другими /76/. Этот профиль является частью регионального профиля ГСЗ по линии Волгоград-Нахичевань /75/.

Профиль Степное-Бакуриани имеет протяженность около 300 км. Он пересекает Предкавказье, Центральный Кавказ и Закавказскую межгорную впадину. Центральная часть профиля попадает на тот участок, где только начинается погружение кристаллического фундамента Центрального Кавказа на восток, где доступны изучению, как кристаллический фундамент, так и осадочный чехол. Профиль Волгоград-Нахичевань пересекает Предкавказье, Восточный Кавказ и большую часть Закавказской депрессии.

На территории Кавказа также проведены гравиметрические и магнитометрические работы, показавшие, что гравитационное и магнитное поля Кавказа аномальны, сложны и очень различны в его разных областях. В аномалиях Буге гравитационное поле характеризуется общим отрицательным уровнем, а в аномалиях с изостатическими редукциями - чередование положительных и отрицательных аномалий с преобладанием первых из них /28/.

Территория Кавказа была также изучена по данным глубинного магнито-теллурического зондирования (ГМТЗ). Г.Е. Гугунава выявил на Кавказе по данным ГМТЗ проводящий слой, отождествленный с «астеносферой» и погружающий с юга на север /46,47/. Аномалии магнитного поля Кавказского региона изучены, главным образом, на площадях краевых прогибов и межгорных впадин, тогда, как высокогорные области Большого Кавказа исследованы мало. Акватория Каспийского моря также является одним из наиболее изученных, геофизическими методами,

регионов. Здесь, в значительных объемах, проведены гравимагнитные исследования, электроразведочные, сейсмические (ГСЗ-КМПЗ, МОВ, СГТ) работы и т.д. На акватории Среднего Каспия проводилась гидромагнитная съемка. На всей акватории Северного и Среднего Каспия проведена гравиметрическая съемка с использованием донных гравиметров. Работы ГСЗ на Каспийском море начали проводиться с 1956 года межведомственной экспедицией региональной сейсмики. Опытно-методические исследования проводились одновременно с решением геофизической задачи изучения глубинного строения земной коры центральной части Каспийского моря. Это имело самостоятельный интерес для выяснения многих вопросов, непосредственно относящихся к практике.

В конце 50-х годов в южной части акватории Среднего Каспия, а также в Южном Каспии отработано 13 сейсмических профилей ГСЗ, общий метраж которых составил 2519 пог. км, из которых на Средний Каспий приходится 850 пог. км. В 1974 г. ИО АН СССР отработал один профиль ГСМ-КМПЗ (60 пог. км) в центральной части Среднего Каспия. Через акваторию Северного Каспия отработан ряд региональных сейсмических профилей МОВ и МОГТ. Поисковые сейсмические исследования МОВ и, в меньшей степени МОГТ, выполнены почти на всей шельфовой полосе Среднего Каспия до глубины 50-100 м, за исключением акватории прибрежья равнинного Дагестана и Прикарабогазья. Электроразведочные работы методами НДОЗ, ЗПС и НП проводились в разное время на шельфах Каспия.

В Южном и Среднем Каспии проводились также исследования методом ГМПЗ. Так, например, Любимова Е.А., Бердичевский М.Н.

и др. выявили в Южном Каспии проводящий слой на глубине около 60 км, погружающий с юга на север /92/.

Территория Юго-Западной Туркмении также достаточно хорошо изучена географическими исследованиями. Для этой территории спорными являются профиль ГСЗ-КМПЗ Атрек-Сагиз, проходящий в меридиональном направлении по восточному побережью Каспия (в интерпретации С.С. Чамо), рис.1 и профиль ГСЗ о.Огурчинский-Сарыкамышская впадина в интерпретации Б.А. Харикова и И.В. Гайдулина /163/ (рис.2).

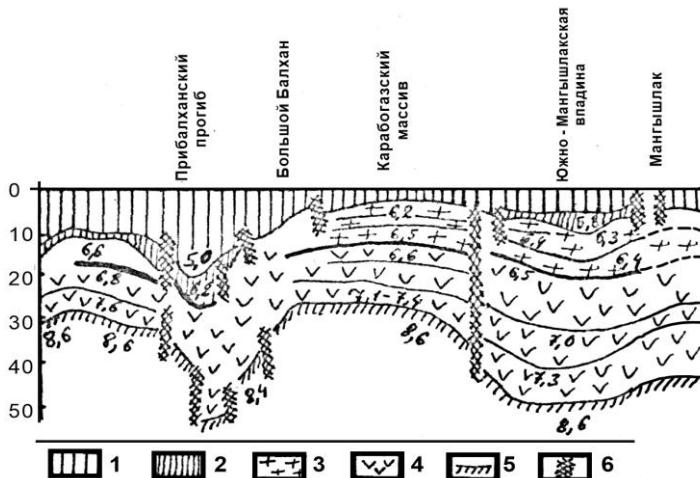


Рис.1. Сейсмический профиль Атрек-Сагиз. (по С.С. Чамо, 1962)

1- Альпийский комплекс; 2 - герцинский комплекс; 3 -байкальский и «гранитный» слои; 4 - «базальтовый» слой; 5 - граница M; 6 - разломы.

Профиль Атрек-Сагиз с юга на север пересекает восточную часть Закаспийской впадины, захватывая такие тектонические зоны, как северное крыло Предэльбурского прогиба, Аладаг-Мессерианскую зону, Прибалханскую впадину, Кубадаг-Большебалханский мегантиклиниорий, Карабогаский свод, Южно-

Мангышлакский прогиб, и Мангышлакское поднятие, Северо-Устюртскую и Прикаспийские впадины.



Рис.2. Сейсмический профиль о. Огурчинский-Сарыкамышская впадина.
(Б.А. Хариков и И.В. Гайдулина).

1-отл. кайнозоя; 2- отл. мезозоя; 3- отл. мезозоя; 4- отл. палеозоя;
5- глубинные разломы в земной коре; 6- метаморфизованный слой;
7- «гранитный» слой; 8-«базальтовый» слой; 9- поверхность Мохо;
10-глубинные разломы в верхней мантии.

Данный профиль является одним из наиболее детальных профилей ГСЗ, составленных в СССР. На всем протяжении было выполнено сплошное профилирование.

Глубинное строение Прибалханской впадины и ее сочленения с Карабогазским сводом более отчетливо видно на профиле ГСЗ о.Огурчинский-Сарыкамышская впадина. Б.А. Хариков выделяет в Прибалханской впадине следующие складчатые комплексы: кайназойский, мезозойский, палеозойский, метаморфизованные палеозойские отложения и т.д.

Магнитное поле Западно-Туркменской впадины и Западного Копетдага, по сравнению с окружающими платформенными областями, характеризуется значительно более слабыми значениями аномального фона.

Если учесть нормальное поле, то среднее значение остаточных аномалий здесь близко к нулю /163/.

В последнее десятилетие быстро и успешно развивается космогеологический метод изучения Земли. Подавляющее большинство исследователей признает большую ценность поступающей геологической информации, полученных из космоса. Благодаря получению космических фотоснимков появилась возможность изучения земной коры в региональном плане.

Космические снимки позволяют выявить новые региональные разломы или зоны разломов, валообразные поднятия, а также новые и ранее неизвестные тектонические элементы.

Дешифрирование космических снимков территории Кавказско-Копетдагского региона посвящены немало работ /63, 64, 67, 86, 112/ и др.

Так, например, Р.А. Агамирзоевым /7/ в полосе, соответствующей Ленгибиз-Сальянскому линеаменту, выделен Восточно-Куринский глубинный разлом, который проникает до низов кристаллического фундамента. Другая группа северо-восточного простирания протягивается примерно вдоль берега Каспийского моря в интервале гора Тоурагай- пос.Биби-Эйбат /7/.

На космических снимках выделяются и очень крупные линеаменты, характеризующие глубинные разломы планетарного масштаба, как, например, Пальмиро-Апшеронский линеамент, Искандерон-Махачкалинский и др.

Из вышеизложенного можно сделать вывод, что Кавказско-Качпийский регион досконально исследован всеми видами геофизических методов, а также посредством дистанционного зондирования Земли из космоса.

Однако, несмотря на это, многие вопросы остаются все еще открытыми. На сегодняшний день не существует единой общепринятой модели глубинного строения Кавказско-Каспийского региона, объясняющей все многообразие процессов, характерных для этой территории.

Как уже было отмечено, на территории Кавказско-Каспийского региона были проведены сейсмические исследования методом ГСЗ. Существует множество вариантов интерпретации этих данных. В настоящей работе сделана попытка интерпретировать существующий геолого-геофизический материал с учетом положений теории тектоники плит.

На Кавказе, при построениях модели глубинного строения литосферы, использовались следующие профили ГСЗ: Черное море - Каспийское море, Степное-Бакуриани; Волгоград-Нахичевань. Использовались также профиль КМПЗ по линии Араксинский межгорный прогиб - Терско-Каспийский прогиб.

На Каспии и в Юго-Западной Туркмении опорными были профили ГМЗ о.Огурчинский-Сарыкамышская впадина; Атрек-Сагиз; Пехлеви-о.Жилой; о.Жилой-Бек-Таш; о.Жилой-Астрахань др.

На профилях Степное-Бакуриана и Волгоград-Нахичевань выделяется несколько групп волн, из которых, первая связана с границами раздела, расположенными в верхней части осадочного чехла. Последняя характеризуется средней пластовой скростью 3,6 км/с в Предкавказье и 3,2 км/с в Закавказской депрессии /73, 76/.

В Предкавказье глубина погружения палеозойского складчатого фундамента достигает 8-10 км. Здесь выделяется Терско-Сулакский прогиб, осложненный локальным поднятием в районе Терского и Сунженского хребтов. Границная скорость в

среднем 5,3-5,7 км/с (профиль Волгоград-Нахичевань, рис.3) увеличивается на запад до 5,9-6,2 км/с (профиль Степное-Бакуриани) /129/.

Ниже расположена поверхность «гранитного» слоя, которая в районе Большого Кавказа и Закавказья характеризуется скоростями от 6,2 до 6,6 км/с. В районе Дзирульского массива граничные скорости понижаются до 5,7 км/с, а на других участках их величина изменяется от 5,8-6,2 км/с. /73/.

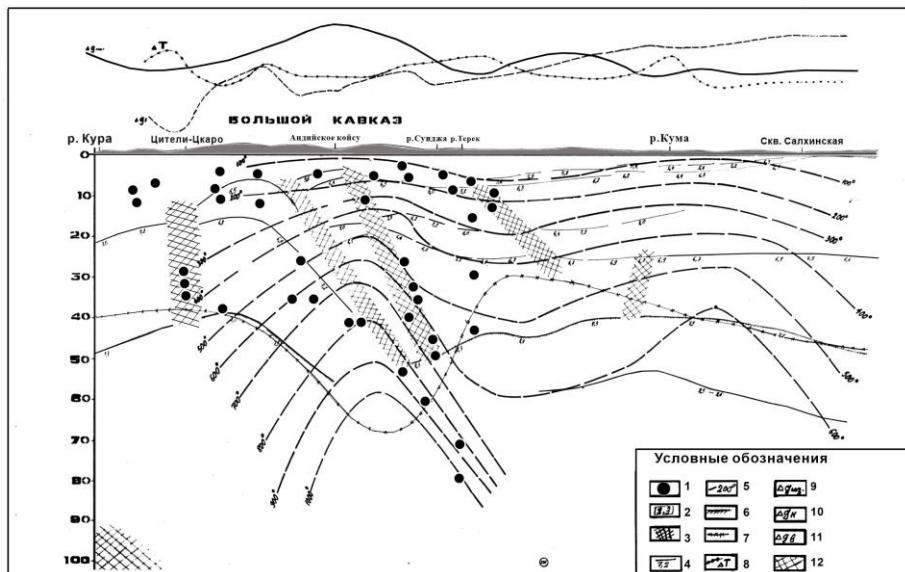


Рис.3. Комплексный геофизический профиль Волгоград-Нахичевань (составил Халилов Э.Н.).

1-Очаги землетрясений; 2- плотность; 3- глубинные разломы;
4- сейсмические границы; 5- геоизотермы; 6- поверхность Мохо;
7- рассчитанная на основе данных гравиметрии поверхность Мохо;
8- аномалии магнитного поля; 9- изостатические аномалии силы тяжести;
11- вычисленные значения силы тяжести; 12- астеносфера.
При составлении профиля использовались данные /2, 45,72-80, 171/.

Далее выделяется очень интенсивная граница «базальтового» слоя, который соответствует скорости 6,8-7,5 км/с. На профиле Волгоград-Нахичевань наблюдается погружение этой границы до глубины 25-30 км.

В районе Цители-Цкаро фиксируется максимальная мощность мезокайназойских отложений. Кристаллический фундамент залегает здесь на глубине 15 км (Т.Т.Твалтвадзе, 1966). Здесь наблюдается уступ в «базальтовом» слое и резкое изменение мощности гранитного слоя. Предполагаемая здесь, по данным ГСЗ, зона глубинного разлома, является зоной сопряжения четко фиксируемого выклинивающегося «гранитного» слоя южного блока, возможно, краевой зоны древнего «континента» и «гранитного» слоя резко увеличенной мощности северного блока /171/.

Граница Мохоровичича под северной частью Большого Кавказа опускается на глубину до 60 км. Увеличение мощностей земной коры происходит здесь за счет утолщения «базальтового» слоя. Под Южной частью Большого Кавказа глубина границы М изменяется в пределах 40-45 км, уменьшаясь в Рионской и Куринской низменностях и доходит в пределах шельфа Черного и южной части Каспийского морей до 35 км (рис.4).

«Гранитный» слой в Черноморской и Южно-Каспийской впадинах выклинивается. К юго-востоку от г. Гагра кровля кристаллического фундамента располагается на глубине 8-10 км. В Черноморской впадине мощность осадочного слоя доходит до 12 км, а в Южно-Каспийской впадине до 20-25 км. Границные скорости на поверхности «базальтового» слоя в Южно-Каспийской впадине составляют 6,9-7,4 км/с.

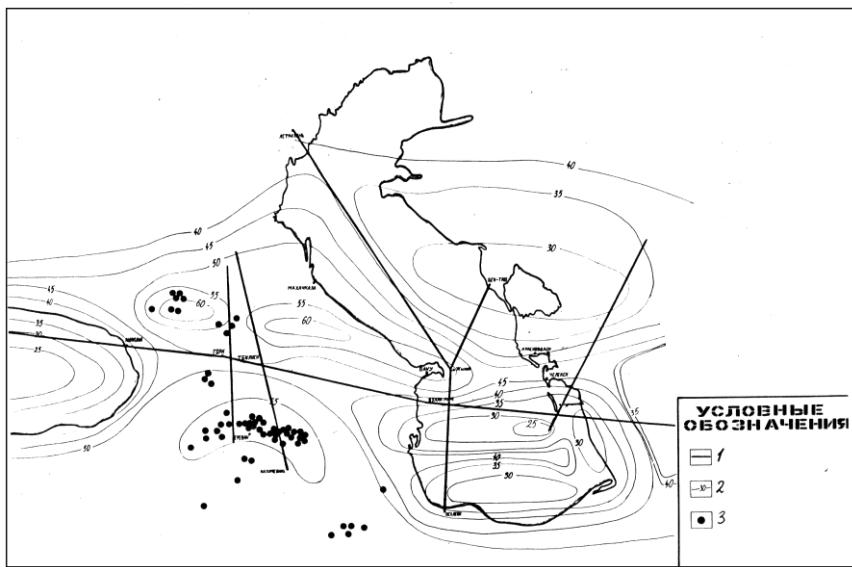


Рис.4. Карта мощности земной коры Кавказско-Копетдагского региона.
(составил Халилов Э.Н. на основе комплексных
геофизических данных).

1-Линии профилей; 2-изогипсы подошвы земной коры;
3-магматические вулканы.

В Западной Туркмении, в пределах Предкопетдагского прогиба на глубинах до 10-11 км, обнаружена сейсмическая граница с граничной скоростью 6,2-6,4 км/с. На линии профиля Атрек-Сагиз, вдоль восточного побережья Каспийского моря - граница со скоростью 6,2 км/с, залегающая в Аладаг-Мессерианской зоне на глубинах порядка 10 км. Под Карабогазским сводом мощность коры сокращается до 30-35 км, в то время как в Прибалханской впадине мощность коры составляет около 45 км, в Аладаг-

Мессирианской зоне поверхность М вновь поднимается до глубин 35-40 км (рис.4).

Гравитационное поле Кавказа аномально и сложно. В целом, Большой Кавказ характеризуется отрицательными значениями в аномалиях силы тяжести в редукции Буге. Однако, с Большим Кавказом связаны, как интенсивные гравитационные минимумы, так и относительные положительные аномалии. Относительно положительные аномалии приурочены западной части Кавказских гор.

На рис.5 показана схема элементов геофизических полей Кавказско-Копетдагского региона, составленная автором. Антиклиниорию Большого Кавказа соответствует интенсивная гравитационная депрессия, ограниченная на западе вышеуказанным максимумом.

Положительные гравитационные аномалии особенно интенсивны в юго-восточной части Большого Кавказа, где они продолжаются к югу в виде чрезвычайно-интенсивного Талыш-Вандамского гравитационного максимума.

В области Закавказских впадин расположены положительные аномалии, характеризующие Дзирульский массив и Талыш-Вандамскую зону.

Малый Кавказ также довольно сложно выражен в гравитационном отношении. Гравитационная депрессия, соответствующая Армянскому нагорью, обрамляется относительными положительными аномалиями Нахичеванской и Сомхето-Карабахской зон.



Рис.5. Схема элементов геофизических поле. (составил Халилов Э.Н.)

А- гравитационные аномалии; 1-высокоинтенсивные максимумы;
2 - интенсивные максимумы; 3 - относительные максимумы;
4 - высокоинтенсивные минимумы; 5-интенсивные минимумы;
6 - относительные минимумы; 7- зона градиентов.

Б - магнитные аномалии; 1- положительные; 2- отрицательные; 3- граница между отрицательным и положительным полем; 4 - граница областей мозаичного магнитного поля. В - поверхность проводящего слоя; 1- пункты измерения; 2- глубина кровли проводящего слоя 40-60 км; глубина кровли проводящего слоя 80-120 км; глубина кровли проводящего слоя 200 – 250 км; глубина кровли проводящего слоя 300 - 350км;

Акватория Каспия так же мозаично выражена в гравитационном поле. Так, например, погребенный кряж Карпинского выражен региональным максимумом силы тяжести.

Челекено-Махачкалинский глубинный разлом характеризуется гравитационной ступенью. Относительные положительные аномалии приурочены к Горному Мангышлаку. Несколько южнее, в пределах Среднего Каспия, расположен регионально положительный максимум. Залив Кара-Богаз-Гол отличается ярко выраженным максимумом силы тяжести, который на севере, востоке и юге ограничен резкой гравитационной ступенью.

Южно-Каспийская впадина характеризуется в северной части интенсивной отрицательной аномалией. С юга-запада, севера и севера-востока она ограничена гравитационными максимумами Талышско-Вандамской и Куба-Даг- Больше Балаханской зон.

Южно-Каспийская депрессия силы тяжести занимает, в основном, узкую полосу вдоль Апшероно-Прибалханской антиклинальной зоны, которая в западном направлении, после небольшого пережима, расширяется и распространяется в пределах Юго-Западной Туркмении. К югу от этой депрессии, в районе банки «Грязный Вулкан», располагается сравнительно интенсивный максимум силы тяжести, отделенный от Западно-Туркменской низменности узкой полосой относительных минимумов. Западнее указанного максимума силы тяжести расположен менее интенсивный максимум. На юге Каспия, северо-западнее г. Пехлеви также расположена положительная гравитационная аномалия.

Рассмотренная выше гравитационная депрессия силы тяжести в Южно-Каспийской впадине характеризует аномально большую мощность осадочного слоя (20-25 км).

Большая часть Копетдагского хребта также характеризуется гравитационной депрессией.

Аномалия магнитного поля Кавказа изучена, в основном, на площадях краевых прогибов и межгорных впадин. С севера и северо-востока Кавказ ограничивается полосой магнитных максимумов, протягивающихся через Нальчик-Грозный-Махачкалу, затем прослеживается в пределах Каспия, и, проходя несколько севернее Челекено-Махачкалинского глубинного разлома, достигает Красноводска и далее простирается вдоль южного подножия хребтов Куба-Дага, Большого Балхана, Копетдага, вплоть до меридиана Теджена. Предполагается, что она соответствует поясу глубинных разломов, являющихся отражением бывших магматических очагов.

Талыш-Вандамская зона гравитационных максимумов также характеризуется магнитными максимумами. Через Батуми, Тбилиси и Ленкоран прослеживается полоса Рионско-Куриńskих положительных магнитных аномалий.

На севере Каспия резко выражена область мозаичных аномалий магнитного поля. На западе Прикумское поднятие характеризуется положительной магнитной аномалией.

Южно-Каспийская впадина представлена относительным спокойным фоном магнитного поля. Магнитное поле Западно-Туркменской впадины и западного Копетдага, по сравнению с окружающими платформенными областями, характеризуется слабым аномальным фоном. Как Западно-Туркменская впадина, так и Западный Копетдаг, характеризуются двумя направлениями аномалий: субширотным на севере и субмеридиальным на юге.

Узкие полосы магнитных аномалий, как правило, отображают разломы, пересекающие земную кору вплоть до мантии. Обычно

эти разломы отражаются и в гравитационных аномалиях в виде узких гравитационных ступеней.

В изостатических аномалиях силы тяжести Кавказ представлен чередованием положительных и отрицательных аномалий с преобладанием первых из них. Восточная часть Большого Кавказа характеризуется интенсивными положительными остаточными изостатическими аномалиями, в то время, как Куринская низменность – интенсивными отрицательными аномалиями. В район Талыша также наблюдается интенсивная отрицательная аномалия. Юго-Восточная часть Кавказа представлена относительно ровным фоном остаточных изостатических аномалий, близким к нулевым значениям.

Терско-Каспийский прогиб в изостатических аномалиях выражен интенсивным минимумом. Средняя и Северная части Каспийского моря характеризуются относительно спокойным фоном.

Значительные перепады остаточных изостатических гравитационных аномалий свидетельствуют о высокой тектонической активности недр Кавказско-Копетдагского региона.

Схемы по поверхности Мохоровичча, «базальтового» и «астеносферных» слоев, кристаллического фундамента построены автором с учетом всех географических полей, включая данные ГМЗТ.

1.1. РАЗЛОМНО-БЛОКОВАЯ СТРУКТУРА КАВКАЗСКО-КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА ПО ДАННЫМ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ И АЭРОКОСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Роль разломов в структуре земной коры и размещении месторождений многих видов полезных ископаемых очень велика. При выявлении и изучении разломов, ведущим методом давно уже стало дешифрирование космических съемок земной поверхности.

Наиболее эффективным для изучения разломно-блоковой структуры земной коры является комплексирование космических и геофизических исследований.

Дешифрирование космических снимков (КС) – фотографических, телевизионных и сканерных, произведенное в последнее время, позволило выявить большое количество линейных и дугообразных образований в земной коре, которые были названы линеаментами.

Наиболее четкие зоны линеаментов выражены протяженными полосами с резким изменением рисунка фотоизображения. Многие из них отождествлены с известными разрывными нарушениями, зонами глубинных разломов, крупными флексурами, зонами смятия, повышенными трещиноватостями и другими дизъюнктивными тектоническими нарушениями.

Четко на космоснимках опознается краевой шов на границе молодой платформы и Альпийского складчатого пояса в северо-восточной части Кавказа. Менее отчетливо выражены зоны линеаментов, отвечающие тектоническим швам на границах древней и молодой платформы, на границе плит: Русской и Предкавказско-Туранской /63-65/. Махачкалинская зона линеа-

ментов сечет восточную Анатолию и Кавказ и состоит из серии сближенных разрывов. Пальмиро-Апшеронский линеамент протягивается по азимуту 55^0 Апшеронского полуострова на Северо-востоке и соответствует глубинному разлому.

Вышеописанные линеаменты показаны на структурно-тектонической схеме Кавказско-Копетдагского региона (рис.6).

По космическим снимкам на территории Кавказа и Предкавказья было дешифрировано много линеаментов различного направления и протяженности. Большая часть их является секущими по отношению к простиранию основных структурных элементов района. Наиболее крупные пересекают горные сооружения Большого Кавказа и уходят в пределы Предкавказья /137/.

В пределах Альпийского пояса выделяются также крупные разрывы, которые на космоснимках дешифруются в виде резких и почти прямолинейных систем долин и уступов, разделяющих области с различной структурой фотоизображения. К ним можно отнести Главный Анатолийский, Сейстанский, Главный Копетдагский, Чаманский, Талассо-Ферганский, Северо-Куньлунский разлом и др. /68/.

На Большом Кавказе выделяются также Аеса-Араганский и Самурский линеаменты. На космоснимках хорошо различается крупный перегиб, замыкающий на западе Алазанскую и Среднекуриńskую впадины и протягивающийся до восточного погружения Терско-Сунженской антиклинальной зоны /67/. Этот перегиб совпадает с глубинным разломом, пересекающим всю земную кору и выделенным автором по очагам землетрясений.

На схеме глубинных разломов Кавказско-Копетдагского региона (рис.6.) этот разлом показан как трансформный, отделяющий Южно-Каспийскую микроплиту от Черноморской.

В пределах Кавказско-Копетдагского региона по данным геолого-геофизических исследований, выделяется пять глубинных разломов планетарного масштаба: Южно-Русский, Терско-Каспийский, Крымско-Кавказско-Копетдагский, Закавказско-Западно-Туркменский, Аладаг- Мессирианский (рис.6.).

Южно-Русский разлом I пересекает северную часть Каспийского моря, причем на западе он простирается вдоль северной границы кряжа Карпинского, а на востоке вдоль южной границы Южно-Эмбенского поднятия. На космических снимках этот разлом трассируется достаточно отчетливо. Терско-Каспийский разлом II в литературе, часто описывается, как Махачкалино-Краснодарский разлом.

Этот разлом протирается вдоль северной границы Терско-Каспийского прогиба и, пересекая попerek Каспийское море, проходит через Красноводск, соединяясь с разломами Юго-Западной Туркмении. Данный разлом отчетливо отражается в геофизических полях. К этому разлому приурочена гравитационная ступень, а северная граница разлома характеризуется протяженными положительными магнитными полями. Предполагается, что этот разлом, падающий на север-северо-восток, пересекает всю земную кору и является следствием воздымания края материнской коры, при погружении под нее Южно-Каспийской микроплиты.

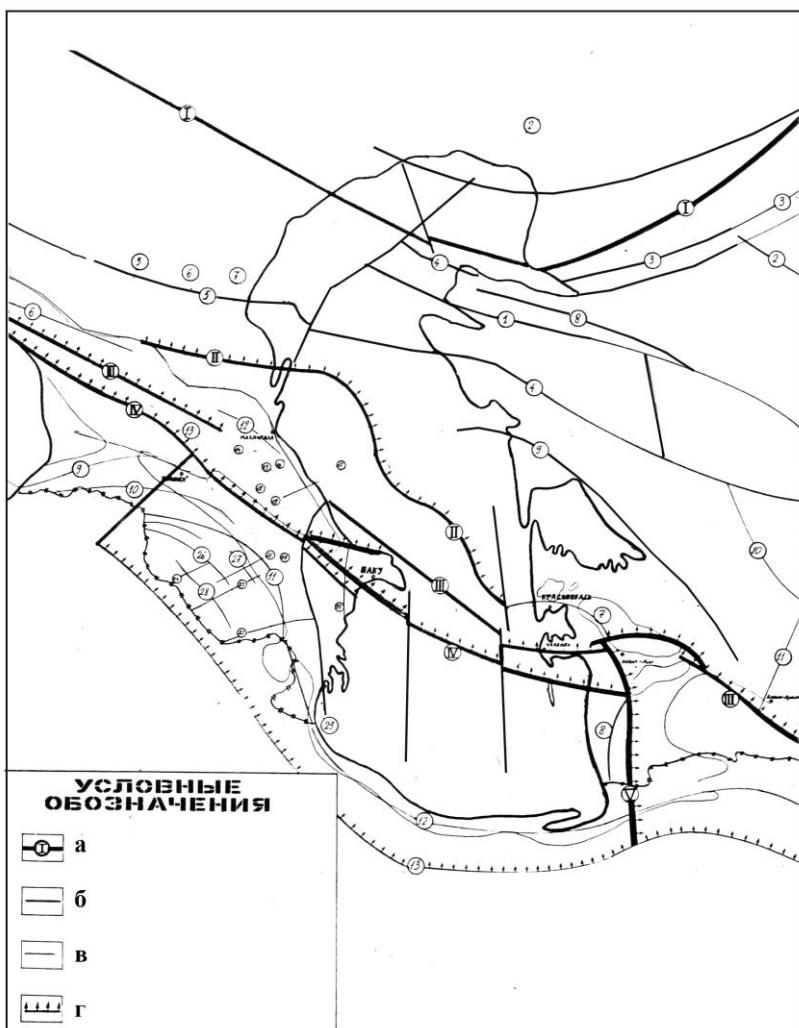


Рис.6. Схема расположения глубинных разломов Кавказско-Копетдагского региона (составил Халилов Э.Н.).
а- глубинные разломы планетарного масштаба:

I- Южно-Русский, II- Терско-Каспийский, III- Крымско-Кавказско-Копетдагский; IV- Закавказско-Западно-Туркменский; V- Аладаг-

Мессирианский ; б- межглыбовые разломы.

1- Северо-Мангышлакско-Устюртский; 2- Главный Уральский; 3- Акуловский; 4- Южно-Мангышлакско-Устюртский, 5- Северо-Манычский, 6- Черкесский; 7- Северо-Кубадагский; 8- Щорджа-Геочинский; 9- Северный Аджаро-Триалетский ; 10- Локско-Талышский; 11- Мещед-Горганский, 12- Себзеварский.

в - глубинные разломы:

1 - Северо-Астраханско -Убыбайский; 2-северо-Каспийский; 3- Кумтюбинский; 4 – Мынсуалмазско - Чушкакульский; 5 - Западно-Ставрапольский; 6 - Георгиевско-Арагирский; 7 - Ардоно-Затеречный; 8 - Бузачинский; 9- Туаркырский; 10- Тасоюк-Тедженский; 11- Центральнокаракумский; 12- Терский; 13-Кабеши-Ужбинский; 14- Владикавказский; 15- Ушкортско-Чирахский; 16- Восточно – Мугринский; 17 - Дербентский; 18 - Закатало-Шамкорский; 19-Шеки-Евлахский; 20 - Куткашен-Чыхырлинский; 21 - Тертерский; 22 – Яшминский; 23 - Хачинчайский; 24 - Мровдаг-Зодский; 25 - Нижне-Араксинский; 26 - Анкавано-Зангезурский; 27 - Савано-Акеринский; 28- Еревано-Ордубадский; 29-Западно-Каспийский.

г - направление падения разломов.

Наличие вдоль разлома положительных магнитных аномалий свидетельствует о приуроченности к этому разлому магматических очагов.

Крымско-Кавказско-Копетдагский разлом III простирается от Крыма через Кавказ и Каспий до Копетдагского хребта. По мнению автора, данный разлом почти до восточного побережья Каспия характеризует ту часть зоны ЗБ, где субдуктирующая плита начинает внедрение в верхнюю мантию. По данным ГСЗ этот разлом характеризуется отсутствием отражающих границ от поверхности Мохо. Та часть разлома, которая расположена в

пределах Каспия, в литературе часто описывается как Челекено-Апшеронский глубинный разлом.

Закавказско-Западно-Туркменский разлом IV простирается вдоль Южного склона Большого Кавказа и Апшеронского порога. В пределах Каспия этот разлом часто называют Сангачало-Огурчинским. Данный разлом примерно до середины Каспия, по мнению автора, является поверхностным отображением начала зоны субдукции.

Кроме указанных разломов субмеридиальной ориентации, имеется ряд межглыбовых разломов, среди которых наиболее крупными являются Северо-Мангышлакско-Устюртский, Южно-Мангышлакско-Устюртский, Северный Аджаро-Триалетский и др.

Среди разломов субкавказского простирания, наиболее крупным является разлом, пересекающий складчатые сооружения Малого и Большого Кавказа восточнее Дзирульского массива. Этот разлом, как было отмечено выше, является трансформным и выделяется по совокупности геолого-геофизических данных, данных сейсмологии и космических снимков. Другим крупным разломом меридионального простирания является Западно-Каспийский разлом, который хорошо отражается в аномалиях микросейсмических полей землетрясений и на космических снимках /7/.

В пределах Южно-Каспийской впадины выделяются два разлома меридионального направления, один из которых расположен в западной части Южно-Каспийской впадины, а второй – в восточной, причем второй разлом прослеживается в пределах Среднего Каспия.

Аладаг-Мессирианский глубинный разлом V простирается почти в меридиональном направлении вдоль Юго-Западного склона

Копетдага и является поверхностным отображением начала зоны субдукции под Копетдагский хребет.

Если Южно-Каспийская впадина представляет собой реликт древнего палеокеана «Тетис», то Куринская депрессия является переходной зоной, характеризующейся наличием гранитного слоя. Погружение Куринской депрессии со сравнительно мощной корой под восточную часть Большого Кавказа и тонкой океанической коры Южного Каспия под Апшеронский порог привело к перераспределению напряжений и возникновению многочисленных глубинных разломов субмеридионального простираия.

Помимо нижеперечисленных разломов планетарного масштаба, Кавказско-Копетдагский регион осложняет множество более мелких разломов. Все эти разломы разделяют данный регион на крупные и мелкие блоки, которые, в свою очередь, имеют возможность перемещаться один относительно другого. Исходя из этого, возможно, что погружение Южно-Каспийской микроплиты, под Евразиатскую литосферную плиту, происходит посредством поочередного погружения отдельных блоков. Как было указано выше, Южно-Каспийская впадина делится на три крупных блока: Западный, Средний и Восточный (рис.6.), причем северная часть восточного блока отделена Сангачало-Огурчинским глубинным разломом и может быть рассмотрена, как самостоятельный блок. Движение блоков сопровождается трением на границах, что в свою очередь определяет их повышенную сейсмичность.

В Кавказско-Копетдагском регионе автор выделяет пять разломов планетарного масштаба, имеющих протяженность 1000 и более км, пересекающих всю земную кору, 16 межглыбовых разломов протяженностью от 300 до 1000 км, пересекающих кристаллический фундамент и около 30 глубинных разломов

протяженностью от 100 до 300 км. Автором не рассматривались локальные разломы и нарушения.

Из вышеизложенного можно сделать вывод, что предлагаемая модель глубинного строения Кавказско-Копетдагского региона достаточно полно объясняет его разломно-блоковое строение.

2. НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАВКАЗСКО-КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА

Исследование ориентации осей главных напряжений в очагах землетрясений позволяет выявить характер напряженного состояния в очагах землетрясений данного района и судить об ориентации осей в поле упругих напряжений Земли. Обобщение результатов исследований, проведенных на основе наблюдений над сильнейшими землетрясениями мира, показывает /20/, что ориентация главных осей в поле упругих напряжений Земли соответствует простиранию основных тектонических структур и в области однотипного напряженного состояния имеет планетарные размеры.

Установленные, на основе наблюдений над сильными землетрясениями, общие закономерности ориентации главных осей в поле упругих напряжений Земли для района, который тянется через Кавказ, Апшеронский полуостров, Каспийское море и Центральную Азию, показывает, что он находится в напряженном состоянии горизонтального сжатия, ориентированного преимущественно перпендикулярно к простиранию структур /171,172/.

Исследование осей напряжений в очагах землетрясений, проведенные Агаларовой Э.Б. (1971 г.) показал, что Нижне-

Куринская низменность характеризуется, преимущественно, напряжениями растяжения, ориентированными вкrest простирания структуры Большого Кавказа /3, 4/. Глубины исследуемых при этом очагов землетрясений (7 землетрясений), уточненные по работе /4/, расположены в пределах 10-35 км.

При погружении литосферной плиты под складчатую систему Большого Кавказа, последняя несколько приподнимается, при этом верхняя часть литосферы испытывает преимущественное сжатие. Тогда, как нижняя подвергается растяжению.

Ориентация осей главных напряжений Кавказа резко отличается от ориентации этих осей в районе Средиземноморья. Если в Средиземноморье для осей напряжений сжатия не выделяется определенная ориентация, то здесь эти оси имеют четко выраженную горизонтальную направленность. Оси промежуточного назначения во всех исследованных очагах имеют субгоризонтальную ориентацию.

Исследование осей напряжений Ирана показывает, что оси напряжения сжатия ориентированы почти горизонтально, а их направления имеют преимущественное направление, близкое к вертикальному. Движения типа надвига и взброса являются преобладающими /4/.

Таким образом, на основе материалов /3, 4, 20, 61, 172/ была составлена схематическая карта ориентаций осей напряжений земной коры Кавказско-Копетдагского региона (рис.7).

Из полученной схемы можно сделать вывод, что Кавказ и Копетдаг характеризуются напряжениями сжатия, оси которых направлены перпендикулярно к складчатым структурам, в то время как Прикуринская и Западно-Туркменская низменности, а также южная часть Каспийского моря характеризуются напряжениями

растяжений, оси которых направлены вкrest простирания структур. Такое распределение напряжений объяснить следующим образом. При погружении Южно-Каспийской микроплиты под Евразиатскую плиту, Южно-Каспийская плита сильно изгибаются, при этом подошва литосфера испытывает напряжение сжатия, в то время как верхняя часть разреза подвергается растяжению.

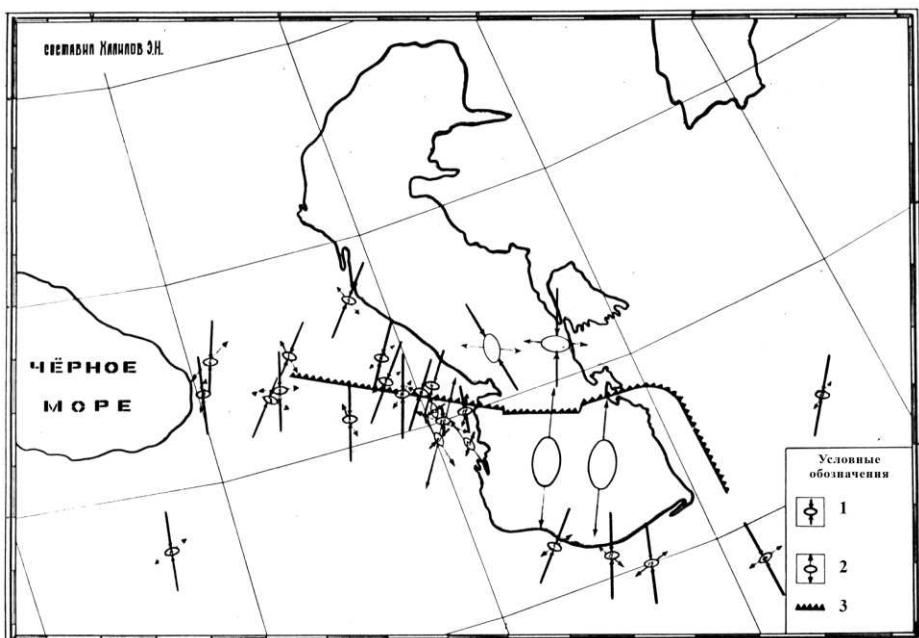


Рис.7. Карта осей напряжений Кавказско-Каспийского региона (составил Халилов Э.Н. по материалам /3, 4, 19, 172/).

1 - оси напряжения сжатия; 2 - оси напряжения растяжения, 3-зона субдукции.

Так, в состав Южно-Каспийской микроплиты входят Прикуринская низменность, Южный Каспий и Западно-Туркменская низменность, при этом именно они подвергаются сильному изгибу

и, как следствие, растяжению в верхней части литосферы (0-35 км при общей мощности литосферы 70-80 км). В то же время край Евразийской плиты несколько приподнимается, как бы наползая на Южно-Каспийскую микроплиту, вследствие чего подошва земной коры здесь испытывает напряжение растяжения, а осадочный слой подвергается сжатию /61/.

Кроме того, столкновение континентов, которое на западе микроплиты начинается с Дзирульского поднятия, а на Востоке – с Копетдагского хребта, привело к сильному сжатию и, как следствие – горообразованию.

Для выявления более полной картины напряженного состояния земной коры рассматриваемого региона, особый интерес представляет исследование осей складок (рис.8). Оси складок осадочного чехла, расположенных в Куринской депрессии, имеют кавказское направление, в то время, как в Южно-Каспийской впадине направление осей складок плавно изменяется в меридиальное, причем главный изгиб осей складок в том же направлении наблюдается и в Западно-Туркменской депрессии. Такое направление осей складок позволяет предположить, что соскабливание осадочного чехла и, как следствие, складкообразование происходит в двух направлениях: в Куринской депрессии и в западной части Южно-Каспийской впадины – в субмеридиальном, а в Западно-Туркменской депрессии – почти меридиальном.

Как уже отмечалось, сложная деформация Южно-Каспийской микроплиты при ее погружении под Евроазиатскую литосферную плиту, приводит к образованию многочисленных разломов в земной коре, как меридиального, так и субмеридиального направлений. Эти разломы расчленяют Южно-Каспийскую микроплиту в целом

и акваторию Южного Каспия, в частности, на ряд крупных блоков, или сегментов. Так, Ш.Ф.Мехтиев и др. (1982 г.) выделяет здесь 6 крупных блоков, ограниченных разломами: Апшероно-Прибалханский, Западный, Центральный, Восточный, Предтальышский и Предэльбурский.

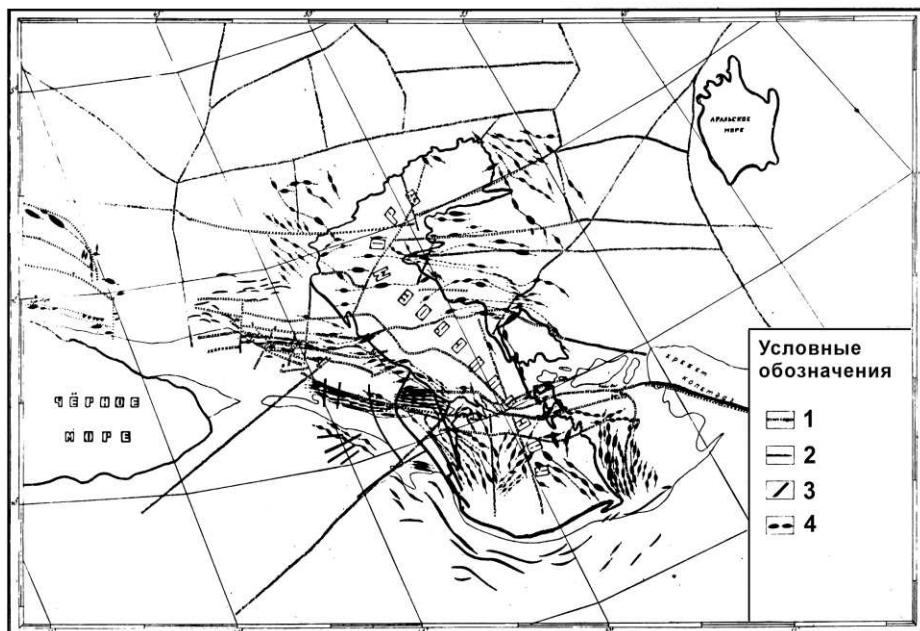


Рис.8. Структурно-тектоническая схема Кавказско-Каспийского региона
(составил Халилов Э.Н.).

1-глубинные разломы, выявленные по данным геолого-геофизических исследований; 2 - предполагаемые глубинные разломы планетарного характера, выявленные по данным дешифрирования космических снимков (линеаменты); 3 - глубинные разломы поперечные к структуре Кавказа; 4 - складки «осадочного» слоя (выявленные структуры).

Принимая во внимание блоковое строение Южного Каспия, можно предположить, что погружение микроплиты происходит не в виде единой, монолитно жесткой пластины, а посредством

поочередного погружения отдельных ее блоков, при этом возможно смещение одних блоков, относительно других, что приводит к возникновению землетрясений, очаги которых приурочены к границам этих блоков.

Как видно, предлагаемая модель глубинного строения Кавказско-Каспийского региона, основанная на положениях тектоники литосферных плит, наиболее полно объясняет сейсмичность, разломно-блочную структуру и направление осей напряжений данного района.

3. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЛИТОСФЕРЫ ОРОГЕННЫХ ЗОН

3.1. Модели земной коры

Построение геологических моделей земной коры – одна из наиболее актуальных и сложных проблем современной геологии и геофизики. Дело в том, что различные исследователи, применяя разные методы интерпретации одних и тех геофизических данных о глубинном строении земной коры, предлагают ее геологические модели, существенно отличающие между собой. Кроме того, геофизические методы, основанные на изучении разных физических параметров, часто приводят интерпретаторов к противоречивым выводам.

Одним из наиболее выдающихся фундаментальных трудов в области изучения тектоники и геодинамики Земли, является монография В.Е.Хаина, «Тектоника континентов и океанов», опубликованная им в 2001 году /154/.

Как известно, подавляющее большинство геологических моделей земной коры составлено на основе данных сейсмических методов, в частности, ГСЗ и КМПВ. В последние годы стали также широко применяться методы изучения земной коры, основанные на регистрации сейсмических волн от землетрясений.

Методика изучения строения земной коры и верхней мантии с помощью аппаратуры «Земля», разрабатываемая в СССР Померанцевой И.В. и др. /125/, заключается в регистрации продольных (P), поперечных (S), обменных (PS) и других волновых полей, возбуждаемых землетрясениями и взрывами и регистрируемых от эпицентральных расстояний Δ от 0 до 160^0 в диапазоне частот от 0,5 до 10-20 Гц.

Одновременная регистрация станциями «Земля» волн различных типов позволяет составить скоростные, временные, а при наличии хорошей калибровки каналов – и динамические модели земной коры /125/.

Помимо сейсмических методов, в качестве дополнительных, используются гравиметрические, магнитометрические и электромагнитные методы, в частности ГМТЗ.

Представления о строении земной коры описаны также в работах /154, 208, 215/. Традиционная модель земной коры состоит из тонкого осадочного слоя, гранитного и базальтовых слоев примерно в равной мощности. Современная типовая модель С.Смитсона содержит верхнекристаллический слой, насыщенный гранитными интрузиями; средний магматический слой и нижний андезитовый, покрывающий мантию ультраосновного состава.

Проводимые Министерством геологии СССР региональные исследования /55/ показали:

1. Модели среды земной коры и верхней мантии, которые были положены в основу комплексной интерпретации, являются слишком упрощенными по сравнению со сложной реальной средой;
2. Существование значительной вертикальной и латеральной неоднородности в строение земной коры;
3. Наличие в земной коре и верхней мантии, наряду с геологическими (структурно-вещественными), границ, отражающих, скорее всего, геодинамическое состояние среды, в частности, существование на небольших глубинах в коре (10-15 км) волноводов, вскрытых, например, Кольской сверхглубокой скважиной;
4. Существование скоростных неоднородностей среды и вариаций их в пространстве, что подтверждает выводы о сложных и неоднозначных соответствиях глубинных структур с приповерхностными геологическими образованиями.

По мнению авторов работы /132/, в земной коре выделяются всего три основных слоя – верхний, промежуточный и нижний. Верхний представлен породами со скоростями от 3,5-6,0 до 6,3-6,4 км/сек. Сложен он дислоцированным осадочными, эфузивными и интрузивными породами преимущественного кислого состава. Для промежуточного слоя характерны скорости сейсмических волн 6,4-6,7 км/сек. К промежуточному слою приурочены волноводы и уменьшенное количество очагов землетрясений.

Надо отметить, что подавляющее число исследователей разделяют земную кору на три толщи.

М.Берри и Дж.Майр /185/ на основе анализа обобщенной сейсмической модели земной коры для Западной Европы предполагают ряд общих свойств континентальной коры – быстрое

увеличение скорости сейсмических волн в верхних частях (1-2 км) кристаллической коры и медленное ее нарастание до глубины 10 км; уменьшение скорости в средней части коры и затем возвращение ее к значениям, наблюдаемым над волноводом.

По мнению Булина Н.К. /32/, консолидированная толща земной коры состоит из двух слоев: верхнего и нижнего. Мощность верхнего – 3-15 км, он отделяется от нижнего устойчивой границей А, с граничной скоростью 6,3-6,6 км/сек. Кровля «базальтового» слоя (граница Конрада) располагается внутри нижнего слоя на 8-10 км ниже границы А. Имеются данные о приуроченности границы А к подошве слоя пониженной скорости сейсмических волн. В сейсмоактивных зонах к рассматриваемой границе тяготеют гипоцентры землетрясений. Совокупность приведенных данных свидетельствует о скачкообразном изменении физических свойств и напряженном состоянии пород в пределах узкого интервала близ горизонта А /80/. Наибольшие изменения упругих и других свойств иногда отмечаются не на уровне горизонта А, а близи границы А₁ – спутника аналога горизонта А, расположенного на 3-4 км глубже.

В работе /41/ предлагается принять тезис о существовании сиалической земной коры, по меньшей мере, трех типов:

1. Трехслойная кора средней толщины – «платформенный тип коры» (мощностью около 35 км);
2. Трехслойная кора в альпийских складчатых зонах – «тип коры альпийских складчатых зон» (мощностью до 70 км);
3. Двухслойная кора, приуроченная к океанам – «океанический тип коры» (мощностью около 10 км).

Как указывают авторы работы /55/, пересмотр материалов ГСЗ в сочетании с данными о более детальных наблюдений МОВ-ОГТ и работ на длинных профилях с регистрацией обменных волн от

больших взрывов, позволил, в последнее время, отказаться от деления консолидированной коры на гранитный и базальтовый слои, предложив новый вариант модели консолидированной коры. По величине осредненных пластовых скоростей можно наметить три скоростных этажа: верхний - $V_p = 5,5\text{--}6,3$; промежуточный – $V_p = 6,4\text{--}6,7$; нижний – $V_p = 6,8\text{--}7,6$ км/сек.

В соответствии с наиболее распространенной моделью Г. Шора, кора океанов состоит из тонкого осадочного слоя, переходного, или второго, и океанического, или третьего.

Идея об аномальном строении земной коры океанов на основе сейсмологических данных, по-видимому, впервые была выдвинута Б.Гутенбергом и С.Рихтером в 1939 г. /192, 193/.

Совершенно новую сейсмическую модель земной коры океанов предложил Н.К.Буллин (1980 г.), по мнению которого поверхность Мохоровичча в океанах залегает значительно глубже, чем по существующим представлениям. Н.К.Буллин предлагает выделять в земной коре океанов следующие слои: осадочный ($V_p = 1,7$ км/сек); вулкагенно-осадочный ($V_p = 4$ км/сек); гранитно-метаморфический ($V_p = 6,2$ км/сек); базальтовый ($V_p = 7,0$ км/сек).

Надо отметить, что причины различия в химическом составе континентальной и океанической коры до сих пор не выяснены окончательно.

Базальтовый слой по существующим представления считается сложенным породами основного состава, преимущественно магматическими и частично метаморфическими в гранулитовой или амфиболитовой фации. Гранитный слой образуют породы от ультракислых гранитов до кварцевых диоритов и диоритов, в меньшей мере гнейсы и гнейсо-граниты /103,104/.

В 40-50-х годах были выдвинуты гипотезы, в соответствии с которыми, земная кора на всю свою мощность сложена одними и теми же породами. Для однородно-градиентной коры предполагалось постепенное изменение упругих и плотных характеристик с глубиной, для слоистой – скачкообразное, вследствие фазово-структурных переходов /104/.

В работе /80/ отмечается, что статистическая оценка трехслойной континентальной коры территории СССР показали наличие в консолидированной коре двух опорных границ – поверхность фундамента и граница М. Наибольшая неопределенность касается промежуточного слоя.

Г.В. Краснопевцева /80/ считает более достоверной не двухслойную модель консолидированной коры («гранитный» И «базальтовый» слои), а трехслойную.

По мнению И.П. Косминской /69/, «фронты метаморфизма могут сопоставляться с границами зон гравитации, дегравитации, эклогитизации, выделенных В.В. Белоусовым».

Как показал краткий библиографический анализ, проблема составления геологической модели земной коры все еще является не решенной и по прежнему актуальной.

3.2. Природа геологических и сейсмических границ земной коры

3.2.1. О слоях земной коры

Понятие земной коры тесно связано с пониманием физического и геологического смысла границ земной коры.

Как указывает Ю.А.Косыгин, «большинство авторов определяют слой как геологическое тело однородного литологического состава, ограниченное двумя взаимно-параллельными поверхностями, как тело плоской или плоскообразной формы» /72/.

На наш взгляд, такое понимание «слоя» создает существенные ограничения, включая терминологические осложнения. По-видимому, признак однородности литологического состава вряд ли целесообразно вводить в понимание «слоя». Правильно было бы ввести понятие «физической, химической и геологической однородности», причем, любой из критериев однородности мог бы ограничивать понятие слоя.

Большие споры вызывает даже такое, казалось бы, общепризнанное понятие, как литосфера. Так, Дон Андерсон отмечал различие критериев определения литосферы. Применялись понятия: приповерхностная литосфера толщиной 20-30 км; термальная литосфера, эквивалентная холодной оболочке Земли мощностью около 100 км с выдержаным термическим градиентом; сейсмическая литосфера над астеносферой /197/.

Весьма неоднозначны представления и о внутренних слоях, в понимании которых часто выдвигаются противоречивые суждения.

В работах /69,70, 121/ рассмотрены гипотезы, в соответствии с которыми, базальтовый слой поднимается на зону амфиболитизации или серпентинизации ультраосновных пород.

В работах /25,26/ отмечается, что средние пластовые сейсмические скорости в консолидированной коре континентов близко соответствуют скоростям в «базальтовом» слое впадин внутренних и окраинных морей, а также океанов, т.е. зон и областей, лишенных «гранитного» слоя. Это дает основание авторам /25,26/ рассматривать «базальтовый» слой глубоководных впадин в качестве недифференцированного эквивалента всей консолидированной толщи континентальной коры.

Некоторые зарубежные исследователи /199/ предполагают три типа влияния температуры на расслоение земной коры: А-интрузивное расслоение, вероятно усиленное магматическими интрузиями, наличие субгоризонтальных пропластков дифференциатов, образованных во время процесса охлаждения; В-метаморфическое расслоение, при котором частично расплавленный материал является диагенетически видоизмененным, или ориентированные минералы, создающие анизотропные гранулитовые или амфиболитовые горные породы; С- расслоение, вызванное горизонтальным сдвигом, произошедшим в толстой нижней коре при высокой температуре и низкой вязкости. При этом создается достаточно мощная зона большого числа почти горизонтальных разрывов плоскостей сдвига), расположенная ниже жесткой верхней коры с одиночными плоскостями узких разрывов.

Так в работе /199/ отмечается, что в древних холодных и жестких щитах отсутствует расслоенность в нижней коре, за исключением тех случаев, когда имеются интрузии, либо имела место недавняя тектоническая активность. Авторы работы /199/

предполагают, что субгоризонтальные слои в древней коре были образованы в среде с высокой температурой и низкой плотностью, и все еще представляют минимум вязкости.

Надо отметить, что по мере совершенствования методов интерпретации геофизических данных, изменяются и представления о строении земной коры, в частности, о положении слоев и их границ.

Так, из-за сложной скоростной модели Куринской низменности, в первых вариантах интерпретации данных ГСЗ граница М ошибочно трассировалась на глубине около 40 км, на уровне одного из высокоскоростных прослоев в низах «базальтового» слоя /132/.

Одной из наиболее интересных и актуальных, в изучении земной коры, является проблема волноводов.

3.2.2. Волноводы

Анализ огромного материала в СССР и за рубежом /79/ показал, что волноводы в земной коре распространены не повсеместно, мощность их чаще невелика (5-7 км), расположены они на разных уровнях.

Предположение о возможности существования в литосфере Земли слоев пониженной скорости сейсмических волн впервые было сделано в 1951 г., Б. Гутенбергом.

В зарубежной литературе волноводы с пониженными скоростями называют зонами пониженной скорости. По мнению автора работы /32/, определение «зона» в отношение волновода, более правомерно, чем определение «слой». Это связано с тем, что

параметры волноводов известны зачастую слишком неточно, а в некоторых случаях, лишь констатируется их наличие.

Геологическая природа волноводов обсуждалась во многих работах /32, 79, 110, 197/ и др. Однако, окончательное понимание природы волноводов пока не достигнуто.

Волноводы в земной коре территории СССР, как правило, встречаются под фанерозойскими складчатыми сооружениями в пределах Донбасса, вала Карпинского, Урала, Тянь-Шаня, Памира в интервале глубин 10-15 км. В молодых впадинах на Туранской и Западно-Сибирской плитах распространен, в основном, «нижний» волновод на глубинах 25-35 км. Слабо выражен волновод на древних щитах, локальное распространение он имеет в Рионо-Куриńskiej межгорной впадине и на Малом Кавказе, отсутствует в Терско-Каспийском прогибе, в Черноморской и Каспийских впадинах /79/.

Интерпретация данных ГСЗ по профилю Волгоград-Нахичевань /81/ позволила установить, что глубина границы Мохоровичича изменяется от 40 км в платформенных частях профиля до 57 км в пределах мегантиклиниория Большого Кавказа и до 46 км на малом Кавказе. Особенностью данного разреза является выделение в составе консолидированной коры слоев пониженных и повышенных скоростей. Волновод в земной коре обнаруживается не повсеместно. Выделен он в пределах вала Карпинского, Большого и Малого Кавказа. В первых двух районах волновод располагается в гранитном слое, на глубинах от 10 до 25 км. Пластовая скорость в нем 5,5-5,8 км/с. На Малом Кавказе волноводложен на глубинах 12-27 км, а пластовая скорость в нем 6,4-6,6 км/с.

По мнению авторов работы /25/, в горноскладчатых областях волноводы могут быть связаны с зонами частичного плавления и разогрева вещества земной коры или зонами разуплотнения пород, появление которых обязано действию тангенциальных сил и «проскальзыванию» отдельных слоев земной коры относительно друг друга.

Наиболее важным вопросом в изучении волноводов является необходимость объяснения физической сути этих слоев. Отражают ли волноводы физико-механические, химические, либо геологические свойства коры.

По мнению В.Н. Николаевского, близкие к горизонтальным корни разломов составляет волновод, в связи, с чем прерывистость границы К может быть обусловлена удалением друг от друга глубинных разломов /110/.

Таким образом, как считает автор работы /110/, коровые волноводы – это мощные трещиновато-пористые пласти, создаваемые за счет хрупкого разрушения пород при сильных землетрясениях.

Имеются фактические подтверждения гипотезы В.Н. Николаевского о природе волноводов. При бурении скважин на глубине 6-8 км в районе, примыкающим к Калифорнийскому разлому Сан-Андреас, была обнаружена зона низких сейсмических скоростей мощностью 3 км, к которой приурочена повышенная сейсмическая активность и фильтрация воды /110/.

При бурении Кольской сверхглубокой скважины на глубине 6 км был вскрыт слой повышенной трещиноватости и пониженных акустических скоростей, являющийся волноводом /110/.

3.2.3. О границах в земной коре

Еще в 1954 г. Г. Лис указал на расхождение между сейсмическими и геологическими границами. Впоследствии появилось множество гипотез о природе сейсмических границ, в соответствии с которыми эти границы обусловлены: уплотнением пород под давлением; метаморфозом; фазовыми переходами; структурными границами; сменой состава горных пород; существованием в коре тонких слоев пород высокой плотности; наличием специфических прослоев, обогащенных каким-либо минералом; изменением влагонасыщенности пород; присутствием протяженных горизонтальных разрывов, общим глобальным механическим напряжением в земной коре /105/.

Ю.Н. Годин, на основании сходства сейсмической картины при ГСЗ на платформах и при сейсморазведочных работах по изучению структуры осадочного чехла, пришел к выводу о сходстве сейсмических границ со стратиграфическими. В то же время, В.Н. Николаевский противопоставляет традиционным представлениям о том, что сейсмоотражающие границы земной коры характеризуют изменение состава горных пород, идею о проходящей на этих границах смене физико-механического состояния одного и того же типа /110/.

По мнению многих исследователей /44, 70, 121/ основные границы раздела в земной коре и ее подошва, представляют собой реальные поверхности, разграничитывающие слои, сложенными породами разного химического или петрографического состава.

Так, исследуя поле тектонических напряжений в очагах землетрясений района Вранча, П.Н. Николаев и Ю.К.Щукин предложили оригинальный метод стратификации земной коры и

верхней мантии /108/. Метод основан на анализе изменения углов наклона осей главных нормальных напряжений. По мнению авторов метода, резкое изменение наклона осей главных напряжений свидетельствует о наличии границы слоев, различающихся по своим физическим свойствам. На основе этого метода, в районе Вранча, было выделено три слоя, границы которых проходят на глубинах порядка 50-70 км.

В работе /110/ отмечается, что глубинные разломы на глубине около 10 км отклоняются от вертикального положения, переходя в горизонтальную раздробленную область и образуя зону малых скоростей. В.Н. Николаевский /110/ также отмечает, что интервал давлений и температур, при которых в разрушенных образцах создается максимально раскрытая сеть трещин (от 0,2ГПА и 200⁰С до 0,5ГПА и 400⁰С), характерен для глубинных зон пониженных скоростей сейсмических волн – волноводов, кровля которых зачастую отожествляется с границей К₁ (Конрада), а подошва – с К₂. Таким образом, одним из наиболее обоснованным, является предположение о приуроченности части сейсмических границ земной коры к зонам горизонтальных протяженных разрывов. В лабораторных условиях горизонтальные трещины могут возникать за счет больших тангенциальных напряжений τ - (порядка 0,2ПА), которые равны полуразности вертикального и горизонтальных давлений /110/.

По данным /55/, концентрация упругих напряжений земной коры происходит благодаря перемещению по субгоризонтальным зонам литосферы. Такими зонами, предполагается, можно считать внутрикоровый волновод (интервал глубин 12-17 км), границы области релаксации (~25 км) и поверхность разуплотненной мантии (40-45 км).

Максимальное тангенциальное напряжение, которое выдерживает кора, составляет 0,2-0,3 ГПа. При более высоких значениях τ - появляются множество трещин, ограничивающих дальнейшее возрастание тангенциальных напряжений /110/.

По мнению А.З. Пейве и В.Г. Трифонова литосферные плиты расслоены на пластины, способные горизонтально перемещаться относительно друг друга. Эти перемещения могут служить причиной возникновения землетрясений с очагом по плоскости скольжения пластин /118/.

В своей работе /93/ В.А. Магницкий предложил термин «активизации вещества», в соответствии с которым активизация вещества фактически выражается в изменении его объема, вязкости, плотности, теплопроводности, упругих свойств и т.д., в миграции вещества, как по вертикали, так и по горизонтали. С ней связано все многообразие тектоно-магматических процессов – вертикальные и горизонтальные движения, складчатость, вулканизм и т.д. /17, 95/.

По мнению В.В.Федынского и Ю.В.Ризниченко /150/, часть горизонтальных границ раздела в земной коре и верхней мантии ныне лишь фиксирует положение существовавших ранее зон активированного материала. Примерами современных зон активного вещества являются астеносферные слои, волноводы /17, 94/.

Интересными являются результаты исследований по выявлению магнитных зон в земной коре по данным вертикального сейсмического профилирования /209/. В частности, установлено, что милонитовые зоны толщиной более 40-50 метров отчетливо выявляются в сейсмических отраженных границах, что связано с эффектом расслоения милонитовых зон, вызывающим сильные отражения. Обнаружение отражающей способности милонитовых

зон, позволяет, по мнению авторов работы /209/, картировать масштабы деформаций коры методом отраженных волн.

По мнению авторов работы /185/, изменение напряженного состояния, температуры и водонасыщения может привести к преобразованию границ раздела и даже к их исчезновению.

На наш взгляд, автор работ /80,81/ приходит к чрезвычайно важному предположению, имеющему принципиальное значение, что в земной коре в период подготовки землетрясений под действием увеличения напряженного состояния сглаживаются скоростные контрасты на неоднородностях среды, в результате чего земная кора приобретает свойства толщи со слабой скоростной дифференциацией и нормальным типом скоростной модели. Именно такая среда характерна для очаговых зон Кавказа. После сильного землетрясения среда в очаговой зоне существенно перестраивается, изменяя свою структурную модификацию. В связи с этим, исчезновение отдельных промежуточных границ в земной коре очаговых зон, часто отмечаемое при сейсмических исследованиях, а также появление волнообразований, например, волноводов, можно объяснить стремлением среды восстановить нарушенное динамическое равновесие /81/.

На возможность исчезновения сейсмических границ в земной коре и результате изменения состояния среды очаговой зоны во времени указывает также Ю.К. Щукин /174/.

Между границами К и М расположен ослабленный – катахлестический слой, именуемый в зарубежной литературе «внутрикоровой астеносферой» /110/.

Наибольшее число споров разгорается вокруг представлений о нижней границе земной коры – поверхности Мохоровичича.

Как справедливо отмечено в работе /142/, «до настоящего времени нет еще единого мнения о природе нижней поверхности земной коры – границы Мохоровичча». Подобная мысль высказана и в книге /151/: «Наши сведения о процессах, происходящих в коре, вопиюще ничтожны».

Границы Мохоровичча (М) повсеместно отождествляются с подошвой земной коры, где происходит резкий скачок физических свойств вещества Земли. Исследования свойств границы М были проведены рядом ученых /49, 50, 51, 134/.

Поверхность Мохо, под океанами, как правило, рассматривается с позиций офиолитовой модели. Скоростной градиент на границе М объясняется либо зоной ультрабазитовых кумулятов под слоем габбро (щиты), либо контрастностью между почти полностью серпентизированными ультрабазитами океанической коры сверху и менее серпентизированными ультрабазитами мантии /197/.

Как указано в работе /110/, давление и температура на границе М имеет значения, при которых гранитогнейсы переходят в пластическое состояние, что и вызывает скачок скорости сейсмических волн.

С.В. Москалева рассматривает границу Мохо как результат серпентинизации ультраосновных пород. В то время А. Рингнуд, Д.Грин и др. считают, что граница Мохо образовалась в следствие амфобилизации основных пород.

По мнению Н.Б. Дортмана и М.Ш. Магида граница Мохо соответствуют уровню критического состояния воды при температуре $374-450^0$ С, что вызывает резкое изменение скорости упругих волн из-за потери воды /105/.

В последнее время все чаще появляется публикации, в которых проводятся фактические подтверждения природы границы Мохо, как расслоенной и раздробленной переходной зоны кора – мантия.

Р.Мейснер /199/ предполагает наличие переходной зоны кора-мантия. Ниже границы М прочность пропорциональна скорости нагружения, а потому накопление упругой энергии невозможно /110/.

В работе /210/ показано на примере сейсмических исследований МОВ на юго-востоке штата Вайоминг, что поверхность Мохо представляет собой горизонтально расслоенную зону (слой), причем отражающие границы являются прерывистыми и представляют собой, по мнению авторов /210/, плоскости сдвигов (разрывов), рис.9.

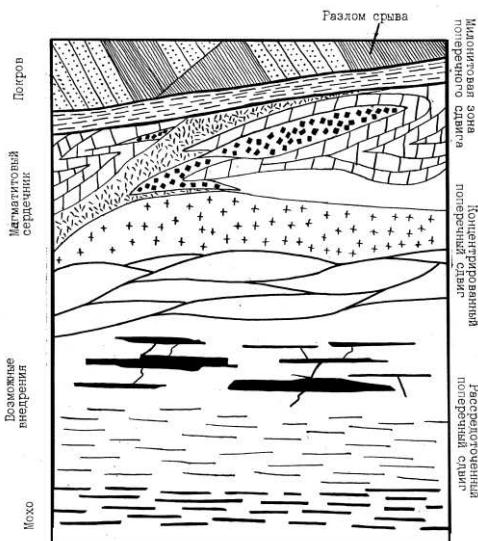


Рис.9. Обобщенный геологический разрез метаформического комплекса в горах Руби /209/.

Примечательно, что Walter D. /213/ и др. также отмечают, что отражения от поверхности Мохо представляют пачки, почти неразрывных, отношений, состоящих из 8-12 поверхностей, которые лежат ниже сейсмически прозрачной зоны земной коры.

Изучение особенностей границы Мохо на территории США, проводимого Гориным и Тегетом, показало, что наиболее высокие граничные скорости принадлежат к стабильным областям в середине континента, а самые низкие – к Скалистым горам.

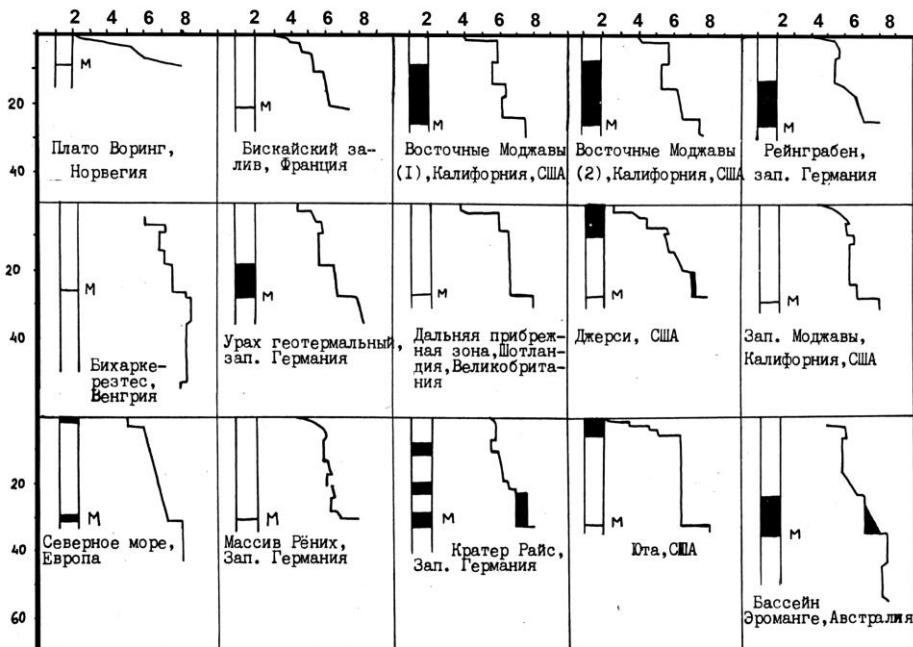


Рис.10. В различных регионах граница М находится на разных глубинах и отражается различной формой скачков скоростей и их значений /213/.

Так, Давыдова Н.И. выделяет три типа перехода скорости Р-волны на границе кора-мантия (М) /50,51/: первый тип представляет собой

границу первого порядка; второй тип – прерывистые или непрерывные зоны перехода, мощность которых меньше двух длин волны; третий тип – это слоистые переходные зоны, которые в настоящее время признаются более приемлемыми.

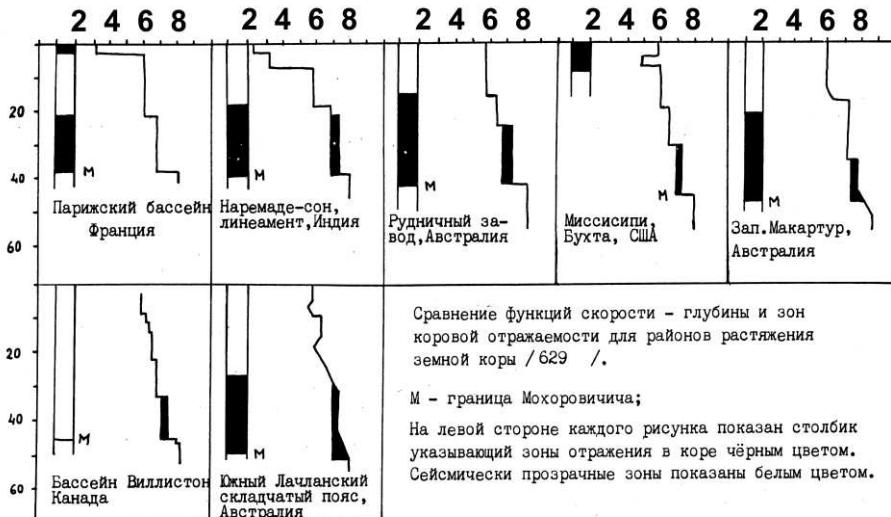


Рис. 11. Сравнение функции скорости – глубины зон коровой отражаемости для районов растяжения земной коры /213/.

М- граница Мохоровичича; на левой стороне каждого рисунка показан столбик, указывающий зоны отражения в коре – черным цветом.

Сейсмически прозрачные зоны показаны белым цветом.

На рис.10 и рис.11 показано распределение скоростей сейсмических волн в земной коре в различных регионах Земли /213/. В работе /213/ приведено сравнение функций скорости-глубины и зон коровой отражаемости для конвергентных областей (рис.12).

Так, в /79/ отмечается, что в отдельных блоках Урала и Предуральского прогиба, Малого Кавказа, на Тянь-Шане, Памире и

др., понижения скорости сейсмических волн наблюдается непосредственно над границей М.

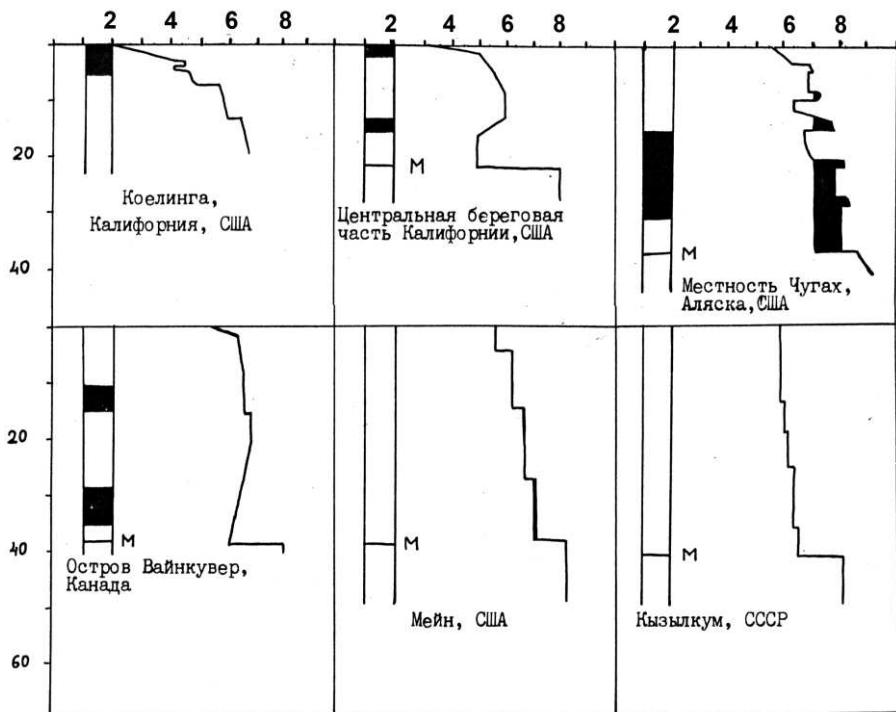


Рис.12. Сравнение функций скорости-глубины и зон коровой отражаемости для конвергентных областей /213/.

М - граница Мохоровичича; на левой стороне каждого рисунка показан столбик, указывающий зоны отражения в коре - черным цветом. Сейсмические прозрачные зоны показаны белым цветом.

В /54/ отмечается, что «по скоростным параметрам, примерно до глубин 150-200 км, намечается отчетливая дифференциация территории СССР на платформенные области с большими скоростями на границе Мохо ($V^m=8,2-8,3$ км/с), орогенные - с

пониженными скоростями (8,0 км/с) и зоны интенсивного рифтообразования, где скорости в верхней мантии, как правило, меньше 7,7-7,9 км/с».

Таким образом, подводя итоги анализа приведенных выше исследований, мы приходим к заключению, что в различных регионах Земли границы в земной коре могут отражать совершенно разные геологические проявления, начиная от различия химического состава слоев и кончая раздробленными горизонтальными зонами (разрывами), возникшими в результате срывов и горизонтальных перемещений слоев с различными физико-механическими свойствами.

4. НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ФИЗИКИ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Разработка теории очага землетрясения началась в 60-х годах (Кнопов, Барридж, Костров и др.), хотя отдельные ее элементы были разработаны в начале XX столетия Рейдом. Большую роль в развитии физики очага землетрясений сыграли работы Г.А.Гамбурцева, М.В.Гзовского, В.В.Белоусова и др.

Ц.Ломнитз и С.С.Сингх дают следующую трактовку землетрясения: «Землетрясение – это транзит энергии в литосфере, локализованный взрыв механической энергии, которое распространяется в сторону от фокальной области в виде сейсмических волн /90/.

В последнее время большую популярность получили две модели очага землетрясения, выдвинутые американскими и советскими сейсмологами: дилатационно-диффузионная и дилатансная. В соответствии с первой моделью землетрясения при достижении максимальных напряжений после дилатационного

распространения трещин, причем роль «пускового крючка» играет вода, поступившая в микротрещины путем диффузии, в результате чего скачкообразно снижается модуль сдвига горной породы и происходит сброс напряжений в виде землетрясений.

Вторая модель предполагает, что землетрясение сопровождается дилатансией (сухим раскрытием пор) и происходит при падающем напряжении без участия воды /207/.

Гутенберг Б. /191/ считают, что в соответствии с дилатационно-диффузионной гипотезой афтершоки могут явиться результатом пререраспределения порового давления и потока жидкости не только вдоль зоны разломов, но и вдоль направления тектонического сжатия.

Уайт в своей работе /214/ принимает допущение о том, что дилатансия определяется не образованием трещин вблизи разрушающих напряжений, а нелинейной упругостью горных пород при напряжениях, значительно меньше разрушающих.

Особый интерес представляет собой теория включений /182/, обобщающая две основные гипотезы о физике очага - дилатационно-диффузионную и дилатационную с сухим трением. Теория включений основана на предположении о наличии зон предельного напряжения, в которых сконструированы трещины. Такие включения математически представляют, как упругие включения, модули которых имеют более низкие значения по сравнению с вмещающей средой. Механизм включений состоит в изменении величины и направления внутри и вне включений главных осей напряжения. В этом случае минимальное из главных напряжений внутри включения растягивается и ориентируется нормально к большей оси включения. Величина напряжений при этом растет на всем фокальном регионе. Особенность теории

заключается в том, что для объяснения явления дилатансии здесь не требуется обязательного присутствия флюида-порозаполнителя, т.е. теория объясняет механизм разрыва сухих пород, но в то же время в ней может быть учтено влияние диффузии жидкостей /182/.

В последние годы стали широко применять для описания физики очагов землетрясений представление о фазовых переходах. Особенно полно эти представления приведены в /212/.

В работе /210/ рассмотрен механизм очага землетрясения, связанный со взрывом в магматической полости. Такой механизм подтвержден для 100 Японских землетрясений.

Как указано в работе /60/, «процесс разрушения, как правило, включает следующие этапы: 1) появление мелких трещин во всем напряженном объеме; 2) их концентрация и слияние; 3) образование магистрального разрыва после набора кинетической концентрации трещин».

Орован /203/, проводивший, исследования типов разрушения горных пород, выделил следующие типы: а) хрупкое; б) пластическое; в) усталостное; г) разрушение в результате ползучести.

Условия хрупкого разрушения при трехосном напряжении состояния достаточно сложны. Так, в работе Мора /200/ говорится: «в изотропной среде, подвергнутой действию трех неравных главных напряжений, поверхность разрыва параллельна направлению промежуточного главного напряжения и наклона под углом $\phi \leq 45^0$ (в среднем 30^0) по отношению к максимальному главному напряжению».

Весьма интересное и важное предположение сделано в работе /90/ о возможности возникновения землетрясений, спровоцированных колебанием от других землетрясений. По мнению автора

/90/ градиентное поле механических напряжений, возникших в зоне очага землетрясений, вызывает возникновение медленных пластических волн, которые вызывают новые толчки на своем пути от очага в стороны.

Так, на первом Международном симпозиуме (Банф, Канада) /177/ рассматривались вопросы механизма наведенной сейсмичности, а также влияния добычи полезных ископаемых и создание плотин и водохранилищ на возникновение землетрясений. В числе технических факторов, способных вызвать мелкофокусные землетрясения, относят подземные ядерные и химические взрывы, добычу нефти и газа, закачку воды через скважины и пластины, заполнение водохранилищ, выработку открытых карьеров /90, 109, 195/.

Подземные ядерные взрывы, как указано в работе /116/, могут приводить к возникновению поверхностных землетрясений, как например, в зоне испытательного полигона США в штате Невада, находящего в сейсмоактивном регионе.

Наблюдение за сейсмической активностью, проводимые в СССР, России, в Японии и в США в районах нефтяных месторождений показали, что добыча нефти влияет на наведенную сейсмичность /2, 142, 195/.

Интервальная разработка доломитовых известняков в штате Нью-Йорк на карьере Уоипингерс-Фоми в 1974 г. вызвало землетрясение силой 5 баллов (по шкале Меркалли) и более 70 афтершоков /205/.

В работе /122/ отмечается, что сейсмический толчок в какой-либо точке сейсмогенного разлома может вызвать новые подвижки в других точках разломов, т.е. порождает сотрясение земли над

этими точками. Подобные высказывания были сделаны ранее М.Г.Агабековым, Ф.С.Ахмедбейли, Г.А.Гамбурцевым.

Свойства среды и особенности ее строения могут вызвать существенное влияние, как на механизм подготовки землетрясения, так и на особенности трансформации сейсмической энергии, и ее проявления на поверхности Земли.

Результатом изучения опытных данных, накопленных по нескольким землетрясениям /187, 191, 202, 204, 211/ показали, что усиливающее влияние местных грунтовых условий может быть весьма значительным и стать главной причиной разрушений сооружений.

В работе /149/ отмечается, что реакция грунта на землетрясение в большой мере будет зависеть от поведения тонких прослоев слабых грунтов в разрезе. Разжижение расположенного на глубине слоя создает разрыв в напластовании, вследствие чего вышележащие грунты могут свободно колебаться, что вводит в реакцию высокочастотную составляющую /179/.

При прохождении через грунты, амплитуда сейсмических волн может в определенных условиях и на определенных частотах увеличиваться или уменьшаться /149/. Так, в работе /191/, показано, что амплитуда колебаний грунта по сейсмограммам землетрясения существенно отличаются, в зависимости от состава грунта. Средние амплитуды на аллювии в несколько раз больше, чем в скальных породах.

В работе /5/ показано, что магнитуда землетрясений находится в прямой зависимости от жесткости и толщины слоя пород в очаговой области, а также от протяженности разрыва и глубины его залегания, плотности и мощности перекрывающих разрыв отложений.

Как указано в работе /29/, «теоретически, распространяющий разрыв с когерентным изучением может в направлении своего распространения сфокусировать высокие частоты и вызвать неограниченно большие значения ускорений и скоростей».

Дж. Брун /30/ указывает на возможность усиливающего, либо ослабляющего влияния рельефа на колебания грунта в результате фокусирования или рассеивания сейсмической энергии за счет формы рельефа геологических границ.

Бур по методу конечных разностей /186/ и Смит методом конечных элементов /207/ вычислили величину фокусирующего действия симметричного возвышения треугольной формы, на вершине которой при длинах волн, сравнимых с размерами возвышенности, имеет место увеличение амплитуды колебаний вдвое. Геологическую среду и ее современное физическое состояние следует рассматривать, как геодинамическую систему, развивающуюся в пространстве и во времени. Землетрясения при этом служат весьма чувствительным индикатором изменения структуры и термодинамических условий, которые являются важнейшим критерием современной тектонической активности /175/.

На основании изучения поглощения сейсмических волн в земной коре Северного Тянь-Шаня, В.И.Халтурин пришел к заключению о связи параметров поглощения в очаговых зонах с энергией землетрясения для данной зоны /162/. По мнению исследователя, в районах нарушенных незначительно и имеющих малое поглощение, поле тектонических напряжений более однородно, различие прочности отдельных участков относительно не столь велико, так что тектонические напряжения могут накапливаться в большом объеме до значительных величин. В то же

время, в более раздробленных зонах местные различия прочности не дают возможности одновременно довести до критического состояния столь большие объемы. Разрядки напряжений в раздробленных зонах осуществляются слабыми толчками, максимальный из которых будет иметь не меньшую энергию, чем в менее нарушенной зоне.

По мнению Зверева С.М., «связь добавочного поглощения энергии в очаговой зоне с распределением энергии землетрясений свидетельствует либо о сравнительно быстром «залечивании» раздробленности очаговой зоны, либо, наоборот, о длительном существовании этой зоны в современных очертаниях и об унаследованности тектонических движений» /57/.

При изучении землетрясений Кавказа Э.А.Джибладзе отметила, что сейсмический процесс в области подготовки землетрясения лучше описывается, как объемная деформация, а не как скольжение по тому или иному геологическому разлому /52/.

Таким образом, как видно из приведенного обзора, проблема физики очага землетрясений является неоднозначной и многогранной, тесно переплетающей между собой различные, казалось бы, мало связанные направления исследований: изучение геодинамических процессов, инженерную сейсмологию, теорию сопротивления материалов, изучение физических свойств горных пород и некоторые другие. Ниже будет приведена точка зрения автора на данную проблему, исходя их полученных нами результатов.

5.ГЕОДИНАМИКА ЛИТОСФЕРЫ

5.1. Сейсмичность и глубинное строение подвижных поясов Земли

В настоящее время большинство исследователей сходятся во мнение о связи сейсмичности с особенностями глубинного строения Земли. Однако ответить однозначно на вопрос о механизмах этой связи пока еще до конца не удается.

Установлено, что более 98% землетрясений приурочено к узким сейсмоактивным поясам Земли, причем более 90% энергии землетрясений выделяются в поясах сжатия Земли. Примечательно, что 96% сейсмической энергии в глобальном масштабе высвобождается при крупных землетрясениях – с магнитудой 6,5 и выше /90/.

Данные о сейсмичности различных регионов Земли были обобщены в классической работе Гутенберга-Рихтера (Gutenberg, Richer, 1954) /191-193/. Исследования Гутенберга и Рихтера были продолжением Розе (Rothe, 1969), а затем получили развитие в работах Баразанги и Дормана.

Б. Гутенберг на основание исследований суммарной энергии глубоких землетрясений, проходящих на глубине от 70 до 700 км, пришел к выводу, что все сильные глубокие землетрясения тоже относятся к единой системе напряжений, в которой деформация упругого крипа при сжатии накапливается или высвобождается (Гутенберг, 1963 г.).

В работе /175/ показано изменение сейсмической активности с глубиной в пределах Тихоокеанского пояса. Как видно из рис.13, на глубине примерно 50-60 км происходит резкое снижение

сейсмической активности до глубины порядка 80 км, после чего наблюдается ее скачкообразное увеличение в пределах глубин 80-100 км.

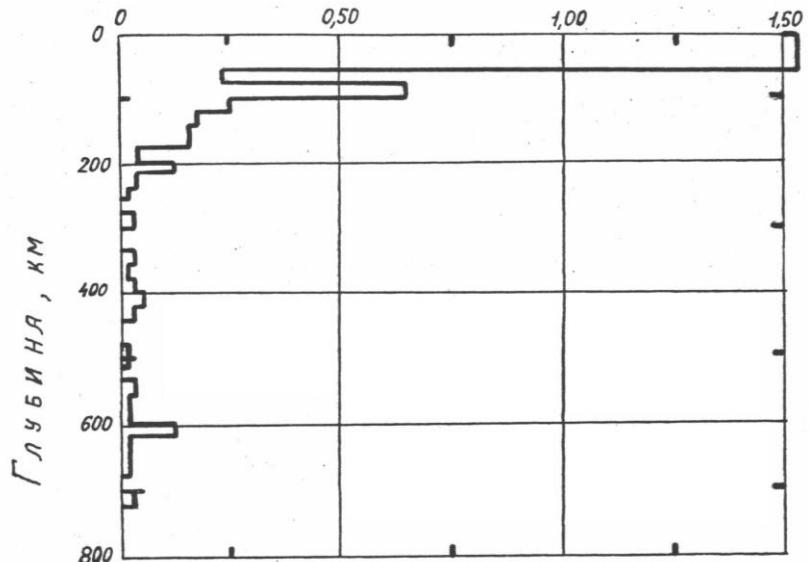


Рис.13. Изменение сейсмичности с глубиной, Тихоокеанский пояс
(Newmark, Rosenblueth, 1971)

На графике показано среднегодовое число толчков на единицу глубины, с магнитудой $> 5,9$.

Надо отметить, что около 80% землетрясений соответствуют субдуктивным границам Тихоокеанской плиты и примыкающих к ней главных плит. Остальная часть сейсмической активности проявляется вдоль границ плит, протягивающиеся в сложной последовательности от Гималаев в центральную Азию и Китай, и далее к западу через Афганистан, Иран, Турцию, Средиземное море к Азорским островам. Менее 3% сейсмической энергии

высвобождается в пределах срединно-океанических хребтов и во внутренних частях плит.

Таким образом, как видно, подавляющее большинство сильных землетрясений приурочено к зонам ЗБ. На территории России сейсмофокальные зоны выявлены в Курилло-Камчатском регионе. На отдельных участках Альпийско-Гималайского сейсмического пояса, в частности в Кавказско-Копетдагском регионе, автором установленная сейсмофокальная плоскость погружающаяся с ЮЗ на СВ /158, 159, 160/.

Примечательно, что в восточной части Большого Кавказа наличие сейсмофокальной зоны было отмечено ранее П.И.Кропоткиным и Л.В.Ларионовым /85/.

С.Л.Соловьев делит зоны, содержащие подкоровые землетрясения, на два типа: 1) Карпаты (горы Вранча) и Гиндукуш; 2) Курилло-Камчатская зона и восточная часть Кавказа /139/. По его мнению «для зон типа характерно образование совокупностью очагов подобий несимметричных воронок или конусов, уходящих вглубь Земли; расположение основной массы очагов, под астеносферой на глубине 100 км и более; утолщение земной коры над районом очагов; достаточно постоянство сейсмического режима; приуроченность к передовому или внутреннему прогибам геосинклинальной области».

«Зоны второго типа характеризуются образованием очагами наклонных плоских и конических (Курилло-Камчатская зона) слоев, разделяющих крупные блоки с противоположно направленными современными вертикальными движениями и различным типом строения земной коры (океанической и континентальной)» /139/.

Представляет интерес статья Т.М.Лебедева /88/ о наличии на Кавказе очагов землетрясений, лежащих под земной корой на глубине от 70 до 150 км.

Г.П.Горшков также отмечает факт заметного углубления очагов землетрясений Большого Кавказа в направлении с юга на север от 10 и менее километров на юге до 30-50 км на севере /40/.

В работе /174/ отмечено, что современная глубинная структура очаговых зон Кавказа имеет ярко выраженный перекрестный характер. Здесь сопряжено развивается структурные формы трех направлений – северо-западного, северо-восточного и субмеридиального.

По мнению А.Л.Сорского /141/, сейсмичность Шемахинской сейсмоактивной зоны связана с наличием двух различно ориентированных структурных элементов – погруженного поперечного поднятия («Кюрдамирский мост») и складчатых сооружений Большого Кавказа.

Интересные результаты также получены при изучении сейсмичности в Восточных Карпатах (в районе Вранча). Так, по данным работы /108/ в районе Вранча глубокие очаги (с глубиной ≥ 100 км) отделены от приповерхностных (коровых) почти асейсмичной полосой.

На наш взгляд, особое внимание при изучении закономерностей распределения сейсмичности необходимо уделить пониманию среды очаговой зоны, ее состояния и механизма ее изменения.

И.Н.Ананьев /13/ вводит понятие – зона глубинных разломов, под которой появляется глубинная зона контрастных напряжений (движений) на всю земную кору и глубже, как сейсмогенную зону, которая на больших глубинах имеет нарушенную однородность среды. Вещество в этой зоне отличается по однородности от

вещества в соседних блоках земной коры, а на малых глубинах (меньше 10-20 км) может иметь трещины, которые обычно совпадают с зонами разломов.

Сейсмическая сущность зон глубинных разломов, по мнению автора работы /14/, такова: «в зоне разлома, где могут происходить подвижки, нарушена однородность среды (ее сплошность). Такая зона разлома, с одной стороны, сама может являться источником землетрясений, а с другой – при прохождении сейсмических волн от очага, находящегося в ней или рядом, энергия волн частично поглощается и отражается от этих зон, поэтому коэффициент S таких зонах будет больше, чем в окружающих областях. В этом смысле основное значение карт коэффициентов затухания интенсивности сейсмоактивных районов состоит в том, что она позволяет среди выделенных на тектонических картах многочисленных зон разломов выделить только живущие (сейсмогенные) зоны разломов».

Как отмечается в работе /14/, на картах коэффициентов затухания (S) площади с высоким значением S (6 и больше) «вытянутые в узкие протяженные зоны, которые совпадают с главными сейсмоактивными зонами региона и часто с зонами разломов, установленными по геолого-геофизическим данным.

«Если коэффициент $S=1+2$ и $3+4$ характеризует блоковые участки земной коры, то $S=6$ более свойственны контактам этих блоков, иначе говоря, живущим зонам разломов, по которым происходят современные тектонические подвижки» /14/.

При высоком значении коэффициента затухания интенсивности сейсмической энергии (S), зону следует считать зоной повышенной сейсмической активности. По величине S можно также оценить

максимально возможную энергию землетрясения в отдельной сейсмогенной зоне (K_{\max} или M_{\max}) /14/.

В настоящее время в понимании механизма землетрясений возникли существенные разногласия, усиливающиеся с получением все более новых фактических данных и увеличении точности определения координат гипоцентров землетрясений.

Так, одни исследователи исходят из классических представлений очага землетрясения, как плоскости разрыва сплошности среды /43/. В этой связи очаги землетрясений связываются ими только с наличием глубинных разломов.

Авторы работы /66/, на основании изучения района глубоких землетрясений Вранча, выявили важную закономерность – увеличение энергии землетрясений в зависимости от увеличения объема деформируемой среды. Определено также, что наибольшее количество очагов приурочено к области контакта низко- и высокоскоростных блоков земной коры.

На основе анализа сейсмологических материалов, в работе /174/ сделаны следующие выводы:

1. Очаги крупных землетрясений приурочены к определенным блокам земной коры и располагаются внутри или вблизи зон крупных глубинных разломов;

2. Сейсмоактивные блоки земной коры характеризуются, в целом, контрастными, по сравнению с прилегающими участками, скоростными параметрами разреза;

3. Форма изосейст строго контролируется сетью глубинных разломов: плоскость очага всегда направлена вдоль или параллельно наиболее активному глубинному разлому;

4. Очаги крупных землетрясений располагаются в верхней части земной коры на участке наиболее сложного строения.

В работе /80/ отмечено, что очаги крупных землетрясений всегда располагаются вблизи контактной зоны, разделяющей блоки с существенно разными скоростными характеристиками, но на участке, несколько отстающим от контакта, как бы внутри активного блока. Создается впечатление, что очаги крупных землетрясений существуют в определенной динамической системе, главные звенья которой представляются следующим образом: скоростные и структурные неоднородности среды – контактная зона разноскоростных блоков – участок разрыва среды /80/.

Между тем, ряд исследователей отмечают отсутствие пространственной приуроченности очагов землетрясений к разломам земной коры. По данным А.И.Полетаева /123/, при сопоставлении схемы плотности современных дислокаций (трещин, разрывов) со схемой плотности эпицентров землетрясений обнаруживается, что только в Ашхабадском районе происходит пространственное совпадение максимума плотности эпицентров землетрясений с зоной максимальной плотности современных дислокаций. В то же время, Огланлийскому, Узбойскому и ряду других максимумов плотности современных дислокаций отвечают минимумы плотности эпицентров землетрясений, что свидетельствует о неоднозначности корреляции дислокаций с эпицентрами землетрясений.

В работе /54/ с полной уверенностью утверждается отсутствие соответствия между положением очаговых зон и тектоническими структурами (разломы, складки, узлы их пересечения) для Малого Кавказа.

На основании изучения землетрясений Дагестана, авторы работы /38/ также отмечают отсутствие пространственной связи очагов сильных землетрясений с разломной тектоникой. По их

мнению, роль разломной тектоники сводится к тому, что она создает контуры сейсмогенерирующих блоков.

Н.В.Чигарев /166/ также приходит к выводу об отсутствии пространственной связи между расположением гипоцентров сильных землетрясений Средней Азии и границами зон глубинных разломов. Он пишет: «Все крупные зоны тектонических разломов пересекают, как сейсмогенетические блоки, так и «асейсмичные блоки», в которых не отмечены сейсмические события».

В то же время, в работе /43/ при рассмотрении Джавахетского хребта на Малом Кавказе отмечается отсутствие очагов землетрясений в полосе меридионального глубинного разлома. Между тем, области, примыкающие к разрыву, являются сейсмоактивными.

В работе /12/ отмечено, что очаги землетрясений расположены в «гранитном» или «базальтовом» слоях Кунгей-Алатау, причем указывается на отсутствие связи гипоцентров землетрясений с глубинными разломами.

Некоторые исследователи, учитывая, по-видимому, достаточно крепкую позицию представлений о связи землетрясений с разломами, с большой осторожностью указывают, что эта связь не является абсолютной и повсеместной. Как отмечают авторы работы /174/, очаговые зоны располагаются, как правило, на участках активных глубинных разломов, но порой внутри единого скоростного блока. Контакт блоков с разными скоростными параметрами в этом случае оказывается более прочным, а разрыв среды происходит внутри блока. К такому выводу приходит автор работы /80/.

Наши исследования также показали, что далеко не все очаги землетрясений связанны с разломами земной коры в том

понимании, которое принято для определения «разлома». Результаты этих исследований приводятся в следующих разделах.

Однако, как показывает результаты исследований различных авторов, существует определение особенности распределения очагов землетрясений не только в плане, но и по разрезу.

Составление графиков распределения с глубинной плотности очагов землетрясения и скоростных разрезов литосферы, проведенное Н.А.Белявским и др. /25/, показало, что волноводам и прилегающим к ним на глубине участкам нередко соответствует увеличение плотности потока энергии и количества очагов.

Проводя исследование связи параметров сейсмичности и глубинного строения Курило-Камчатской зоны, В.Н.Аверьянова /1/ пришла к заключению, что отдельные сейсмогенные структуры разделены между собой не только существенными градиентами высоты рельефа земной поверхности и глубины залегания границы Мохо, но и оконтурены наибольшими градиентами сейсмогенности.

В работе /80/ справедливо указывается, что трудно более определенно сказать о взаимосвязи структурных и скоростных неоднородностей среды в очаговых зонах крупных землетрясений, так как такие особенности среды изучены пока еще недостаточной точностью.

Как отмечает Г.В.Красноперцева /81/, активный сейсмогенный слой на Кавказе приурочен к разным участкам земной коры – осадочному, складчатому, кристаллическому, или же располагается частично в одном и другом слое. Иногда он находится вблизи инверсии скоростей: более закономерна его связь с высокоскоростными слоями.

И.Атанасин /180/ предложил выделить так называемые «линии сейсмической чувствительности», отражающие, по его мнению,

структурные линии кристаллического фундамента. Ю.К.Щукин также отмечает, что активный сейсмогенный слой на Кавказе приурочен к различным краям земной коры /174/.

Так, в работе /66/ отмечается корреляция между изменением скорости с глубиной и характером изменения величины выделившейся энергии и числа землетрясений. В областях смены знака градиента наблюдается минимум выделившейся энергии.

Интересные выводы в работе /80/, где отмечено, что блоки земной коры, в которых очаги землетрясений располагаются внутри всего объема, характеризуются более высокими скоростями упругих волн и отсутствием инверсии скорости. Если в земной коре выделяется волновод, то очаги группируются в слое над волноводом. Очаги землетрясений всегда располагаются на участках сложного строения границ раздела земной коры.

В то же время, Г.В.Краснопевцева отмечает /81/, определенной приуроченности очагов к границам раздела или слоям земной коры не обнаруживается. На большей части Кавказа очаги располагаются в некотором объеме, как бы оконтуривая скоростные неоднородности.

Как указано в работе /57/, по записям сейсмическими станциями Ялта и Алушта взрывов на профилях ГСЗ, расположенных в море за эпицентральной зоной, обнаруживается явная зависимость амплитудных кривых волн, связанных с верхним слоем земной коры ($v=6,0-6,4$ км/с), просвечивающих очаговую зону, от плотности здесь эпицентров землетрясений.

Нами также установлены закономерности в распределение плотности гипоцентров и энергии землетрясений в литосфере, о которых будет сказано ниже.

В работе /174/ отмечено, что наиболее значимым индикатором постоянно возникающих в земной коре деформаций и напряжений являются мелкофокусные землетрясения более низких энергетических классов. Постоянное наблюдение за такими событиями поможет разобраться в механизме накопления и разрядки напряжений.

В работе /33/ О.Ш.Варазанашвили приводит карту очаговых зон землетрясений Кавказа с учетом различных размеров и ориентировки очагов.

Завершая настоящий раздел, необходимо отметить, что, как видно из обзора литературы, существующие на сегодня данные о связи сейсмичности с глубинным строением литосферы, скорее вызывают больше вопросов, чем дают на них ответы. Поэтому нами выделено три основных направления дальнейших исследований:

1. Изучение связи очагов землетрясений с глубинными разломами;
2. Изучение связи очагов землетрясений с горизонтальными неоднородностями литосферы;
3. Изучение свойств среды и механизмов накопления и разрядки тектонических напряжений.

6. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛОТНОСТИ ГИПОЦЕНТРОВ И ЭНЕРГИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ ЗЕМЛИ

6.1. Методология

Изучением закономерностей пространственного распределения сейсмичности в земной коре занимались многие исследователи. Однако полученные ими результаты весьма разноречивы и не дают однозначных ответов на многие вопросы, в частности, о степени взаимосвязи параметров сейсмичности и особенностей глубинного строения. Между тем, важность решения данной проблемы не оставляет сомнений.

Авторы работы /123/ справедливо отмечают, что «характеристика сейсмичности и динамики земной коры и верхней мантии, выявление генетических связей очагов землетрясений с глубинными неоднородностями литосфера открывают возможность получения по данным о землетрясениях (и что не менее важно – для огромных площадей) уникальной информации об анизотропии структуры и свойств глубинных горизонтов, недоступных для изучения другими геологическими и геофизическими методами».

С целью установления особенностей пространственного распределения параметров сейсмичности в литосфере и их взаимосвязи с элементами глубинной структуры нами были проведены исследования распределения плотности гипоцентров и энергии землетрясений в земной коре Кавказско-Каспийского региона.

Методика исследований заключалась в следующем. Изучаемая территория охватывалась условным «квадратом», разбитым на ячейки.

Для удобства машинной обработки изучаемая территория нами делилась на участки по координатной сетке со сторонами в 1^0 . Таким образом, стороны участков были равны примерно $111 \times 100 \text{ км}^2$. В переделах каждого такого участка определялся характер распределения плотности гипоцентров и энергии землетрясений по глубине, т.е. строились графики зависимости $N(h)$ и $E(h)$, где N – число гипоцентров землетрясений в конкретном интервале глубины, E – суммарная выделившаяся энергия, h – глубина. Разбиение интервалов по глубине проводилось через 5 км. Полученные распределения $N(h)$ и $E(h)$ присваивались центрам участков. При исследовании был применен метод скользящего окна, т.е. участки перемещались в широтном и меридиональном направлении с заданным шагом скольжения – 25 км. Это позволило повысить детальность и точность проводимых исследований. Таким образом, была получена матрица распределений $N(h)$ и $E(h)$ в точках, расположенных на расстоянии 25 км друг от друга.

Надо отметить, что определение характера распределения $N(h)$ и $E(h)$ производилось только в том случае, если в пределах участка находились более десяти очагов землетрясений, в противном случае обработка данных не проводилась. Весь процесс был полностью реализован на ЭВМ по программе.

6.2. Глубинное строение и геодинамика Кавказа

При проведение анализа территории Кавказа, нами был выбран «квадрат», охватывающий его наиболее сейсмоактивную восточную часть.

Проведенные исследования по вышеописанной методике привели к интересным и важным выводам. Анализ распределения плотности очагов и энергии землетрясений для рассматриваемой территории показал, что минимум плотности распределения указанных параметров приурочены к границам равноскоростных слоев, определенных по данным ГСЗ.

Так, на профиль Волгоград-Нахичевань, составленный по данным ГСЗ Краснoperцевой Г. В., были нанесены графики распределения по глубине плотности гипоцентров и энергии землетрясений с $M \geq 5$ (рис.14). Как видно из рисунка, зоны минимумов плотности распределения $N(h)$ и $E(h)$ на графиках приурочены к сейсмическим границам по данным ГСЗ. На участках профиля, охватывающим территорию от северной границы Нахичеванской автономной республики до Мингечаурского водохранилища, с достаточной точностью, совпала граница кристаллического фундамента, выделенная по данным ГСЗ, и граница, проведенная нами через минимумы на графиках $N(h)$ и $E(h)$. Некоторые расхождения заметны в центральной части профиля, где по данным ГСЗ кристаллический фундамент погружается до глубины 15 км, а по графикам проходит на глубине 5 км. Интересно, что на профиле Мингечаурского водохранилища далее на север появляются еще две границы, проходящие по минимумам распределений $N(h)$ и $E(h)$, верхняя из которых совпадает с поверхностью Мохо, расположенной на глубине 40 км,

при этом «базальтовый» слой четко выражен зоной минимума очагов землетрясений. Таким образом, граница Мохо служит, как бы, разделом между асейсмичным «базальтовым» слоем и узким сейсмогенным слоем в мантии. Данный участок земной коры соответствует южному склону Большого Кавказа. Далее на север, в зоне Главного Кавказского надвига, глубокие очаги внезапно исчезают, после чего сейсмогенный слой вновь появляется, но уже погруженный на большую глубину, при этом его верхняя граница проходит на глубине 62,5 км, полностью совпадая с поверхностью Мохо по данным ГСЗ /80/. «Базальтовый» слой характеризуется минимум очагов землетрясений с $M \geq 5$.

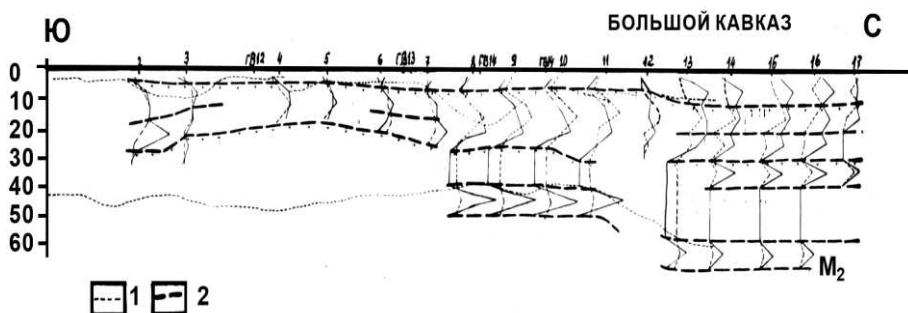


Рис.14. Профиль ГСЗ Волгоград-Нахичевань (по Краснопевцевой Г.В. /76/) с нанесенным графиками распределения по глубине плотности гипоцентров и энергии землетрясений
(составил Халилов Э.Н.)

1 - Сейсмическая граница по данным ГСЗ; 2 - Границы, выделенные по минимумам распределения $N(h)$ и $E(h)$.

В то время как поверхность кристаллического фундамента по данным ГСЗ совпадает с границей, выделенной минимумом распределения $N(h)$ и $E(h)$, внутри базальтового и гранитного слоев

выделены по зонам минимумов $N(h)$ и $E(h)$ границы, связанные, на наш взгляд, с волноводами.

Нами также был рассмотрен профиль ГСЗ Астара-Дербент, на которой наносились графики распределений $N(h)$ и $E(h)$ и выделялись по зонам минимумов указанных распределений границы. Как видно из приведенного профиля (рис.15), сейсмические и выделенные нами границы совпали с высокой степенью сходимости. В северной части профиля появляются глубокофокусные землетрясения и выделяется в мантии тонкий сейсмогенный слой, верхняя граница которого совпала с поверхностью Мохо, а «базальтовый» слой, также выражен асейсмичной зоной.



Рис.15. Профиль ГСЗ Астара-Дербент (по Краснопевцевой Г.В. /77/) с нанесенными графиками распределения по глубине плотности гипоцентров и энергии землетрясений (составил Халилов Э.Н.)

1, 2, 3, и 4 – геодинамические границы, отождествленные с границами, соответственно, кристаллического фундамента, Конрада, внутристокового волновода и Мохо; 5- сейсмические границы по данным ГСЗ; 6- глубинные разломы; 7 и 8 – графики распределения по глубине, соответственно плотности гипоцентров и энергии землетрясений.



Рис. 16. Профиль Пойлы-Массалы (по Краснопевцевой Г.В. /77/) с нанесенными графиками распределения по глубине плотности гипоцентров и энергии землетрясений (составил Халилов Э.Н.)

Условные обозначения аналогичны рис.15.

На профиле ГСЗ Пойлы-Массалы нами сопоставлялись восточная и западная части, являющиеся сейсмоактивными (рис.16).

Сейсмические границы, отождествляемые с поверхностью кристаллического фундамента, удовлетворительно совпали, как на восточном, так и на западном участке профиля. Граница Мохо на восточном участке профиля совпала с выделенной нами границей «базальтовый» слой выражен отсутствием очагов землетрясений и ограничен нами границей К₂. Центральная часть профиля нами не рассматривалась в связи с недостаточной статистикой очагов землетрясений.

Имея матрицу распределения $N(h)$ и $E(h)$ через каждые 25 км для всей изучаемой территории, нами были составлены карты по границам, проведенным через минимумы указанных распределений, в основном совпавшим с условными сейсмическими границами кристаллического фундамента, Конрада и Мохо. Эти границы нами условно обозначены соответственно Ф, К₂, М. При построении карт по границам Ф, К₂, М использовались

сейсмогенные профили, приведенные в качестве примера на рис.17. На профили I, II и III нанесены графики распределения плотности гипоцентров и энергии землетрясений в земной коре. Расположение указанных профилей показано на карте по поверхности Мохо территории Азербайджана, составленной на основе распределения плотности числа и энергии рис.17.

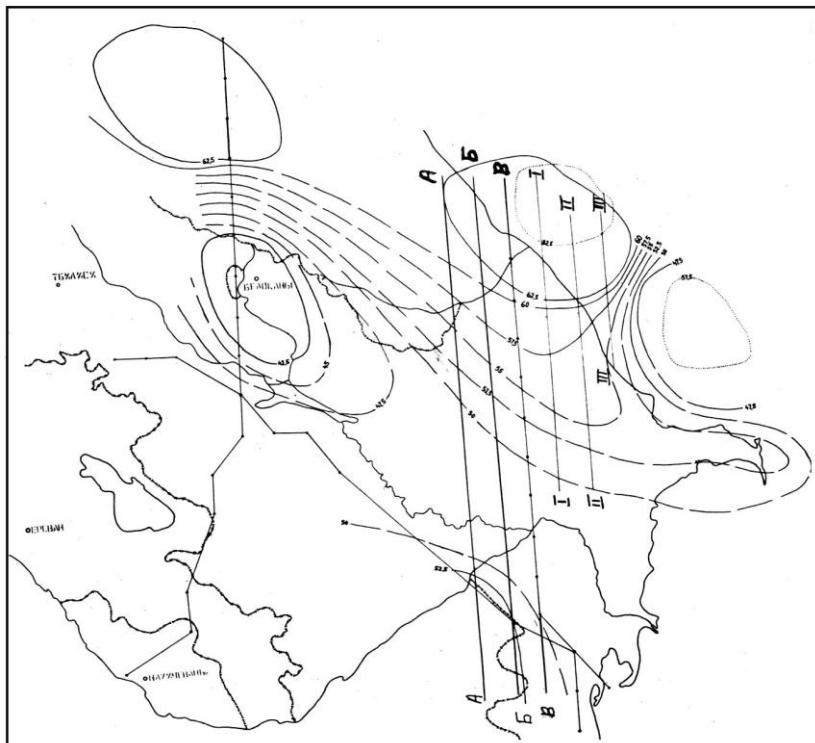


Рис.17. Карта по поверхности Мохо территории Азербайджана, составленная на основе распределения плотности числа и энергии землетрясений (Составил Халилов Э.Н.)
I, II, III – линии сейсмогенных профилей распределения плотности гипоцентров и энергии землетрясений в земной коре.

На всех профилях ярко обозначились некоторые особенности. Так, слой, расположенный выше границы, условно обозначен М, является сейсмичным.

В то время, как верхняя часть земной коры характеризуется наличием на I-ом профиле четырех, а на втором и третьем – трех сейсмогенных слоев, отделенных друг от друга минимумом распределения плотности $N(h)$ и $E(h)$, по которым проведены условные границы, рис.18.

Границы на профилях, обозначенные Φ , K_2 , M , совпали соответственно с сейсмическими границами кристаллического фундамента Конрада и Мохоровичича, определенными по данным ГСЗ. Рис.18.

Примечательно, что выделенные нами границы M ограничивает сверху сейсмогенный слой на границе кора-мантия, тогда как нижняя граница этого слоя, по-видимому, является подошвой указанной переходной зоны, имеющей мощность около 10 км, рис.18.

В северной части всех трех профилей, охватывающей западное побережье Каспийского моря на широте г.Худат, в верхней мантии на глубине 82,5 км выделен сейсмогенный слой мощностью 10 км, кровля которого обозначена нами N . Этот слой также отражен на рис.18.

Надо отметить, что на многих профилях рассматриваемой территории выделяются также границы, отождествленные нами с границами волноводов. В гранитном слое граница волновода обозначена K_1 , а в базальтовом слое – B_1 , рис.18.

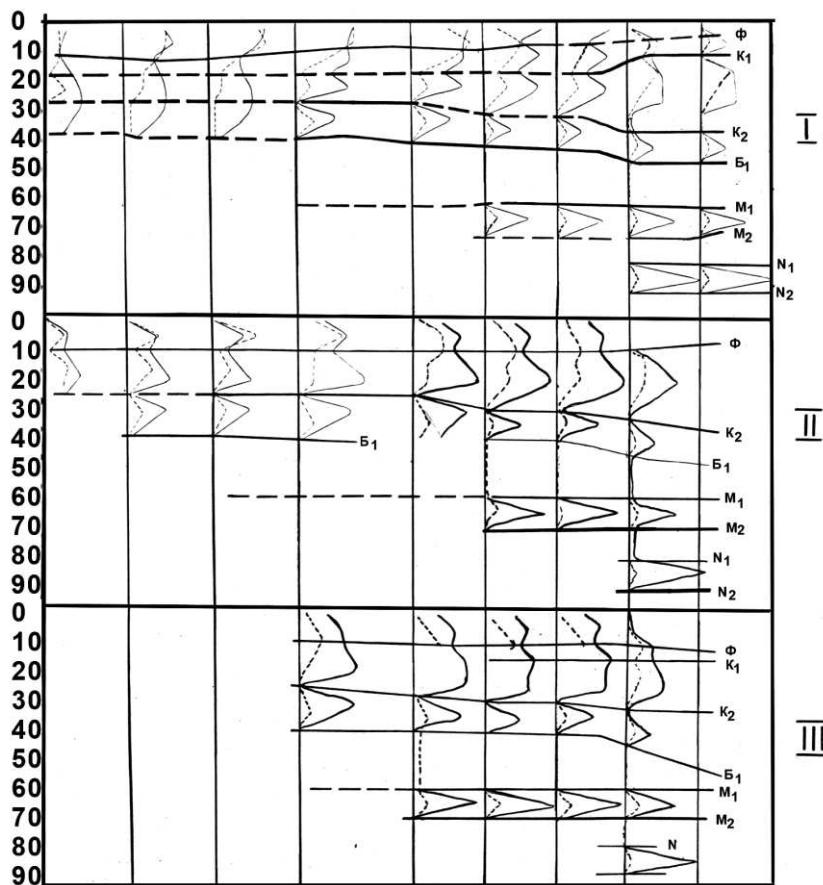


Рис.18. Профили с нанесенными графиками распределения плотности гипоцентров и энергии в земной коре Кавказа
(составил Халилов Э.Н.)

Необходимо отметить еще одну важную закономерность распределения $N(h)$ и $E(h)$. Так, как видно из рис.18 и 19, характер распределения $N(h)$ и $E(h)$ не является постоянным на всей протяженности сейсмогенных слоев, а сохраняется неизменным

лишь в пределах участков, ограниченных глубинными разломами и являющихся едиными геотектоническими блоками земной коры. На рис.19. приведены профили с нанесенными графиками распределения плотности гипоцентров и энергии землетрясений в земной коре Кавказа по профилям А, Б, В.

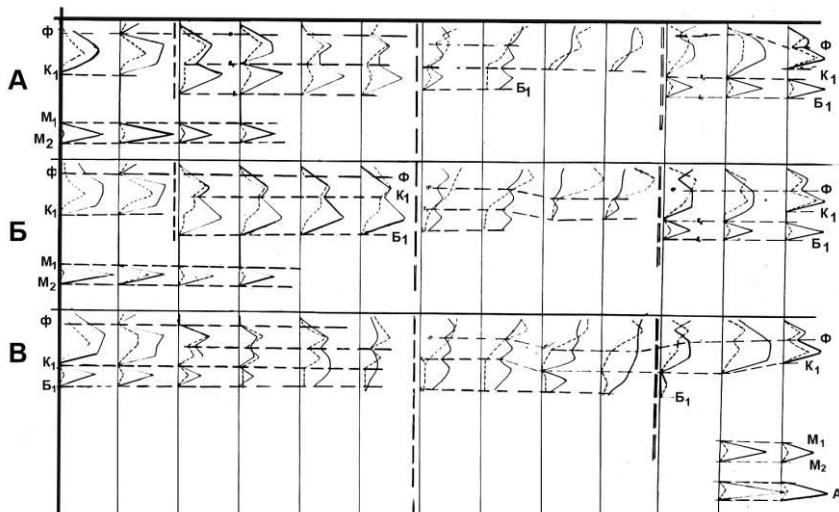


Рис.19. Профили с нанесенными графиками распределения плотности гипоцентров и энергии землетрясений в земной коре Кавказа по профилям А, Б, В. (составил Халилов Э.Н.)

На рис.20. показана карта по границе Ф, на которой видно, что общий характер расположения границ совпадает с существующими картами по поверхности кристаллического фундамента на данной территории. Так, как видно из карты (рис.19), в районе Апшеронского полуострова и Южно-Каспийской впадины кристаллический фундамент погружается до 17,5 км, что соответствует действительности. В то же время, в Юго-Западной

части Азербайджана кристаллический фундамент расположен на малых глубинах, до 5 км, что также согласуется с данными ГСЗ.

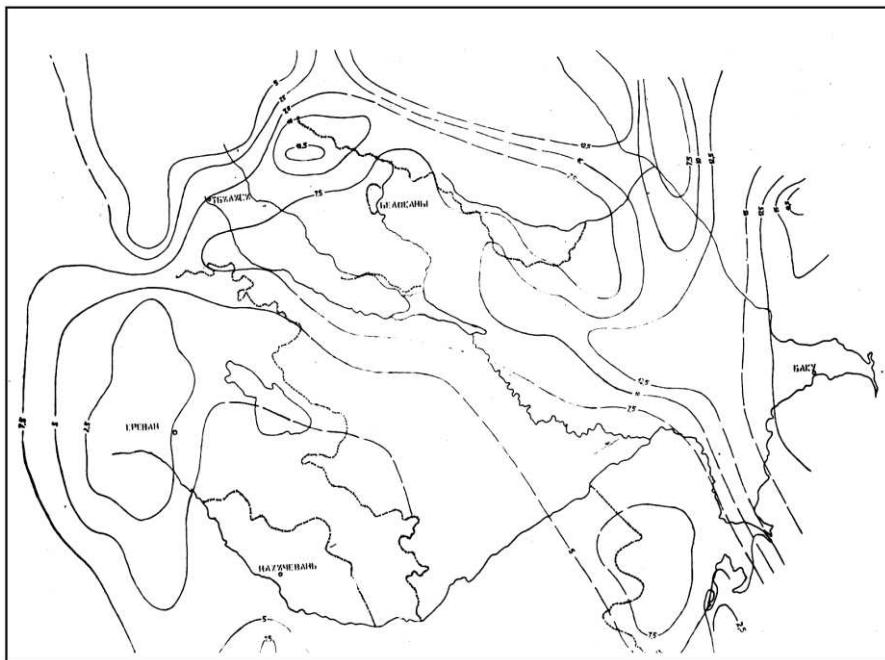
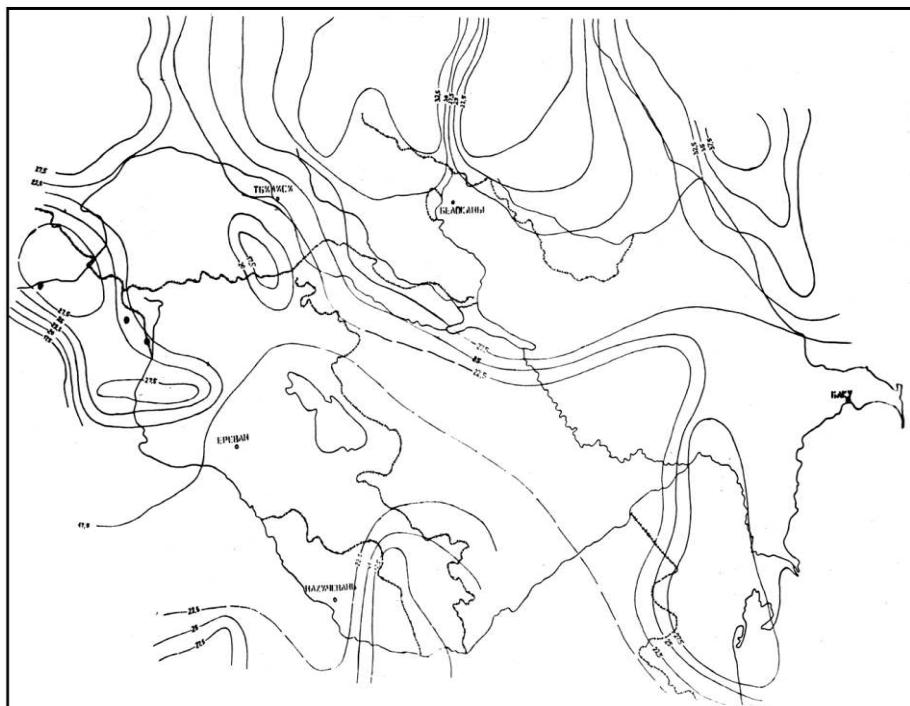


Рис.20. Карта по границе Φ в земной коре Кавказа составленная на основе распределения плотности числа и энергии землетрясений (Составил Халилов Э.Н.)

На рис.21 приведена карта по границе K_2 , отождествляемой с поверхностью «базальтового» слоя. Как видно, данная карта также коррелируется с результатом ГСЗ /125,126/.

В частности, Нижнекуринская впадина характеризуется погружением до 27,5-30 км и район северо-восточнее г.Белоканы – до 32,5 км, тогда как восточная часть Нахичеванской Автономной

Республики соответствует зоне воздымания, что согласуется с данными Резанова И.А. и Шевченко В.И. /129/.



**Рис.21. Карта по границе К2 в земной коре Кавказа составленная на основе распределения плотности числа и энергии землетрясений
(составил Халилов Э.Н.)**

На рис.17 приведена карта расположения границы М. Сравнение указанной карты с картой по поверхности Мохо позволило установить общее сходство в их характере.

По нашим данным, в районе г. Белоканы наблюдается воздымание границы М до 42,5 км. Восточная часть Малого Кавказа, как по данным ГСЗ, так и по нашим данным, отражается погружением поверхности Мохо до глубин 50-52,5 км. Южная часть Терско-Каспийского прогиба выражена поднятием поверхности Мохо до глубин 45-47,5 как по данным ГСЗ.

6.3. Сейсмичность и разломно-блоковое строение земной коры Кавказа

Изучение связи сейсмичности с глубинными разломами стало традиционным элементом сейсмологии и нашло отражение во многих работах. В большинстве работ, посвященных проблемам сейсмичности и глубинного строения земной коры, подчеркивается наличие связи очагов землетрясений с разломами земной коры, что было отмечено нами ранее. Другая группа ученых указывает на частое несоответствие распределения очагов землетрясений зонам разломов. Таким образом, вопрос о роли разломов в особенностях распределения сейсмичности пока еще не имеет однозначного трактования. Между тем, как справедливо отмечено в работе /174/, глубинные разломы представляют собой важнейшие элементы земной коры, с которыми связаны: 1) латеральная дифференциация земной коры на блоки разного порядка, строения, особенностей развития; 2) границы и структурный рисунок тектонических элементов разного порядка, начиная от платформ, складчатых систем и геосинклинальных областей и кончая сопряженными с зонами разломов небольшими складками и разрывами; 3) крупные элементы рельефа поверхности Земли; 4) повышенная активность современных сейсмотектонических и магматических процессов;

5) концентрация пород магматического, гидротермального, метасоматического, метаморфического происхождения и связанных с ними полезных ископаемых.

В работе /174/ отмечается, что «положение трасс глубинных разломов фиксирует современную картину их распределения по площади. Она отражает результат всей истории развития глубинных разломов, который сохранился в структуре земной коры и запечатлен в аномалиях естественных физических полей».

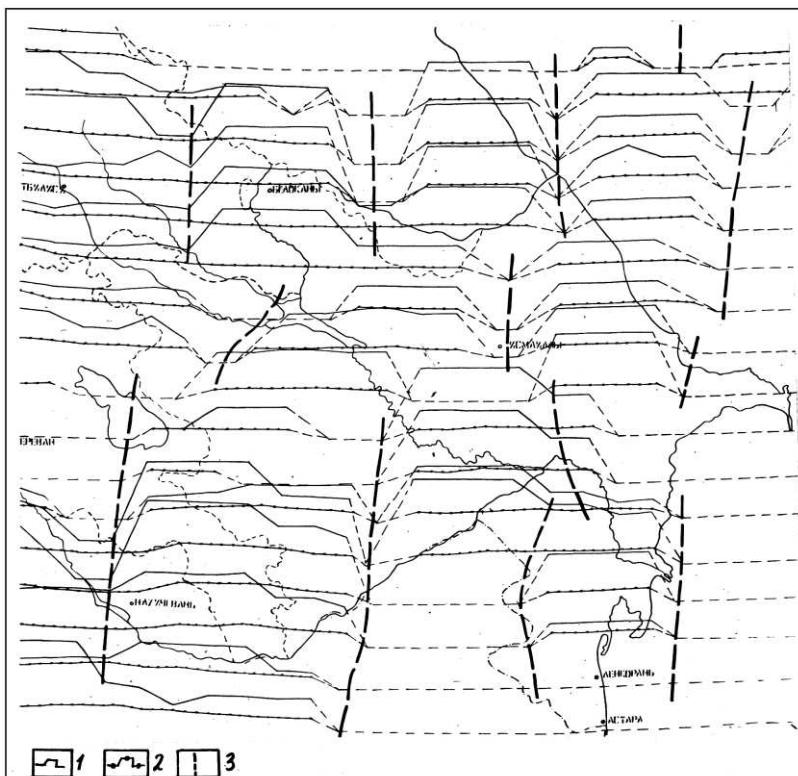
Еще в 1891 году И.В.Мушкетов высказал предположение о связи сильных землетрясений с новейшими разломами, продолжающимися развиваться в современную эпоху, и продемонстрировал такую связь на материалах Средней Азии.

Нами были проведены исследования пространственного распределения плотности энергии Е и числа гипоцентров N землетрясений в земной коре Восточного Кавказа по специально разработанной методике. Суть исследований заключается в следующем. Изучаемая территория, была охвачена условными квадратами, разбитые на равновеликие участки по градусной сетке. Таким образом, размеры участков составили 111x100 км.

Затем, по данным работ /18, 34, 62, 73, 74, 76-81, 125, 126, 129, 130/, дополненных нами с учетом проведенных ранее исследований, были взяты глубины расположения границ поверхности кристаллического фундамента, Конрада и Мохо. Используя данные каталога /111/, с 1930 по 1974 г. была проведена выборка землетрясений, очаги которых расположены в пределах «осадочного», «гранитного» и «базальтового» слоев.

В пределах каждого из указанных слоев вычислялась плотность распределения энергии и гипоцентров землетрясений по площади. С этой целью определялась суммарная энергия землетрясений и

число землетрясений в пределах каждого из участков, затем проводилось смещение участка в широтном и меридиональном направлениях на 25 км, т.е. был использован метод скользящего окна.



**Рис.22. Схема выявления меридиональных геодинамических линеаментов в базальтовом слое земной коры Кавказа
(составил Халилов Э.Н.)**

- 1-Графики распределения плотности гипоцентров землетрясений;
- 2-Графики распределения плотности энергии землетрясений;
- 3-Геодинамические линеаменты.

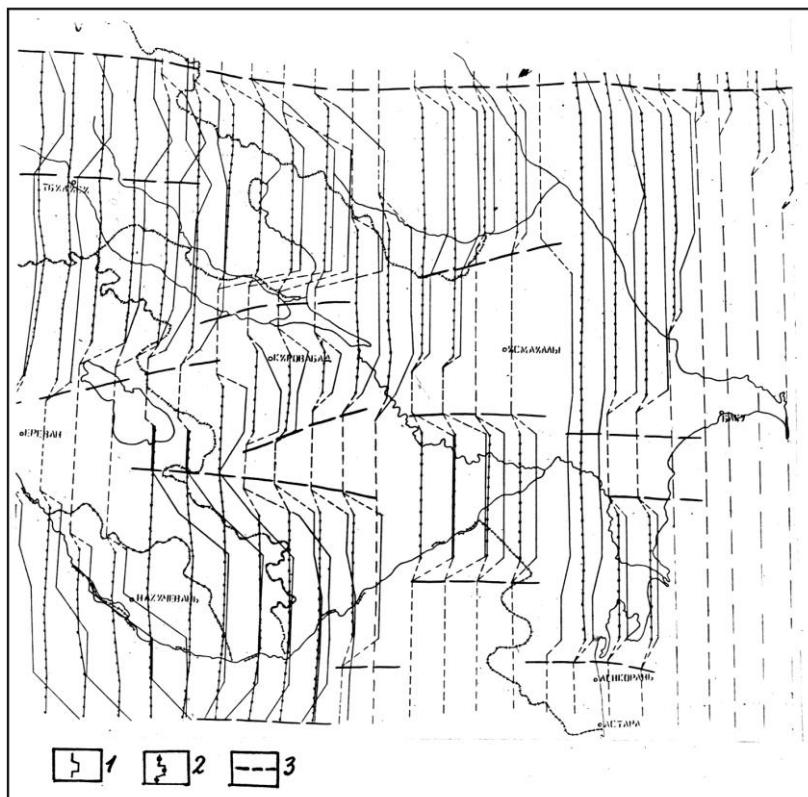


Рис.23. Схема выявления широтных геодинамических линеаментов в базальтовом слое земной коры Кавказа
(составил Халилов Э.Н.)

- 1 - Графики распределения плотности гипоцентров землетрясений;**
- 2 - Графики распределения плотности энергии землетрясений;**
- 3 - Геодинамические линеаменты.**

Это позволило получить в пределах каждого слоя матрицу данных в точках, расположенных друг от друга на расстоянии 25 км.

Затем, по полученным данным, для каждого слоя строились графики распределения плотности энергии и гипоцентров землетрясений, при этом было выбрано два варианта пространственного расположения графиков: меридиональное и широтное. Промежутки между осями графиков составили 25 км.

В качестве примера, на рис.22 показано меридиональное расположение графиков плотностей Е и N землетрясений в «базальтовом» слое.

На графике были выделены зоны и участки резких градиентов, которые были соединены толстыми пунктирными линиями на разных соседних графиках. В результате были выделены геодинамические линеаменты, имеющие направления, близкие к широтному. Линеаменты проводились также с учетом сохранения либо изменения характера графиков.

Сопоставление полученных геодинамических линеаментов с выделенными по данным геофизики глубинными разломами показало, что подавляющее большинство линеаментов удовлетворительно совпало с положением глубинным разломов.

На рис.23 показано расположение широтных графиков распределения плотности Е и N землетрясений в «базальтовом» слое. По зонам минимумов и резких градиентов на графиках были проведены геодинамические линеаменты, имеющие простиранье, близкое к меридиональному. И здесь также большинство линеаментов совпало с положением глубинным разломов. На следующем этапе линеаменты, выделенные при меридиональном и широтном расположении графиков, были совмещены, что позволило выявить четкую блоковую структуру расположения линеаментов в «базальтовом» слое (рис.24).

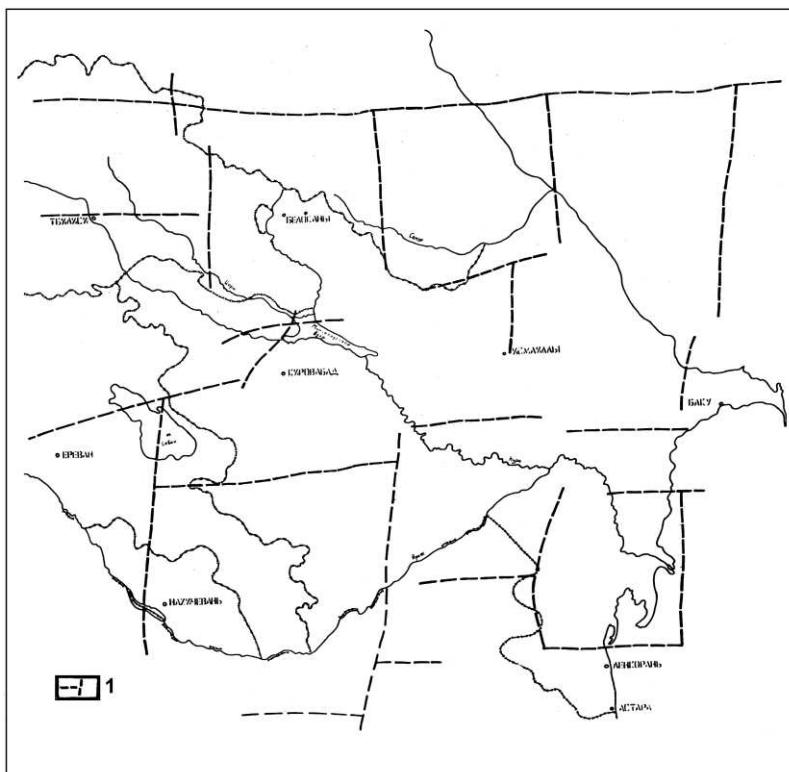


Рис. 24. Расположение геодинамических линеаментов в базальтовом слое земной коры Кавказа (составил Халилов Э.Н.)
1 - Геодинамические линеаменты.

Совпадение этой структуры, во многом, с разломно-блоковой структурой рассмотренной территории, по данным геолого-географических исследований, описанных ранее, позволяет нам заключить, что с помощью вышеописанной методики нами выявлены глубинные разломы в «базальтовом» слое.

Надо отметить, что нами было также изучено влияние на ориентацию выделяемых геодинамических линеаментов направ-

ления выбранных профилей, по которым строились графики распределения плотности гипоцентров и энергия землетрясений. С этой целью были дополнительно исследованы графики распределения плотности Е и N землетрясений, имеющие простириания СЗ-ЮВ и СВ-ЮЗ. Выделенные по этим графикам геодинамические линеаменты более чем на 90% совпали с глубинными разломами, а их ориентации отличались не более чем на 3-6°.

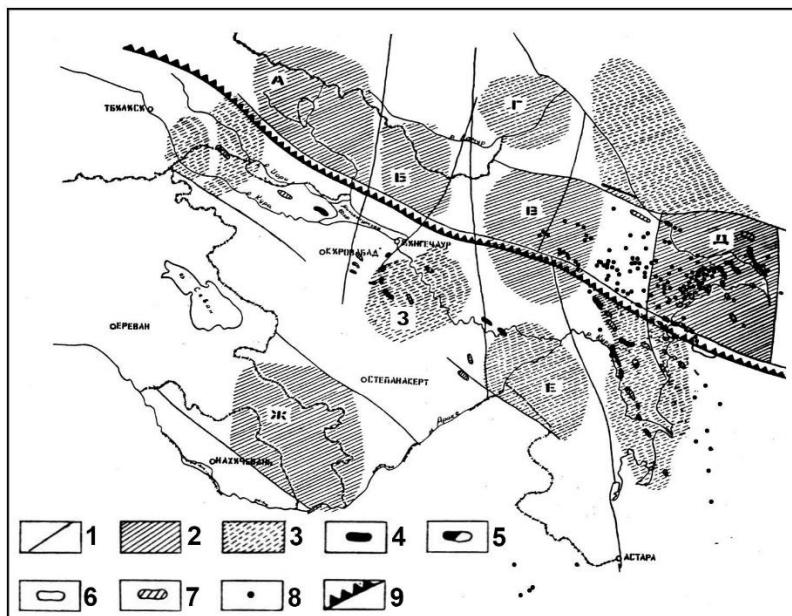


Рис.25. Схема расположения зон с единым геодинамическим режимом земной коры Азербайджана (составил Халилов Э. Н.)

1 - Разломы; 2 - Зоны выделенные уверенно; 3 - Зоны выделенные менее уверенно; 4 - Нефтяные месторождения; 5 – Газоконденсатные месторождения; 6 и 7- структуры; 8 - Грязевые вулканы; 9 - Зона субдукции (реликтовая).

В то же время, проведенные нами исследования сейсмического режима рассматриваемой территории позволили выявить геодинамические участки (блоки) земной коры, в пределах которых характер распределения сейсмической активности во времени, а также особенности распределения по глубине плотности энергии и гипоцентров землетрясений абсолютно идентичны (рис.25).

Указанные параметры в различных геодинамических блоках отличаются между собой. Различие в динамике проявления тектонической активности выявленных геодинамических блоков свидетельствует о наличие между ними глубинных разломов.

Сопоставление карты разломов в «базальтовом» слое с картой геодинамических блоков показало, что границы данных блоков совпадают с глубинными разломами в «базальтовом» слое. Так, вполне удовлетворительно совпали с разломами «базальтового» слоя северная, южная и западная граница блока Д, все границы блоков З, Г, А, Б, Е, Ж, Н, северная и восточная границы блоков М-Л. Практически полностью совпали границы тектонического блока, установленного по геолого-геофизическим данным и расположенного между зонами В и Д.

Таким образом, как видно, совершенно различные методики позволили прийти к одинаковым результатам, что подтверждает их достоверность.

Надо отметить, что по вышеописанной методике, основанной на анализе распределения плотности Е и N землетрясений в слоях земной коры, были выявлены разломы такие в «осадочной» и «гранитных» слоях. На рис.26 показано расположение меридионально направленных разломов «осадочного» и «базальтового» слоев, тогда как на рис.27 показано простижение широтных разломов в этих слоях.

Как видно из карт на рис.26 и рис.27, меридионально и широтно расположенные разломы в различных слоях земной коры смещены друг относительно друга, что может свидетельствовать о направлении падения плоскостей разломов. При этом, проекция разных частей наклонных разломов на поверхность земли воспринимается, как различные разломы. Либо, это может свидетельствовать о горизонтальном смещении одних слоев относительно других после образования разломов, что привело к перемещению разных частей плоскостей разломов вместе со слоями.

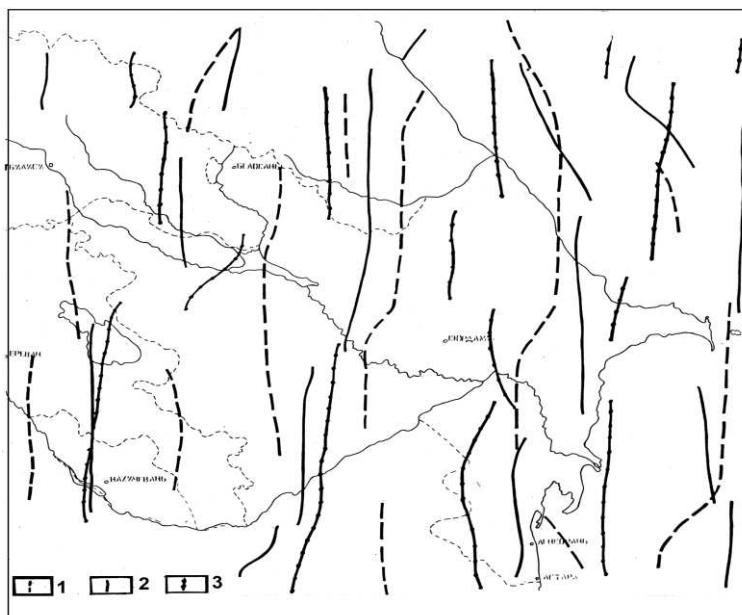


Рис.26. Расположение меридиональных геодинамических линеаментов в слоях земной коры Кавказа (составил Халилов Э.Н.)
1, 2 и 3 - геодинамические линеаменты, соответственно в осадочном, гранитном и базальтовых слоях.

В обоих случаях полученные результаты имеют важное значение, т.к. позволяют не только выявить разломы и определить их пространственную ориентацию, но и восстановить геодинамический ход развития рассматриваемого региона и определить особенности тектонических движений.

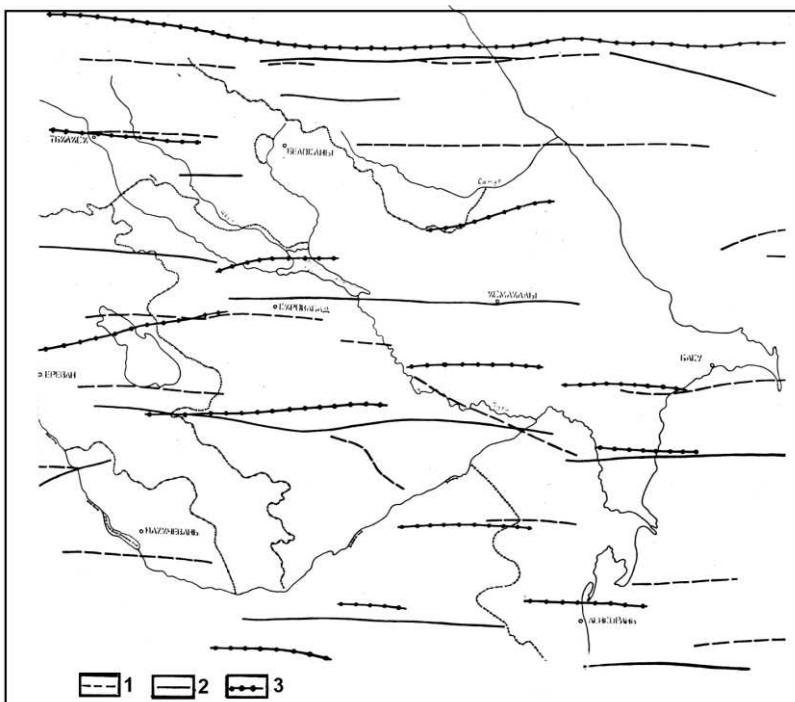


Рис.27. Расположение широтных геодинамических линеаментов в слоях земной коры Кавказа (составил Халилов Э.Н.)
1, 2 и 3 - геодинамические линеаменты, соответственно в осадочном, гранитном и базальтовых слоях.

В подавляющем большинстве случаев, геолого-географические данные позволяют получить лишь проекцию верхней кромки

разлома на поверхности Земли, при этом часто различные части плоскостей, наклонных либо смещенных в разных слоях разломов, проецируется на поверхность Земли и интерпретируется как самостоятельные разломы.

Кроме того, нами установлена неизвестная ранее особенность совпадения разломов земной коры определенного порядка с зонами минимумов и градиентов распределения плотности энергии и гипоцентров землетрясений в земной коре. Этот вывод имеет не только практическое, но и фундаментальное научное значение, так как опровергает сложившееся представления об однозначной приуроченности очагов землетрясений к разломам земной коры, а также требует пересмотреть существующие представления о механизме очагов землетрясений.

Более того, внимательный анализ графиков распределения плотности Е и N землетрясений в различных частях земной коры, например, рис.22 и 23 показывает, что максимальная плотность расположения очагов и выделившейся энергии землетрясений наблюдается внутри тектонических блоков земной коры, а не на их границах, как это считалось ранее.

На границе же, наоборот, наблюдается минимумы распределения плотности Е и N землетрясений.

Данный вывод также свидетельствует об ином механизме землетрясений по сравнению с классическими представлениями.

6.4. Геодинамическая модель литосферы

В настоящее время существует ряд моделей глубинного строения и геодинамики листосферы, описанные нами ранее. Однако все существующие модели литосферы основываются на

геофизических данных о глубинной структуре литосферы, в основном, на данных ГСЗ о сейсмических границах, отождествляемых с границами основных слоев литосферы.

Полученные нами результаты вышеописанных исследований позволили разработать новую геодинамическую модель литосферы, учитывающую установленные особенности и закономерности в распределении плотности гипоцентров и энергии землетрясений в литосфере в связи с глубинным строением. Так, оказалось, что участки повышенной плотности Е и N землетрясений расположены не в зонах разломов, а между ними – в пределах тектонических блоков, равномерно распределяясь в них, тогда как минимум плотности часто соответствует зонам разломов.

Этот факт привел нас к мысли, что зоны разломов, являясь наиболее подвижными и раздробленными участками земной коры, в большинстве случаев, не способны к накоплению больших тектонических напряжений, вызывающих сильные землетрясения. В то же время, существуют доказательства наличия сейсмогенных разломов, которыми являются зоны ЗБ, либо такие разломы как Сан-Андреас. Поэтому следует выделять сейсмоактивные и сейсмопассивные разломы. Как показали наши исследования на Кавказе, большинство разломов определенного порядка являются сейсмопассивными. Скорее всего, разломы контролируют блоки и слои, в пределах которых происходит накопление и разрядка тектонических напряжений, причем, чем дальше от разломов, т.е. от зон разгрузки, тем больше напряжений накапливается в объеме.

Как показали результаты вышеописанных исследований, в земной коре минимум распределения плотности $E(h)$ и $N(h)$ соответствует сейсмическим границам земной коры, в максимумы расположены расположены внутри слоев земной коры. Учитывая

приуроченность минимумов плотности Е и N землетрясений в земной коре к разломам, можно предположить существование протяженных горизонтальных разломов в земной коре, разделяющих слои с различными физико-механическими свойствами и способствующими тангенциальному перемещению вышележащих слоев по нижележащим.

А.В.Пейве, Ю.М.Пущаровский и др, впервые обосновали представление о тектонической расслоенности литосферы /119/. В настоящее время эти идеи получили также развитие в США и других странах.

Как отмечают В.И.Хайн и А.Е.Михайлов, «границы раздела, которые фиксируются по сейсмическим данным в литосфере, являются не столько, а весьма возможно и не только, границами различных породных комплексов, сколько поверхностями смещения вышележащих слоев литосферы по нижележащие» /154/.

Таким образом, в процессе планового перемещения одних слоев относительно других по горизонтальным разломам происходит выделение огромной энергии, часть из которой переходит в тепловую за счет трения поверхности слоев /117/. В то время, как внутри объемов слоев происходит накопление огромных механических напряжений, они, периодически разряжаясь, проявляются в виде внутриблочных землетрясений.

Таким образом, границы слоев земной коры представляют собой, в определенной степени, сейсмопассивные тангенциально расположенных межпластовые разломы, по которым происходит главное перемещение одних слоев относительно других. В качестве подтверждения сказанного можно привести следующий факт.

При бурении Кольской сверхглубокой скважины, на ряде уровней обнаружена тектоническая брекчия, являющаяся

свидетельством горизонтальных тектонических перемещений /118/.

Как показали результаты наблюдений на Южно-Якутском геодинамическом полигоне, градиент современных горизонтальных деформаций в 3-4 раза выше вертикальных, а расход энергии при этом в 3-4 раза выше наблюдаемого теплового потока.

О горизонтальных смещениях слоев земной коры друг относительно друга свидетельствует наличие в разрезе коры миллионитовых зон, являющихся результатом трения поверхностей и образования миллионита /209/.

При глубоководном бурении с корабля «Гломар Челенджер» в нескольких скважинах были вскрыты пачки раздробленных пород, которые, как предполагается, образовались в результате горизонтальных перемещений слоев относительно друг друга /118/.

Как отмечено в работе /118/, «во всех горных системах Альпийского пояса, будь то Гималаи, Памир, Кавказ или Альпы, во многих районах обрамления Тихого океана, на Урале, в Аппалачах, в Скандинавии и во многих других местах обнаружены сорванные с их первоначального места и перемещенные на значительные расстояния массы горных пород – тектонические пластины, чешуи, шарьяжи и покровы».

Авторами работы /118/ отмечается также, что в последнее время получены доказательства наличия срывов на границе Мохо.

Как показали проведенные нами исследования, граница Мохо соответствует зоне минимума плотности распределения $E(h)$ и $N(h)$, тогда, как ниже границы Мохо появляется тонкий сейсмогенный слой мощностью 10-15 км, являющийся, на наш взгляд, переходным слоем кора-мантия. Как видно данный слой является накопителем механических напряжений, тогда как по поверхности Мохо,

происходит плавное горизонтальное скольжение земной коры относительно мантии.

Надо отметить, что сейсмические данные, полученные в США, позволили установить в ряде районов расслоенную структуру зоны перехода кора-мантия, что свидетельствует о горизонтальных смещениях по границе Мохо /213/.

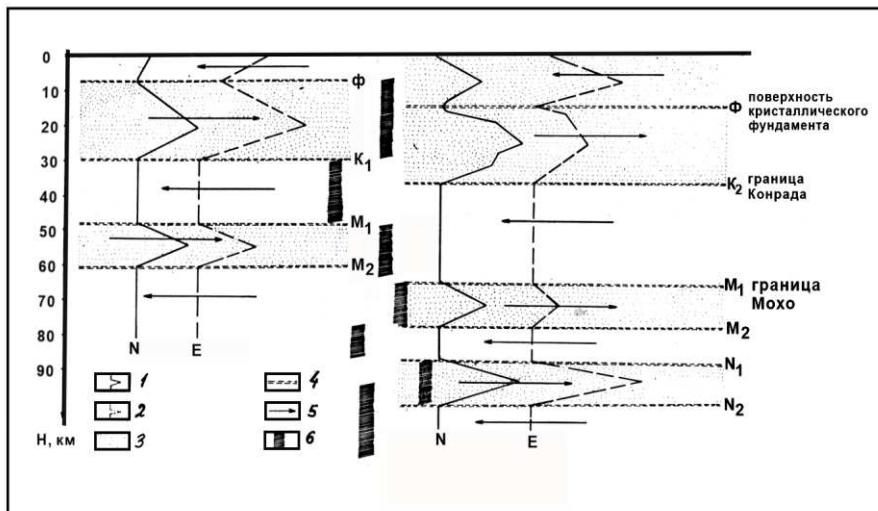


Рис.28. Геодинамическая модель литосферы
(составил Халилов Э.Н.)

- 1 - графики распределения по глубине плотности очагов землетрясений;
- 2 - графики распределения по глубине плотности энергии землетрясений;
- 3 - напряженные зоны; 4 - геодинамические границы; 5 - направление перемещения слоев; 6 - разломы.

Таким образом, как указывал Г.П.Горшков, очаг землетрясения представляет собой не плоскость разрыва, а некоторый объем, в котором происходит накопление и разрядка механических напряжений /40/.

На основании проведенных нами исследований можно заключить, что объемом, в котором накапливается тектоническая энергия, является тектонический блок или слой земной коры, ограниченный вертикальными и горизонтальными разломами.

7. ВЫЯВЛЕНИЕ ЗОНЫ ЗАВАРИЦКОГО-БЕНЬОФА В КАВКАЗСКО-КАСПИЙСКОМ РЕГИОНЕ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЕЕ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СТРУКТУРЫ

В 1938 году японским сейсмологом К. Вадати были впервые намечены по расположению очагов землетрясений, сверхглубинные разломы вдоль границ островных дуг и глубоководных желобов.

В 1946 г. русский петролог А.Н. Заварицкий установил закономерную приуроченность к ним очагов андезитовых вулканов.

В 1954 г. Хуго Беньофф опубликовал свою работу по выявлению пространственной структуры «фокальных зон» глубокофокусных землетрясений, после которой, эти исследования получили наибольшую известность. Гипоцентры землетрясений вытягивались по наклонным (под углом, преимущественно 30-60°) поверхностям (фокальным поверхностям), погружающимся в недра Земли. Эта область фокусов землетрясений, называемая зоной Заварицкого-Беньоффа (ЗБ), связывается с областью погружения океанской коры, прерывистое пододвигание которой и является причиной землетрясений (рис.29).

По современным данным литосфера состоит из семи крупных плит, ограниченных зонами спрединга, субдукции или сдвига: Тихоокеанская, Северо- и Южно-Американская, Индоаравийская, Африканская, Евразиатская, Антарктическая. Имеется несколько менее крупных плит, существование которых принимается многими исследователями: Кокос, Карибская, Аравийская, Иранская, Турецкая, Филиппинская, Сомалийская и др. Некоторое число других еще более мелких плит выделено на основе тектонических

предпосылок в различных регионах мира: Красном и Средиземном морях, Калифорнийском заливе, море Бисмарка, на Кавказе и в Каспийском море и др.

Лишь немногие из субдукционных или поддвиговых зон достигают глубин порядка 600-700 км: Тонга, Япония Чили, Индонезия, Филиппины, Новые Гебриды и Соломоновы острова (рис.29).

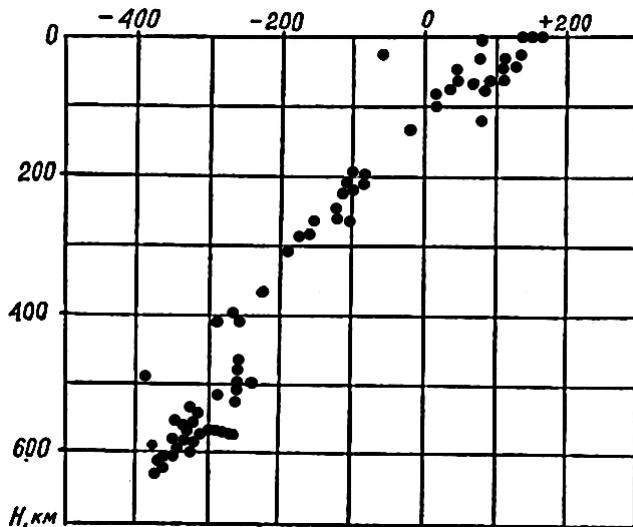


Рис.29. Гипоцентры землетрясений, произошедших в 1965 г. под дугой Тонга в юго-западной части Тихого океана Болт Б. (1981).

Другие зоны поддвига достигают меньших глубин. Около 80% землетрясений соответствуют субдукционным границам Тихоокеанской плиты и примыкающих к ней главных плит. Остальная часть сейсмической активности проявляется вдоль границ плит, протягивающихся в сложной последовательности от Гималаев в Центральную Азию и Китай, и далее к западу через Афганистан, Иран, Турцию и Средиземное море к Азорским островам. К таким границам можно также отнести фрагмент реликтовой зоны субдукции на Каспийском море и в восточной части Большого

Кавказа (рис.30 и 31). Менее 3% сейсмической энергии высвобождается в пределах срединно-океанских поднятий и во внутренних частях плит. Практически 99% всех землетрясений приурочено к границам плит (Ломниц Ц., Розенбллюд Э.,1981).

В последние годы все большее признание получает представление о формировании альпийской структуры Большого Кавказа в результате столкновения (коллизии) Закавказской (Черноморско-Южно-Каспийской) и Евразиатской литосферных плит и подвига первой (первых) под вторую.

С целью проверки существования современной зоны субдукции на Кавказе нами была составлена карта эпицентров землетрясений Кавказа (рис.30) с $M \geq 4$ по данным каталога /111/. На карте четко обозначилась зона глубоких землетрясений (с глубиной гипоцентров более 40 км). Эта зона берет свое начало в западной части Большого Кавказа, в полосе Дзирульского массива прерывается и вновь наблюдается в восточной части Большого Кавказа, распространяясь до западного побережья Каспия, и затем прослеживается в пределах Каспийского моря и Юго-Западной Туркмении.

Предполагается, что выявленная зона глубоких землетрясений - это поверхностное отображение той части зоны ЗБ, где литосферная плита начинает погружение в верхнюю мантию. Профили через ряд районов Кавказа (рис.31.1) с нанесенными на них очагами землетрясений подтверждают это заключение. Один профиль проведен с юга на север через Рионскую низменность (см. рис.31.1, а). Отсутствие здесь подкоровых очагов землетрясений не позволило выявить какую-либо закономерность в распределении гипоцентров.

На профиле, секущем восточную часть Большого Кавказа (см. рис.31.2,б), отчетливо наблюдается погружение очагов землетрясений с юга на север под углом, примерно, 58° . Выявленная сейсмофокальная зона Беньофа под восточной частью Большого Кавказа погружается в верхнюю мантию.

Третий профиль (см. рис.31.1, в) расположен вкрест простирания Апшеронского порога, являющегося морским продолжением складчатой системы Большого Кавказа. Гипоцентры землетрясений погружаются здесь с юга на север под Апшеронский порог под углом 40°.

На рис.31.2 приведена трехмерная модель пространственной ориентации сейсмофокальной плоскости в пределах Каспийского региона.

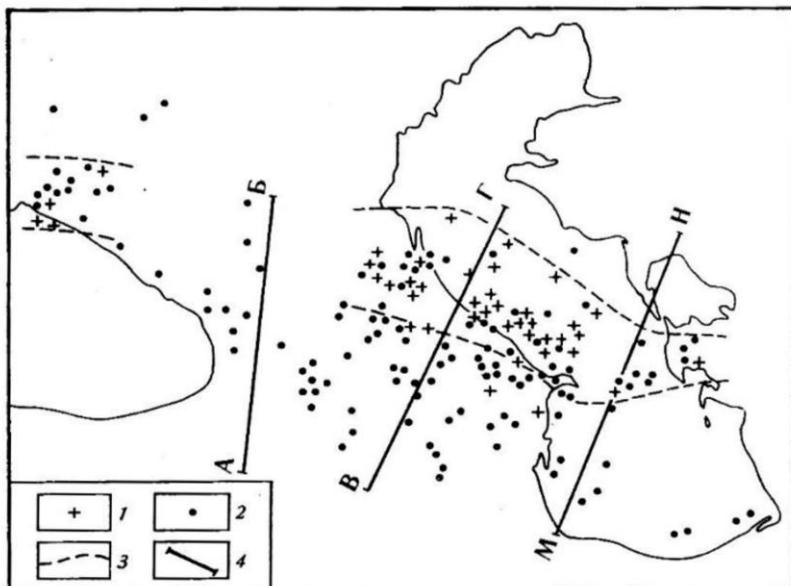


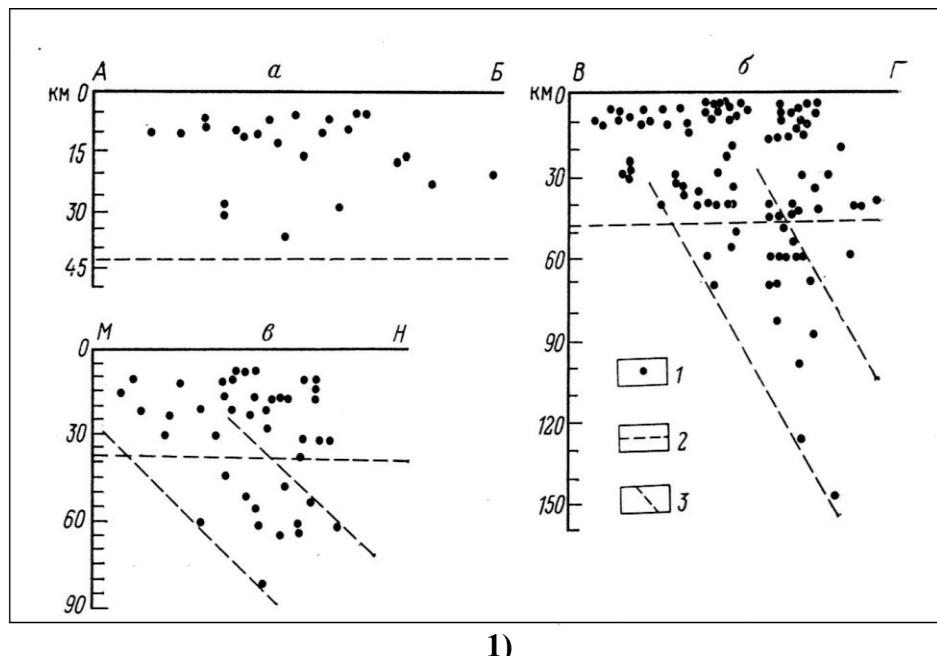
Рис.30. Схема эпицентров землетрясений Кавказско-Каспийского региона.

1- эпицентры землетрясений с глубиной гипоцентров с глубиной 40 км и более; 2 - эпицентры землетрясений с глубиной гипоцентров до 39 км; 3 - границы зоны глубокофокусных землетрясений;
2 - линии профилей на рис.31.

Сейсмофокальная плоскость ЗБ в восточной части Большого Кавказа была ранее обнаружена П. Н. Кропоткиным и Л. В.

Ларионовым /59/. Эта зона приурочивается авторами данной статьи к Главному Кавказскому надвигу.

Движение по надвигу создает в сечении сминаемой им толщи напряженное состояние, в первом приближении характеризующееся эпюрой сжатия. На это указывает также ориентация осей главных напряжений Кавказа, имеющих четко выраженную горизонтальную направленность осей сжатия [14, 15].



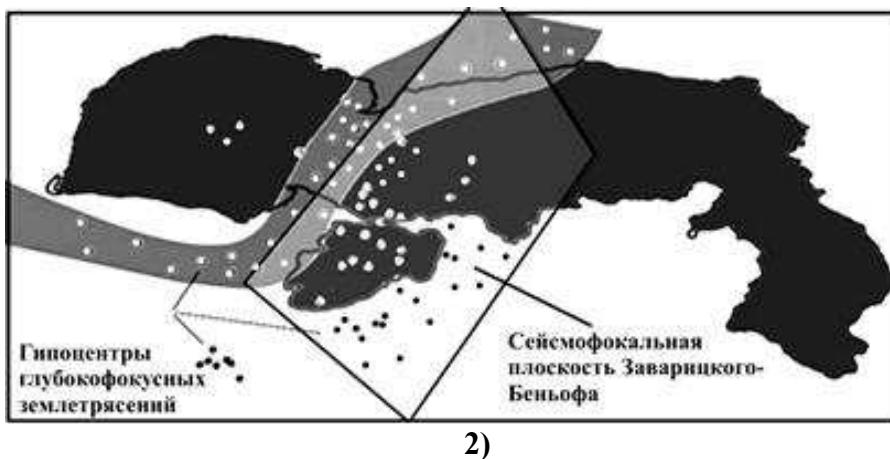


Рис.31. Структура сейсмофокальной зоны ЗБ в пределах Каспийского региона.

- 1) -Профили через: а – Рионскую низменность; б – вкрест прости- рания восточной части Большого Кавказа; в – вкрест простириания Апшеронского порога на Каспии (Халилов Э.Н., Мехтиев Ш.Ф., Хайн В.Е., 1987 /157/). 1 – гипоцентры землетрясений;
2 – осредненная поверхность Мохо; 3 – зона ЗБ.
- 2) - Трехмерное изображение распределения гипоцентров землетрясений с глубиной гипоцентров $M \geq 5$ и пространственной ориентации сейсмофокальной плоскости.

На рис.32 приведен глубинный геолого-геофизический разрез по профилю Волгоград-Нахичевань. При построении профиля использовались данные глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), глубинного магнитотеллурического зондирования (ГМТЗ), гравиметрии, геотермии и сейсмологии, а также привлекались материалы опубликованных работ.

Спроецированные на профиль гипоцентры землетрясений позволили уточнить положение глубинных разломов и зоны субдукции.

В результате погружения литосферы возникают силы, стремящиеся сместить вышележащие слои относительно нижележащих. Это приводит к образованию складчатости, опрокинутой в направлении перемещения покровов. В Главном хребте и в центральной части зоны южного склона осадки интенсивно дислоцированы, а в восточной и западной частях этой зоны, кроме того, надвинуты на юг.

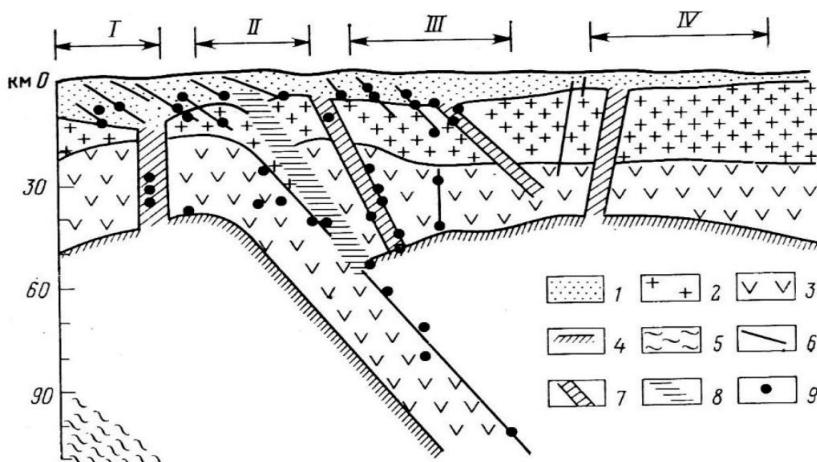


Рис. 32. Глубинный геолого-геофизический разрез по профилю ГСЗ
Волгоград - Нахичевань

Слои: 1 - «осадочный», 2 - «гранитный», 3 - «базальтовый»;

4 - поперхность Мохо; 5 - астеносфера; 6 - коровые разломы;

7 - глубинные разломы; 8 - Главный Кавказский надвиг;

9 - гипоцентры землетрясений.

I - Куринская депрессия; II - Большой Кавказ; III - Терско-Кумская
депрессия; IV - вал Карпинского.

Складчатость, установленная на Большом Кавказе, результат сжимающего воздействия края наползающей плиты, т. е. представляет собой типичную складчатость бокового сжатия, что было детально рассмотрено нами в предыдущих разделах. Направления

осей складок совпадала с направлениями основных тектонических элементов данного региона.

Аномально большая мощность осадочного слоя Черноморской и Южно-Каспийской, а также Среднекуринской впадин, объясняется соскальванием и сжатием пород осадочного слоя. Альпийская эпоха деформаций начинается в конце эоцена и выражается в энергичном подвиге литосферной плиты со скоростью 6-7 см/год /8/.

Именно смещением к югу компетентных пород «гранитного» слоя, определившим боковое сжатие, можно объяснить формирование складчатости в зонах Главного хребта и южного склона Большого Кавказа и отсутствие складкообразования в северных тектонических зонах, где осадки ложились на кристаллический субстрат /13/.

По мере того, как литосфера изгибаются, прежде чем погрузиться в зону субдукции, поверхность плиты испытывает разрывы под действием напряжений растяжения. Если Большой Кавказ характеризуется напряжениями сжатия, то Нижнекуринская и Южно-Каспийская впадина характеризуются напряжениями растяжения /3,4/.

Эта особенность распределения напряжений, вероятно, объясняется погружением Южно-Каспийской микроплиты под Евразиатскую плиту и, как следствие, сильным изгибом первой. При этом, подошва земной коры Южно-Каспийской микроплиты испытывает напряжение сжатия, тогда, как осадочный чехол подвергается растяжению. В то же время, край Евразиатской плиты несколько приподнимается, как бы наползая па Южно-Каспийскую микроплиту. Вследствие этого, подошва земной коры здесь испытывает напряжение растяжения, а осадочный чехол подвергается сжатию.

В тылу наползающего литосферного клина островных дуг, как правило, возникают вулканические дуги, которые характеризуются высоким тепловым потоком.

И действительно, на Большом Кавказе система Тырныаузского разлома и его восточного продолжения до г. Грозного характеризуется молодыми магматическими проявлениями. Крайним северным субмеридиональным ответвлением неовулканического пояса является цепь вулканов, связанная с Транскавказским меридиональным поднятием на Большом Кавказе и в Предкавказье. К ней относятся Кельско-Казбекская и Чегем-Эльбрусская группы позднемиоцен-четвертичных андезито-дацито-риолитовых вулканов и Минераловодская группа позднемиоцен-раннеплиоценовых трахилипаратитовых субвулканов. Наличие ряда термальных источников на Северном Кавказе также свидетельствует об уга-сающей вулканической активности /158/.

Отсутствие современной сейсмичности вдоль отрезка зоны ЗБ, приходящейся на Центральный Кавказ, можно объяснить тем, что на этом участке коллизия Черноморской микроплиты с Евразиатской уже закончилась. Это подтверждается и максимально приподнятым положением обеих плит, в особенности Черноморской, в данном сегменте. Окончание коллизии, скорее всего, относится к раннему плиоцену, но это не могло служить препятствием для проявления магматической деятельности в более позднее время, вплоть до голоцена, поскольку известно, что магматические очаги остывают не сразу, а в течение миллионов лет (постколлизионный магматизм, по В. А. Леглеру).

На высокую тектоническую активность недр рассматриваемого региона указывают также результаты исследований верхней мантии. В Куринской впадине, разделяющей хребты Большого и Малого Кавказа, скорости распространения сейсмических волн в пределах верхней мантии имеют относительно низкие значения (8,0 км/с). Кроме того, поверхность М по данным ГСЗ, здесь расположена

значительно ниже глубин, которые можно было бы ожидать на основании аномалий Буге /5/. Эти данные свидетельствуют об относительном разуплотнении вещества верхней мантии Кавказского региона по сравнению с районами Русской плиты и Черноморской впадины.

Данные ГМТЗ, обобщенные Г. Е. Гугунавой /46,47/, позволили ему прийти к заключению о возможном наличии под Большим Кавказом зоны субдукции, наклоненной к северу. Подошва литосферы погружается в этом направлении примерно с 50 до 150 км.

Изучение теплового потока Закавказья /92/ показывает, что повышенные значения теплового потока в Куринской впадине расположены наиболее близко к поверхности Земли, в то время, как по мере удаления на север, происходит погружение изотерм. Так, геоизотерма 600° под Куринской депрессией располагается на глубине около 35 км, тогда, как по направлению к северу, в сторону Большого Кавказа, происходит ее погружение под углом примерно 60° .

Тектонически активные районы, как известно, характеризуются значительными нарушениями изостазии. Об интенсивных движениях земной коры в Кавказском регионе свидетельствует значительный диапазон изостатических аномалий /5/. Мощность земной коры под горными сооружениями Кавказа, определенная по данным ГСЗ, недостаточна для компенсации рельефа земной поверхности и осадочных толщ. Для полной их компенсации необходимо, чтобы земная кора была толще на 10-20 км, если допустить, что компенсационные массы создаются за счет изменения ее мощности.

Это нарушение изостазии на территории Кавказа, вероятно, связано, во-первых, с наличием частично расплавленного аномально легкого мантийного вещества и, во-вторых, с субдукцией литосферной плиты, принимающей на себя часть нагрузки,

создаваемой краем материковой литосферной плиты, представленным сооружением Большого Кавказа. Это вызывает также нарушение изостазии в межгорных прогибах, но уже противоположное по знаку. Так, например, поверхность М в Рионской и Куриńskiej впадинах располагается на 5-10 км глубже, чем это требуется по условиям изостазии.

На совершенно различное глубинное строение территории Большого Кавказа и Закавказья указывает то, что граница Мохо на большей части мегантиклиниория Большого Кавказа акустически резкая, с большим скачком скорости, в то время как в Закавказье граница М выражена не четко. Граница между этими двумя зонами, существенно различающими-ся по динамике волновой картины от поверхности М, проходит по южному склону Большого Кавказа.

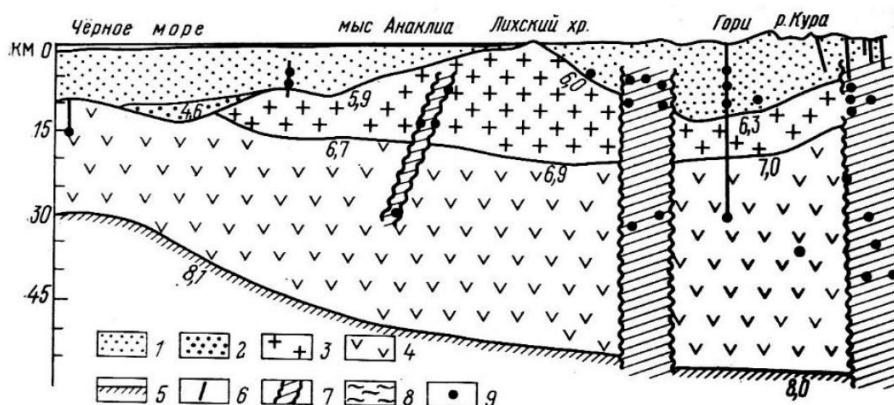


Рис. 33. Глубинный геолого-геофизический разрез по линии Черное - Каспийское моря (левая часть).

Слои: 1 - «осадочный»; 2 - «уплотненный осадочный», 3 - «гранитный», 3 - «базальтовый»; 5 - поверхность Мохо; 6 - коровые разломы; 7 - глубинные разломы; 8 - астеносфера; 9 - гипоцентры землетрясений.

Цифры - скорость продольных сейсмических волн (км/с).

Мощность земной коры Кавказского региона больше, чем в сопредельных областях, примерно на 15-20 км и в среднем составляет 45-55 км. В пределах Черноморской и Южно-Каспийской впадин мощность земной коры составляет 25- 35 км, увеличиваясь лишь в их периферических зонах. Кроме того, Большой и Малый Кавказ разделяют Рионская и Куринская впадины со сравнительно малой мощностью земной коры (40 - 45 км), отделенные одна от другой перемычкой - Дзируль- ским массивом (рис.34).

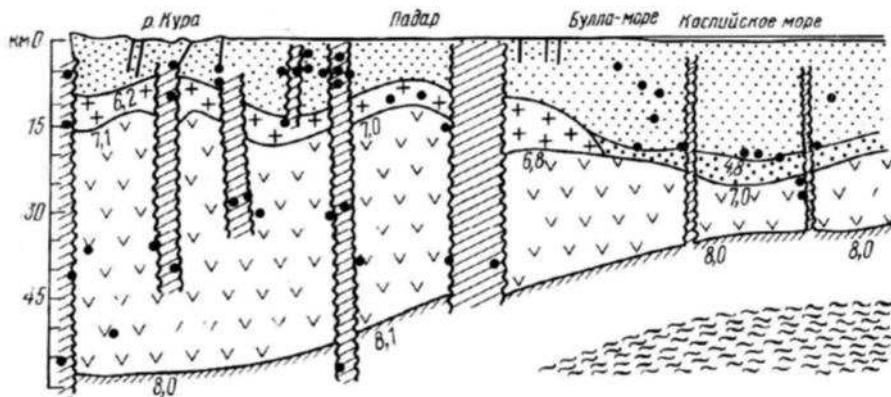


Рис. 34 (правая часть)
Глубинный геолого-геофизический разрез по линии
Черное - Каспийское моря. (Условные обозначения на рис.33).

Увеличение мощности земной коры в восточной части Большого Кавказа связано с увеличением примерно в 1,5 раза мощности «базальтового» слоя. В районе Цители - Цкаро наблюдается уступ в «базальтовом» слое и четко фиксируемое выклинивание гранитного слоя. Несмотря на единство строения западной и восточной частей Кавказского региона, взаимодействие литосферных плит нельзя рассматривать, как погружение единой литосферной плиты, включающей глубокую часть впадины Черного моря, Рионскую впадину, Грузинскую глыбу, Куриńskую и Южно-Каспийскую впадины,

перемещающейся, как монолитный массив на С-СВ, в направлении Восточно-Европейской и Скифской платформ, входящих в состав Евразиатской плиты. Это связано, прежде всего, с наличием перемычки между Рионской и Куринской впадинами - Дзирульского массива, а главное, с наличием глубинного трансформного разлома, пересекающего сооружения Малого и Большого Кавказа с юго-запада на северо-восток, восточнее Дзирульского массива. Данный разлом трассируется по совокупности косвенных геолого-геофизических данных и, очевидно, разделяет Черноморскую и Южно-Каспийскую микроплиты. При этом, Южно-Каспийская микроплита тектонически более активна, на что указывает наличие сейсмофокальной поверхности вдоль всей северной границы этой микроплиты, включающей Нижнекуринскую депрессию и восточную часть Большого Кавказа, Западно-Туркменскую и Южно-Каспийскую впадины.

Проекцией на поверхность Земли той части зоны ЗБ, где литосферная плита начинает погружаться под кри-сталлический фундамент Большого Кавказа, является северный (на западе Кахетино-Лечхумский) разлом Закавказской глыбы, простирающийся вдоль подножия южного склона Большого Кавказа, в то время, как скольжение погружающейся плиты происходит по плоскости Главного Кавказского надвига.

На построенном глубинном геолого-геофизическом разрезе (см. рис.32) видно, что погружение в верхнюю мантию коры океанского и (или) субокеанского типа в пределах Большого Кавказа уже завершилось, о чем свидетельствует наличие утоненного «гранитного» слоя в Куринской депрессии, который начал внедряться в зону субдукции. Очевидно, что именно внедрение «гранитного» слоя значительно приподняло гипсометрический уровень Большого Кавказа.

На восток зона ЗБ прослеживается вдоль Сангачало-Огурчинского глубинного разлома до середины Каспийского моря,

после чего несколько смещается на север и простирается вдоль Челекено-Апшеронского глубинного разлома, срезаясь затем Мессерианским поперечным (трансформным) глубинным разломом. Погружение сравнительно мощной коры Куринской впадины под восточную часть Большого Кавказа и несколько более тонкой субокеанской коры Южного Каспия под Апшеронский порог привело к перераспределению напряжений и возникновению многочисленных разломов субкавказского направления.

Ряд глубинных разломов, ориентированных вкрест простирания структуры Большого Кавказа, был выявлен авторами по очагам землетрясений, спроектированных на глубинный геолого-геофизический разрез по линии Черное море - Каспийское море (см. рис.34). Наличие очагов землетрясений, приуроченных к плоскостям данных разломов, свидетельствует об их высокой тектонической активности.

Впервые результаты исследований о наличии зоны ЗБ в пределах Каспийского моря были опубликованы в работе /157/ (Халилов Э.Н., 1983 г.). В наших последующих работах были приведены более глубокие доказательства наличия зоны ЗБ в пределах Кавказско-Каспийского региона /158-160/.

Примечательно, что последующие работы ряда исследователей полностью подтвердили результаты наших исследований по выявлению сейсмофокальной плоскости ЗБ и зоны субдукции в пределах Восточной части Большого Кавказа и Каспийского моря, что отражено на рис.35. В частности, к такому заключению пришли: Уломов В.И. и др., 1999 /144/, James Jackson и др., 2002 /193/, Allen M.B. и др., 2002 /177/, Нариманов Н.Р. 2003 /100/, Хайн В.Е. и др., 2004 /155/, и др. Ранее, о возможном наличии сейсмофокальной плоскости в Крымско-Кавказской области было отмечено в работе Кропоткина П.Н. и Ларионова Л.В. /85/.

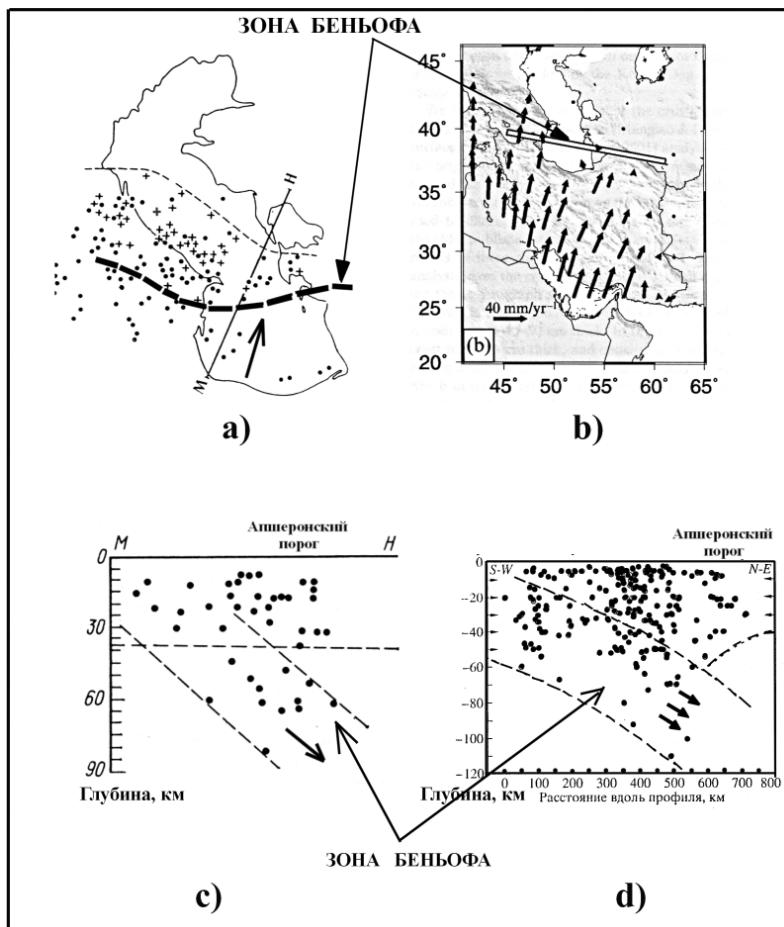


Рис.35. Схемы выявления зоны ЗБ на Каспии различными авторами.

- a) – схема ЗБ на Каспии, установленной Э.Н.Халиловым /157-160/;
- b) – схема ЗБ на Каспии, установленной James Jackson и др. в 2002 г.;
- c) – сейсмологический профиль с установленной ЗБ (Халилов Э.Н., 1982);
- d) – сейсмологический профиль с установленной ЗБ (Уломов В.И. и др., 1999).

Таким образом, как видно из изложенного, рассмотренная модель взаимодействия литосферных плит в Кавказском регионе наиболее полно объясняет его тектонические и геофизические особенности.

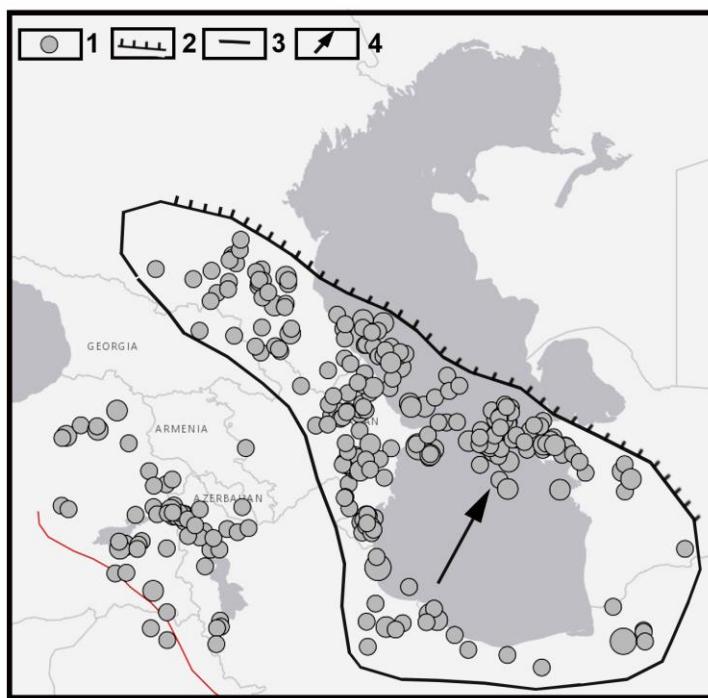


Рис.36. Карта эпицентров землетрясений Кавказско-Каспийского региона с 1950 по 2007 годы с $M \geq 4$ и глубиной гипоцентров $H \geq 40$ км.
(составил Халилов Э.Н.)

1 – эпицентры землетрясений с $M \geq 4$ и глубиной гипоцентров $H \geq 40$ км;
2 - передняя граница зоны субдукции Южно-Каспийской микроплиты;
3 - границы Южно-Каспийской микроплиты; 4 – направление движения Южно-Каспийской микроплиты; по данным USGS

К ним, в частности, относятся: наличие сейсмофокальной поверхности в восточной и западной частях Большого Кавказа, разуплотнение и, очевидно, частичное плавление верхней мантии, наличие значительных изостатических аномалий, ориентация осей главных напряжений и тектонических элементов, вергентность складок и надвигов, наличие вулканических поясов, строение осадочного чехла и земной коры в целом и т. д.

Разумеется, и приведенных фактов недостаточно для придания категоричности нашим выводам. Но в геологии мы постоянно сталкиваемся с неполнотой информации, в особенности, касающейся глубинного строения прошлых геологических эпох. Поэтому приходится прибегать к методу суждения по аналогии. В данном случае сравнение Большого Кавказа с другими аналогичными сооружениями явно свидетельствует в пользу правомочности наших заключений

Нас не должно смущать и то обстоятельство, что сейсмофокальная плоскость ЗБ выражена в настоящее время на Кавказе недостаточно четко, а местами (Центральный Кавказ) и вообще не проявляется. Дело, очевидно, в том, что в альпийском Средиземноморском поясе в современную эпоху мы находим лишь реликты зон ЗБ, некогда имевших, подобно тихоокеанскому обрамлению, сплошное распространение.

Такие реликты наблюдаются кроме Кавказа в Бетской Кордильере, Калабрии, Критской дуге, зоне Вранча в Карпатах, Горном Крыму, Копетдаге, Гиндукуше-Памире. Вряд ли приходится сомневаться в их былой непрерывности.

На рис.36. показана Карта эпицентров землетрясений Кавказско-Каспийского региона с 1950 по 2007 годы с $M \geq 4$ и глубиной гипоцентров $H \geq 40$ км. Прежде всего, необходимо отметить, что эпицентры землетрясений четко оконтуривают Южно-Каспийскую микроплиту, причем, наибольшая концентрация эпицентров

наблюдается в ее северной и северо-западной частях, что свидетельствует о продолжающемся процессе субдукции.



Рис.37. Карта литосферных плит и направлений их движения.

(составил Халилов Э.Н. по данным USGS)

1 – эпицентры землетрясений с $M \geq 4$ и глубиной гипоцентров ≥ 50 км;

2 – границы литосферных плит; 3 – направление движения
литосферных плит.

Северная граница зоны субдукции простирается с северо-запада на юго-восток, фактически, проходя вдоль северного предгорья Большого Кавказа и его продолжения через Каспийское море – Апшеронского порога, а также северного предгорья Копетдагского хребта. Как видно из рис.37, Южно-Каспийская микроплита движется в северо-западном направлении под давлением Иранской

плиты, на которую, в свою очередь давит Аравийская плита. Таким образом, Южно-Каспийская микроплита пододвигается под Скифско-Туранскую плиту, что находит свое отражение в виде землетрясений с глубиной гипоцентров ≥ 50 . Как уже было отмечено выше, данные очаги образуют сейсмофокальную плоскость ЗБ, направленную под углом в северо-западном направлении.

8. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ КАВКАЗСКО-КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ОЧЕРТАНИЯ И УРОВЕНЬ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

8.1. Исследование геодинамического режима Кавказско-Каспийского региона

Изучению сейсмичности и геодинамического режима Кавказско-Каспийского региона были посвящены исследования ряда авторов, в частности, приведенные в работах /8, 24, 91, 101, 131, 132, 141, 144, 145, 158-160, 174/ и др.

Вариации сейсмической активности отражают геодинамический режим литосферы Кавказско-Каспийского региона и циклический характер процесса движения литосферных плит, в частности, процесса субдукции Южно-Каспийской микроплиты под Скифско-Туранскую плиту.

С целью изучения геодинамического режима литосферы Каспийского моря нами была составлена карта эпицентров землетрясений Каспийского моря за период времени с 1950 по 2007 годы с $M \geq 4$ по данным USGS, рис.37. Как видно из приведенной карты, более 90% эпицентров землетрясений размещены вдоль границ Южно-Каспийской микроплиты (ЮКМ), что

свидетельствует об их непосредственной приуроченности к процессу горизонтального перемещения ЮКМ и ее субдукции.

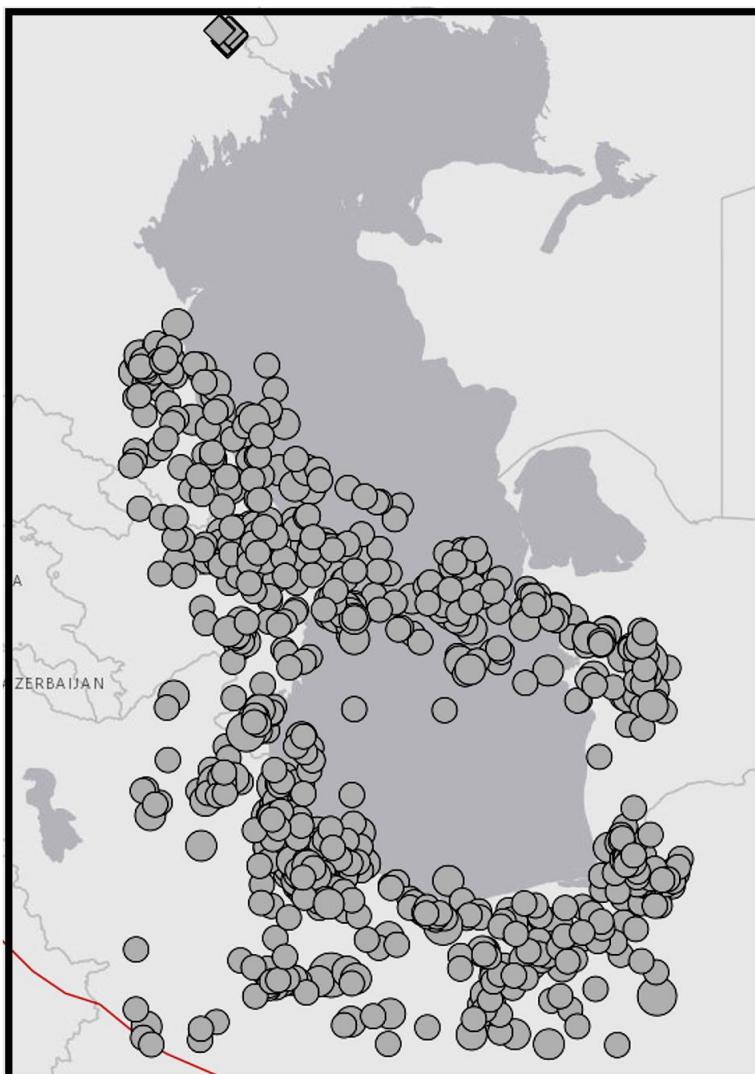


Рис.38. Карта землетрясений Каспийского моря с 1950 по 2007 годы с $M \geq 4$ по данным USGS (составил Халилов Э.Н.)

Как уже было показано выше, все очаги землетрясений, расположенные в пределах северной границы ЮКМ формируют сейсмофокальную плоскость наклоненную с юго-запада на северо-восток под углом около 45° .

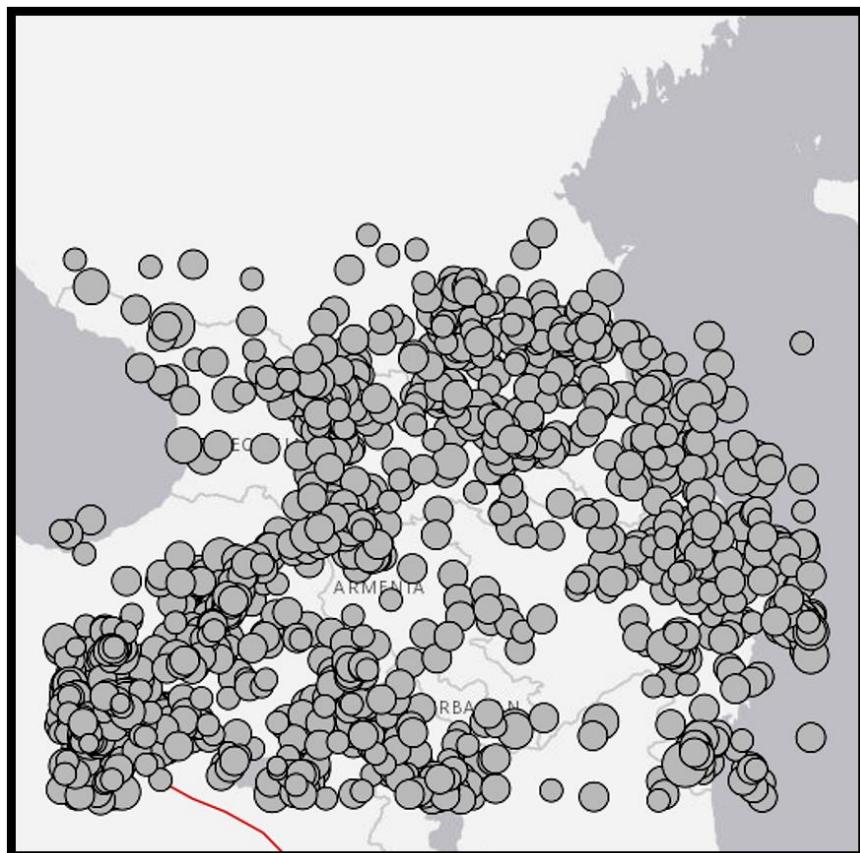


Рис.39. Карта землетрясений Кавказа с 1950 по 2007 года с $M \geq 4$
(составил Халилов Э.Н.)

На рис.38 показана карта эпицентров землетрясений Каспийского моря за период времени с 1950 по 2007 годы с $M \geq 4$. На карте хорошо видна приуроченность эпицентров землетрясений к границам Каспийской микроплиты.

На наш взгляд, весьма интересно и важно сравнить сейсмический режим Каспийского моря и Кавказа, для оценки взаимосвязи геодинамических режимов литосфера указанных регионов.

На рис.39. показана карта эпицентров землетрясений Кавказа за аналогичный период с 1950 по 2007 годы. Здесь также можно отметить приуроченность наибольшего числа эпицентров к структурам Большого и Малого Кавказа.



Рис.40. График вариаций значений магнитуд землетрясений Каспийского региона с 1950 по 2007 годы с $M \geq 4$ по данным USGS
(составил Халилов Э.Н.)

1 – средние значения магнитуд; 2 – полиноминальный тренд четвертого порядка; 3 – прямолинейный тренд.

На рис.40 показан график отражающий вариации значений магнитуд землетрясений Каспийского региона во времени с 1950 по 2007 годы с $M \geq 4$. Для более эффективной оценки сейсмического режима нами был составлен полиноминальный тренд четвертого порядка, на котором явно проявилась временная цикличность магнитуд землетрясений, с периодом, в среднем, 19-20 лет.

Это свидетельствует о циклическом характере выделения сейсмической энергии в Каспийском регионе, что отражает наличие периодичности в геодинамическом режиме погружения Каспийской микроплиты в зоне субдукции.

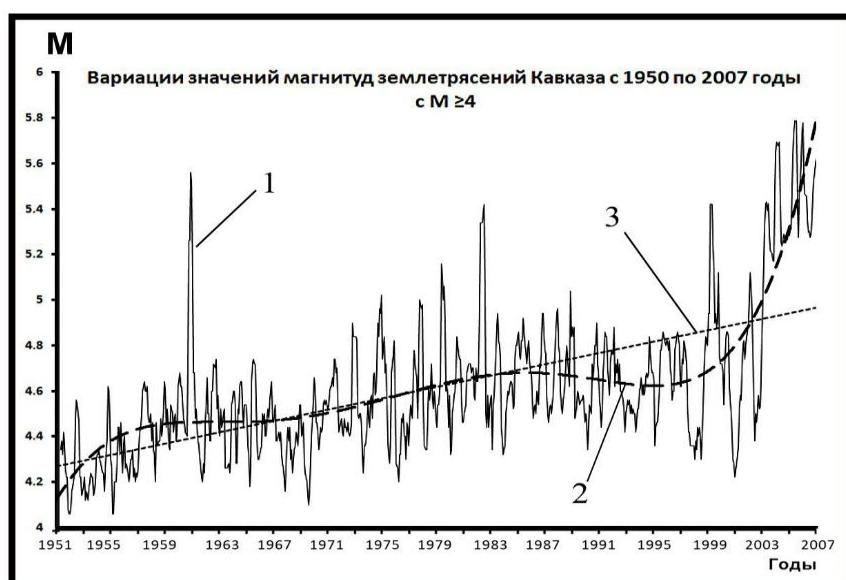


Рис.41.График вариаций значений магнитуд землетрясений Кавказа с 1950 по 2007 годы с $M \geq 4$.

1 – средние значения магнитуд; 2 – полиноминальный тренд четвертого порядка; 3 – прямолинейный тренд.

Изучая полиноминальный тренд графика вариаций значений магнитуд землетрясений Кавказа во времени с 1950 по 2007 годы с $M \geq 4$, можно, с высокой степенью достоверности, отметить существование цикличности, аналогичной цикличности сейсмического режима Каспийского региона.

Этот факт свидетельствует о едином геодинамическом режиме Каспийского региона и Кавказа, что связано с их приуроченностью к одной и той же геодинамической зоне, в которой, Иранская плита и Южно-Каспийская микроплита перемещаются с ЮЗ на СВ под давлением Аравийской плиты.

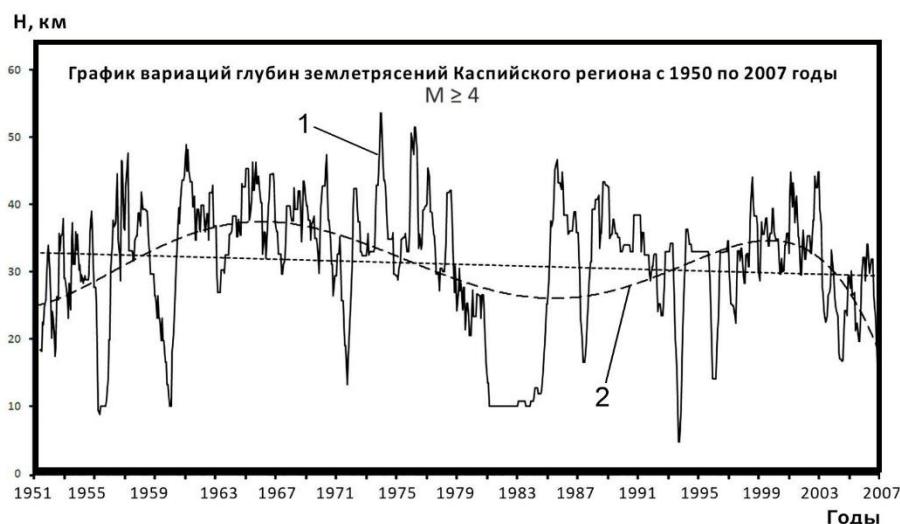


Рис.42. График вариаций глубин землетрясений Каспийского региона с 1950 по 2007 годы с $M \geq 4$ по данным USGS
(составил Халилов Э.Н.)

1 – средние значения глубин гипоцентров землетрясений; 2 – полиноминальный тренд четвертого порядка.

Кроме того, как отмечалось нами в более ранних работах /158-160/, сейсмоактивная часть зоны ЗБ, отражающая реликтовую зону субдукции в Кавказско-Каспийском регионе, охватывает всю восточную область Большого Кавказа и северную границу субдуцирующей Южно-Каспийской микроплиты.

Исследование вариаций во времени глубин гипоцентров землетрясений Каспийского региона и Кавказа с 1950 по 2007 годы с $M \geq 4$ показало схожесть их сейсмического и геодинамического режимов, рис.42 и рис.43. Это также полностью подтверждает сделанное выше заключение о едином геодинамическом режиме Каспийского региона и Кавказа под действием Иранской и Аравийской литосферных плит.

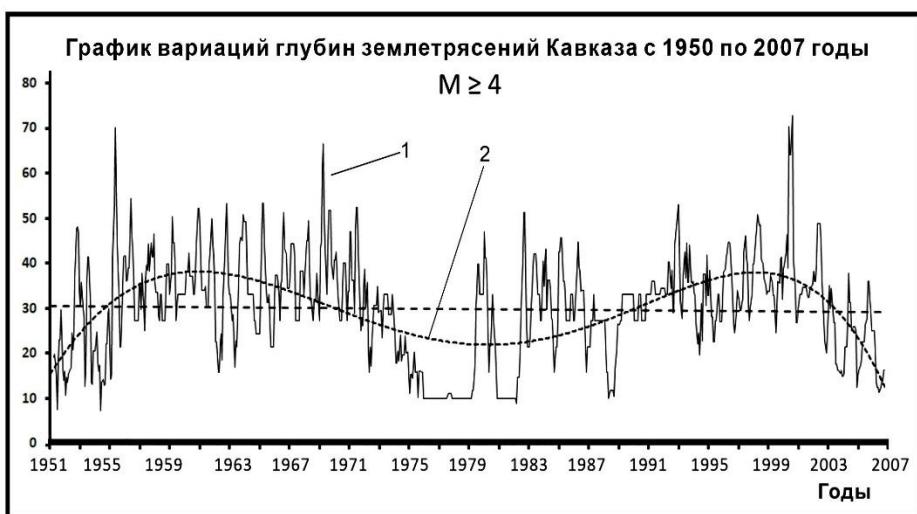


Рис.43.График вариаций значений глубин землетрясений Кавказа с 1950 по 2007 годы с $M \geq 4$

1 – средние значения глубин гипоцентров землетрясений; 2 – полиномиальный тренд четвертого порядка.

Между тем, анализ вариаций во времени глубин гипоцентров землетрясений Каспийского региона и Кавказа с 1950 по 2007 годы с $M \geq 4$, позволяет проследить за динамикой тектонических напряжений, отражающих деформационные процессы в пределах всей толщи литосферы рассматриваемых регионов.

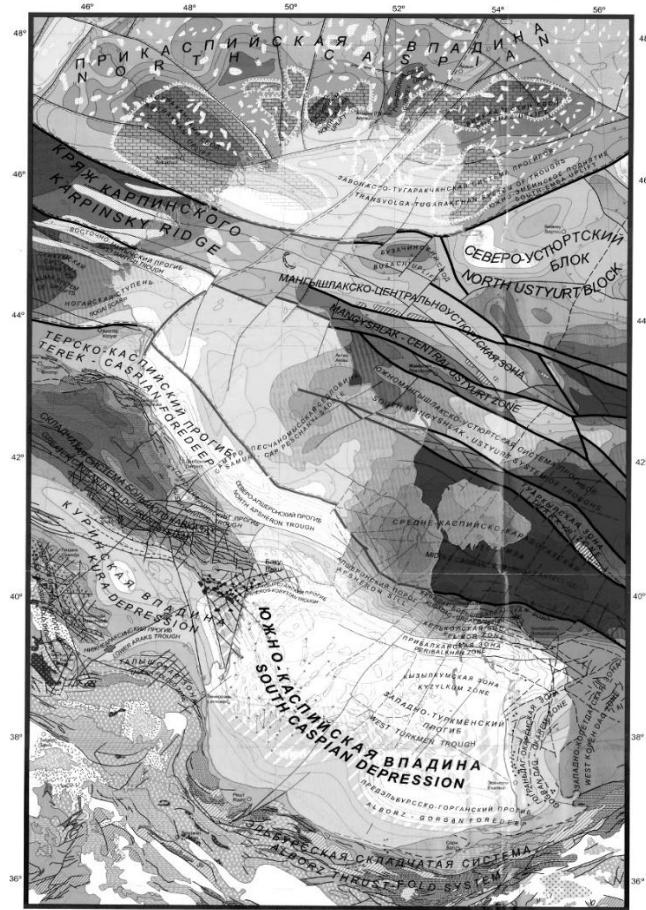


Рис.44. Тектоническая карта Каспийского моря.

(Карта составлена под редакцией Богданова Н.А., Хайна В.Е., РАН, 2003 г.)

Так, с 1955 по 1971 годы и с 1990 по 2004 годы мы наблюдаем цикл повышенной сейсмической активности литосферы на глубинах более 30 км, при этом, наибольшее число гипоцентров расположено, в этот период, на глубинах, в среднем, 50 км, рис.42 и рис.43.

Данное наблюдение позволяет нам прийти к выводу, что в указанные периоды времени происходило наиболее интенсивное погружение Южно-Каспийской микроплиты в зоне субдукции, поверхностным отображением которой является Апшеронский порог. Основные тектонические элементы Восточного Кавказа и Каспийского моря отражены на рис.44.

8.2. Геодинамическое обоснование изменений очертаний уровня Каспийского моря

Анализ обширной научной литературы, посвященной изучению колебаний уровня Каспийского моря и причин их вызывающих, показывает неиссякаемый научный интерес к данной проблеме. Это, прежде всего, обосновывается огромным влиянием колебаний уровня Каспийского моря на экономические факторы и экологию прибрежных государств – России, Казахстана, Азербайджана, Туркменистана и Ирана /218, 219, 222/.

Изучением причин колебаний уровня воды в Каспийском море и их прогнозированием занимались известные ученые в областях - геофизики, гидрологии, океанологии, климатологии, геоморфологии, геологии: Э.Х. Ленц /252/, Михайлевский /260,261/, Берг /225/, Брегман /226/, Бруевич /227/, Варущенко /228/, Гюль /229/, Голцын /231-233/, Зубаков В.А. /238/, Клиге /244/, Лиленберг /253-254/, Лобанов В.В. /255-257/, Маев /258/, Мещерская А.М. /262-263/, Панин Г.Н. /267-271/, Рычагов Г.И /274-276/, Шадрин А.Г. /284/, Шило /285-286/ и др.

В геологическом прошлом уровень Каспийского моря подвергался существенным изменениям, амплитуда которых могла

достигать до 250 метров, что отражено на графике, приведенном на рис.45. /228/.



Рис.45. Изменение уровня Каспийского моря за последние 400 тыс. лет (по С.И. Варущенко и др. /228/).

Что могло стать основной причиной колебаний уровня моря таких масштабов – глобальные климатические изменения или тектонические процессы? Нам предстоит ответить на этот основополагающий вопрос.

Анализ литературы посвященной данной проблеме позволяет выделить несколько основных факторов, которые принимаются исследователями в качестве основных причин, вызывающих колебания уровня Каспийского моря (КМ).

В частности, нами сделана попытка классифицировать эти факторы для более полного понимания многофакторности подходов к данной проблеме. Так, наиболее важными факторами, влияющими на колебания уровня КМ можно считать:

1. Колебания стоков рек, в частности, рек: Волга, Терек, Самур, Кура и др. /220, 236, 237, 240, 244, 272/;
2. Климатические изменения /233, 234, 243, 262, 263, 265, 268-271, 277, 278, 283/;
3. Испарение с поверхности Каспийского моря /230, 255-257, 261, 267-269/;
4. Солнечная активность /248, 266, 280, 281, 287/;
5. Тектонические процессы /144, 246, 253, 254, 286/.

Из приведенных выше пяти факторов, первые четыре являются взаимосвязанными между собой в той или иной мере, так как они основываются на атмосферно-климатическом влиянии на колебания уровня КМ. Пятый фактор – «тектонические процессы» относится к эндогенному воздействию на колебания КМ и отражает деформационные процессы, происходящие в земной коре под воздействием тектонических напряжений вызванных движением литосферных плит и процессами в верхней мантии.

Так, в работе /144/ было показано возможное наличие взаимосвязи между колебаниями уровня Каспийского моря и геодинамическим режимом литосферы указанного региона. В частности, Уломов В.И. и др. рассчитали, что сжатие осадочной толщи Южно-Каспийской впадины в горизонтальном направлении на 0.01м приводит к поднятию дна, примерно, на 10 м. Между тем, необходимо отметить, что в пределах Кавказско-Каспийского региона происходят значительно более сложные деформационные процессы литосферы, имеющие разную направленность и различные величины.

В работе /290/ А. В. Вознесенский отмечает «...одними климатическими колебаниями едва ли можно будет когда-либо оправдать громадные колебания уровня Каспия».

В. Г. Рихтер в своей работе /291/ отмечает, что высота уровня воды в замкнутом водоёме зависит от изменений многих факторов, наибольшую роль, среди которых, играют параметры водного баланса (приноса и удаления воды). Особое значение он придает вертикальным движениям земной коры, которые изменяют ёмкость впадины моря и существенно влияют на его уровень.

В то же время, он отмечает, что котловина Каспийского моря расположена в пределах геологически гетерогенной территории, вследствие чего, движения земной коры имеют периодический характер с неоднократной сменой знака. Такой характер движений в

итоге ведёт к их взаимной компенсации, что не позволяет ожидать существенных изменений ёмкости впадины.

Как указывает в своей работе /289/ В. В. Хаустов, в последние годы все более распространяются представления о несостоятельности климатической модели колебаний уровня Каспия. Как указано в /289/, водный баланс Каспийского моря складывается из приходной составляющей, включающей суммарный объем речного стока, поступающего в море, подземного притока в море и атмосферные осадки выпадающие на поверхность моря и расходной части. Расходная часть включает: испарение с поверхности воды, объем стока морской воды в Кара-Богаз-Гол и объем подземного оттока морской воды. При превышении приходной части воды над расходной частью, уровень КМ повышается, а при обратном знаке – понижается. В то же время В. В. Хаустов указывает на существенные многочисленные невязки водного баланса Каспия, обнаруженные в различные годы, что является весьма серьезным показателем несостоятельности климатической модели колебаний уровня КМ.

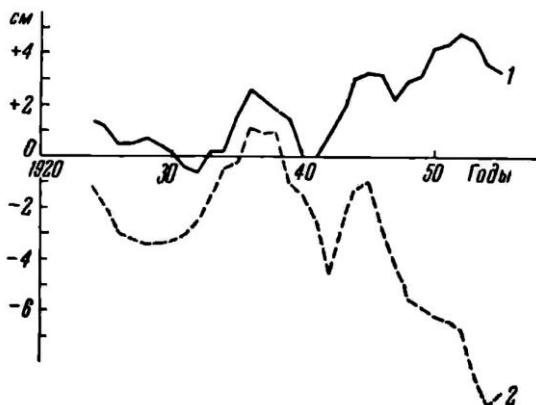


Рис.46. Величины современных вертикальных движений по геотектоническим областям КМ /291/.

1 – область Эпигерценской платформы Закаспия (Красноводск, Куули-Маяк, Кара-Богаз-Гол, Бекташ, форт Шевченко); 2 – область прогиба Южного Каспия, Куринская и Западно-Туркменская депрессии (Сара, Астара, Челекен, Огурчинский).

Между тем, при рассмотрении графика уровня колебаний КМ в последние 400 тыс. лет (рис.45.), амплитуда которого доходила до 250 м, становится очевидным, что такие колебания не могут быть обоснованы только лишь климатическими факторами и единственным возможным объяснением этого феномена может являться геодинамический фактор, определяющий существенные деформационные процессы в Кавказско-Каспийском регионе.

С этой точки зрения, весьма показательным является график приведенный в работе В. Г. Рихтера (рис.46). Анализируя указанный график можно констатировать, что с 1925 по 1947 годы вертикальные тектонические движения Эпигерценской платформы Закаспия и областей Южного Каспия, Куриńskiej и Западно-Туркменской депрессий происходили синхронно. Однако, с 1947 года вертикальные тектонические движения указанных областей Каспийского бассейна находились в противофазе. То есть, поверхность Южно-Каспийской микроплиты опускалась, тогда как платформенная часть Каспийского бассейна поднималась. С чем связано такое расхождение в знаках тектонических движений разных частей Каспийского бассейна?

На наш взгляд, такой характер вертикальных тектонических движений по геотектоническим областям КМ мог бы быть логично объяснен с помощью геодинамической модели литосферы Каспийского региона, описанной в предыдущих разделах, с точки зрения теории тектоники литосферных плит. Так, выявление нами в пределах восточной части Большого Кавказа и Каспийского моря сейсмофокальной плоскости ЗБ /158-160/, подтвержденное исследованиями ряда авторов / Уломов В.И. и др., 1999 /144/, James Jackson и др., 2002 /193/, Allen M.B. и др., 2002 /177/, Нариманов Н.Р. 2003 /100/, Хайн В.Е. и др., 2004 /155/, позволяет предложить геодинамическую модель деформационных процессов литосферы в пределах Кавказско-Каспийского региона, описываемую ниже.

Чтобы лучше понять, к каким последствиям могут привести деформационные процессы литосферы под действием горизонтальных движений литосферных плит и погружения Южно-Каспийской

микроплиты под Эпигерценскую плиту, рассмотрим батиметрическую схему КМ, рис.47. Как видно из батиметрической схемы КМ, здесь ярко выделяются два глубоководных бассейна – Южно-Каспийская впадина (ЮКВ) и Средне-Каспийская впадина (СКВ) или Дербентская депрессия, разделенные Апшеронским порогом. В то же время, в северной части СКВ также имеется ограничительное поднятие на поверхности дна КМ – Мангышлакский порог, который протягивается от п-ва Мангышлак до г. Махачкала.



Рис.47. Батиметрическая карта Каспийского моря /198/.

Так как Мангышлакский порог не столь ярко выражен на карте, по сравнению с Апшеронским, для наглядности приводим его в виде самостоятельного фрагмента на рис.47. Это самая мелководная область в данной части моря, со средней глубиной, в срднем, 5-10 м, а на некоторых участках выходящая на поверхность в виде островов.

На рис.49 показана модель деформации литосферы и изменения уровня и очертаний Каспийского моря в период активизации процесса субдукции. 1, 2, 3, - соответственно ЮКБ, СКВ и бассейн Северного Каспия (БСК). Стрелками показано направление деформации литосферы Каспийского моря в периоды активации процесса субдукции Южно-Каспийской микроплиты.

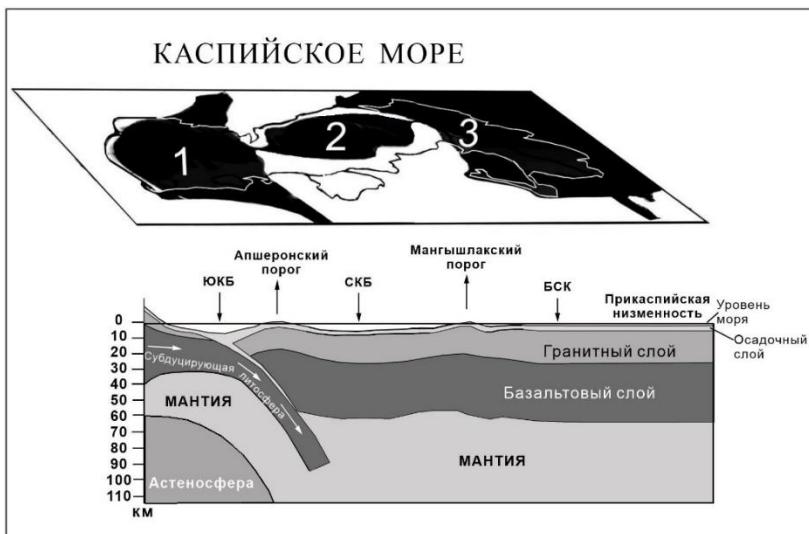


Рис.49. Геодинамическая модель деформации литосферы и изменения уровня и очертаний Каспийского моря в период активизации процесса субдукции. 1, 2, 3, - соответственно Южно-Каспийский бассейн, бассейн Среднего Каспия и бассейн Северного Каспия. Стрелками показано направление деформации литосферы Каспийского моря в периоды активации процесса субдукции Южно-Каспийской микроплиты.
(Составил Халилов Э.Н.).

Как видно из представленной модели, в процессе активации подвига Южно-Каспийской микроплиты под Скифско-Туранскую плиту, происходит опускание литосферы в области Южно-Каспийской впадины, Куриńskiej и Западно-Туркменской депрессий. Это приводит к их затоплению.

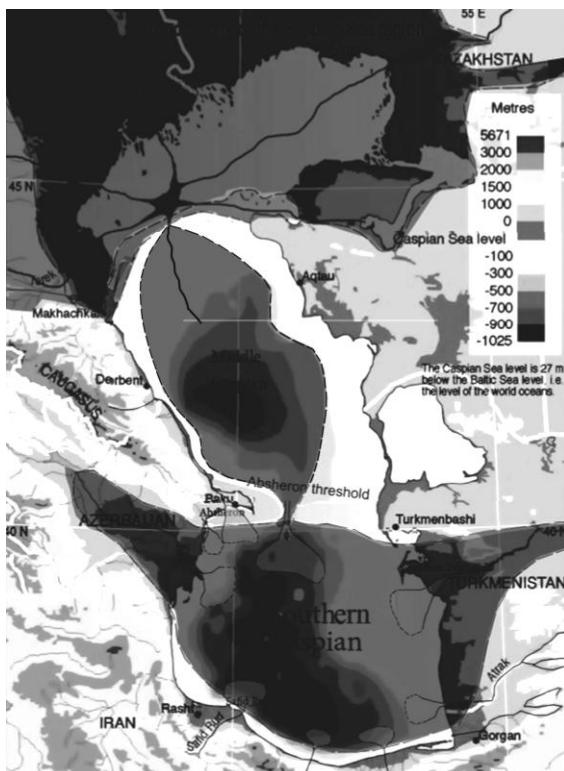


Рис.50. Схема отражающая разделение Каспийского моря на три бассейна в периоды активации процесса субдукции.

(Составили: Халилов Э.Н., Халилова Т.Ш.).

Зоны выделенные темным цветом отображают форму водоемов, образовавшихся в результате деформации литосферы в периоды активации процесса субдукции Южно-Каспийской микроплиты.

В то же время, в зоне поддвига Южно-Каспийской микроплиты в пределах Апшеронского порога должно наблюдаться поднятие под действием пододвигающейся под Апшеронский порог Южно-Каспийской микроплиты.

Далее, на север, происходит изгиб литосферы при поднятии Апшеронского порога, что, в свою очередь, приводит к опусканию области Среднего Каспия. При этом процессы сжатия приводят к некоторому воздыманию Мангышлакского порога и прогибу Прикаспийской низменности.

Такая картина также подтверждает модель современных вертикальных движений по геотектоническим областям КМ приведенную В. Г. Рихтером на рис.48, с той лишь разницей, что в нашем случае вертикальные движения литосферы являются следствием горизонтальных, в результате чего происходит волнообразная деформация литосферы, наблюдаемая в большинстве случаев в зонах субдукции. При таком характере движений, Апшеронский и Мангышлакский пороги в определенный момент времени оказываются над поверхностью воды, разделяя Каспийское море на три водоема, рис.49 : Южно-Каспийский бассейн «ЮКБ» 1, фактически охватывающий большую часть Южно-Каспийской микроплиты и включающий в себя Южно-Каспийскую впадину, Куриńskую и Западно-Туркменскую депрессии; 2, Средне-Каспийский бассейн «СКБ» 3. Бассейн Северного Каспия «БСК», включающий северную часть Каспийского моря, севернее Мангышлакского порога и Прикаспийскую низменность.

Важно отметить, что при таком характере изменений очертаний и уровня Каспийского моря (КМ), объем воды в КМ не меняется, а происходит ее перераспределение, при этом, из-за деформационного проседания Южно-Каспийской впадины, вместе с Куринской и Западно-Туркменской низменностями, происходит заполнение этих территорий водой, при этом, площадь водной поверхности Среднего Каспия снижается, а из-за воздымания Мангышлакского порога,

часть воды заполняет Прикаспийскую низменность образуя обширный мелководный бассейн, рис.51.

В периоды пассивности процесса субдукции в результате замедления движения Аравийской и Иранской литосферных плит, в Каспийском регионе происходит обратный по знаку процесс, т.е. давление поддвигаемой под Апшеронский порог Южно-Каспийской микроплиты снижается, что приводит к опусканию Апшеронского и Мангышлакского порогов ниже уровня моря и поднятию Куринской и Западно-Туркменской депрессий под действием сил упругости литосферы.

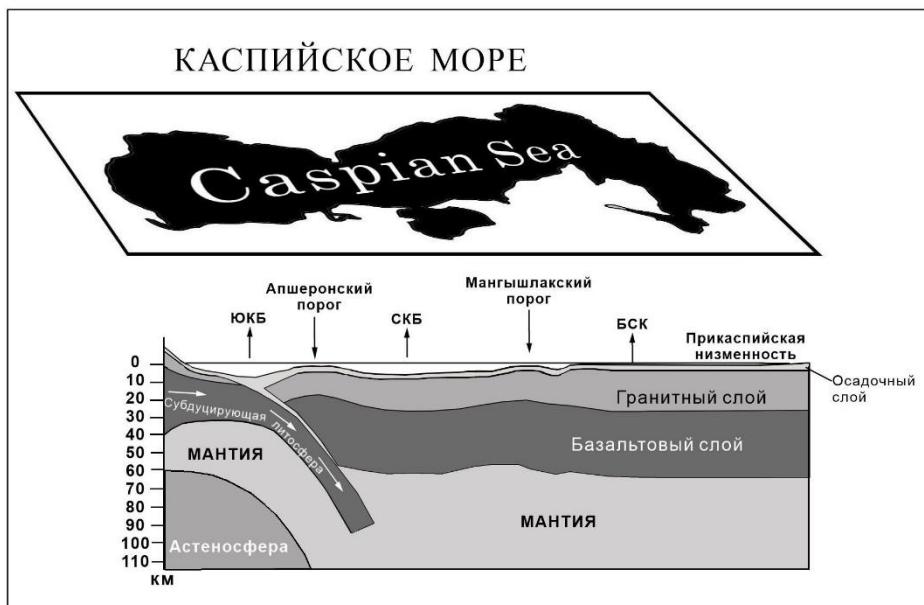


Рис.51. Геодинамическая модель деформации литосферы и изменения уровня и очертаний Каспийского моря в период пассивности процесса субдукции. Стрелками показано направление деформации литосферы Каспийского моря в периоды пассивности субдукции Южно-Каспийской микроплиты. (Составил Халилов Э.Н.)

Это сопровождается слиянием «ЮКБ», «СКБ» и «БСК» в единый бассейн, принимающий очертания современного Каспийского моря, как это показано на рис.51 и рис 52.

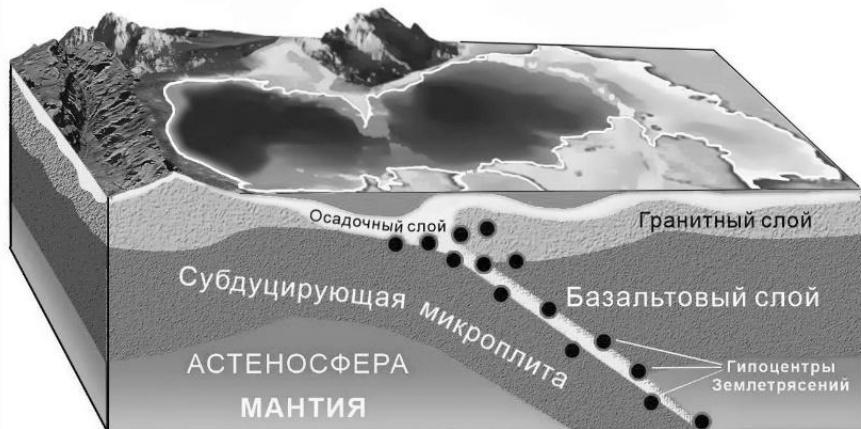


Рис.52. 3D модель глубинного строения Каспийского моря.

На рис.52. приведена демонстрационная 3D модель глубинного строения литосферы Каспийского моря с отображением зоны субдукции /158-160/.

Модель отображает погружение океанической литосферы Южно-Каспийской микроплиты под Скифско-Туранскую плиту. Многочисленные гипоцентры землетрясений приурочены к зоне подвига субдуцирующей плиты и образуют сейсмофокальную плоскость ЗБ, наклоненную с юго-запада на северо-восток. На рис.53 показана карта эпицентров землетрясений с $M \geq 4,5$ и глубиной гипоцентров ≥ 40 км с 1830 по 2007 годы. С севера глубокофокусные землетрясения оконтуривают Южно-Каспийскую микроплиту. Приведенная схема демонстрирует проекцию на поверхность Земли

сейсмофокальной плоскости ЗБ на Каспии, а также отображает границы Южно-Каспийской микроплиты.

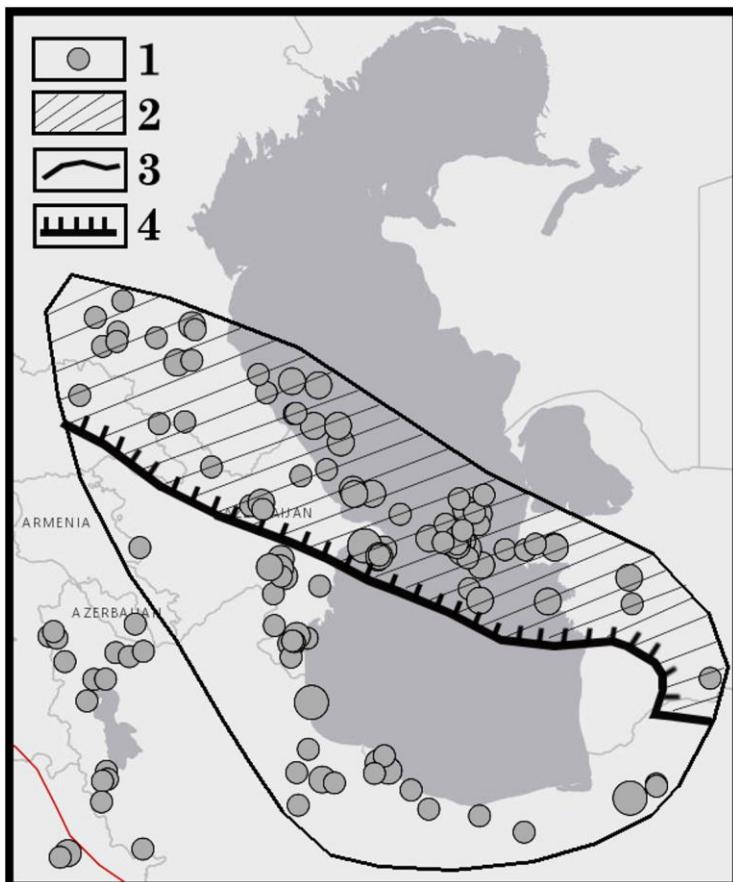


Рис.53. Карта эпицентров землетрясений с $M \geq 4,5$ и глубиной гипоцентров ≥ 40 км с 1830 по 2007 годы. (составил Халилов Э.Н.).
1 – эпицентры землетрясений; 2 – проекция сейсмофокальной плоскости ЗБ на поверхность Земли; 3 – границы Южно-Каспийской микроплиты; 4 - граница начала поддвига кристаллического фундамента литосферы Южно-Каспийской микроплиты под Скифско-Турецкую плиту.

Как уже нами отмечалось, в целом ряде работ было показано превалирующее значение в динамике уровня Каспийского моря тектонического фактора /144, 246, 253, 254, 286/. Мы также сделали попытку провести собственный анализ возможной взаимосвязи процесса субдукции Южно-Каспийской микроплиты с вариациями уровня Каспийского моря.

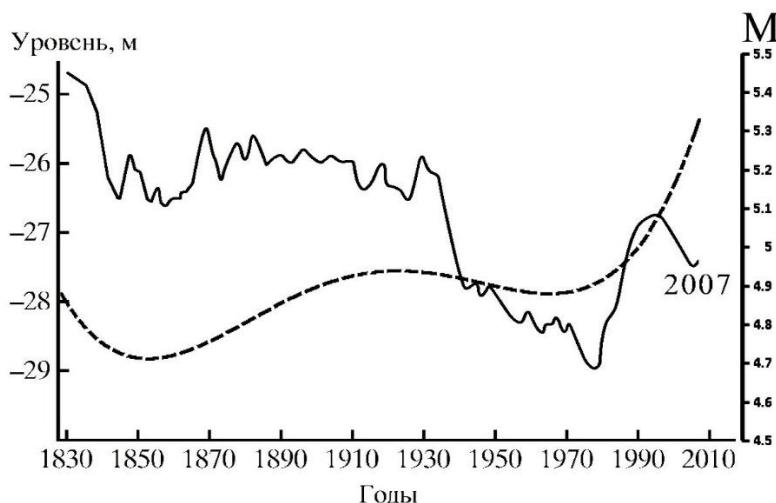


Рис.54. Сравнение графика колебаний уровня КМ и полиноминального тренда четвертой степени числа землетрясений с 1830 по 2007 годы (составил Халилов Э.Н.).

Пунктирной линией показан полиноминальный тренд четвертой степени числа землетрясений с $M \geq 4,5$ и глубиной гипоцентров ≥ 40 км; Сплошной линией показан график колебаний уровня КМ.

На рис.54. показано сравнение тренда колебаний уровня Каспийского Моря и полиноминального тренда четвертой степени числа землетрясений с 1830 по 2007 годы с $M \geq 4,5$ и глубиной гипоцентров ≥ 40 км.

То есть, речь идет о землетрясениях, отражающих процесс субдукции Южно-Каспийской микроплиты. Как видно из сравнения этих двух трендов, корреляция между ними весьма высока, что свидетельствует о высокой вероятности влиянии активации процесса субдукции на колебания уровня КМ в результате деформационных процессов литосферы /159/.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, результаты исследований глубинного строения, сейсмичности и геодинамического режима Кавказско-Каспийского региона позволили нам сделать следующие основополагающие выводы:

- Изучение глубинного строения литосферы Кавказско-Каспийского региона, на основании комплексных геолого-геофизических данных, позволило составить модель структуры литосферы, отражающую современную геодинамику рассматриваемой территории. Показано, что в пределах рассматриваемого региона, процесс субдукции продолжается в области северной границы Южно-Каспийской микроплиты, погружающейся под Скифско-Турецкую плиту. На это указывает наличие сейсмофокальной зоны ЗБ, наклоненной с ЮЗ на СВ под Апшеронский порог. Кроме того, форма и значения изотерм теплового потока, а также проводящий слой по данным ГМТЗ в области Большого Кавказа, Куринской депрессии и Южно-Каспийской впадины и наличие области с пониженными скоростями сейсмических волн в верхней

мантии, указывают на наличие максимально приближенной к поверхности земной коры астеносферы, которая в области Южно-Каспийской впадины находится на глубине около 40 км. Кроме того, выклинивающийся гранитный слой, отсутствующий в области начала погружения Южно-Каспийской микроплиты под Скифско-Туранскую плиту, также свидетельствует о завершающемся этапе процесса субдукции Южно-Каспийской микроплиты.

- Составленная Халиловым Э.Н. геодинамическая модель деформации различных областей литосферы Каспийского моря, в результате процесса субдукции Южно-Каспийской микроплиты, позволила объяснить причины периодических воздыманий и опусканий Апшеронского и Мангышлакского порогов, а также Южно-Каспийской и Средне-Каспийской впадин. Причем, в процессе воздымания Апшеронского и Мангышлакского порогов одновременно происходило опускание Южно-Каспийской и Средне-Каспийской впадин, а также Куринской и Западно-Туркменской депрессий и Прикаспийской низменности. По мнению Халилова Э. Н., именно такая, относительно сложная, картина деформаций литосферы Каспийского моря и прилегающих к нему регионов, приводила периодически к разделению Каспийского моря на три водоема в периоды активации процессов субдукции: Южно-Каспийский Водоем; Средне-Каспийский Водоем и Водоем Северного Каспия.
- Важно отметить, что при таких деформационных процессах, уровень Каспийского моря изменяется не из-за изменения объема воды, а в результате ее перетекания из одних более

высоких областей в другие – более низкие, что приводит к изменению очертаний Каспийского моря и затоплению или обезвоживанию обширных территорий.

- Многолетние исследования, проведенные разными авторами, колебаний уровня Каспийского моря и попытки их однозначного объяснения, с точки зрения климатических и атмосферных процессов, нельзя назвать удовлетворительными. Прежде всего необходимо отметить, что наблюдаемые масштабы вариаций уровня Каспийского моря никак не увязываются с возможным влиянием на этот процесс климатических изменений, включая такие факторы, как Солнечная активность, скорость испаряемости воды с поверхности моря и другие связанные процессы. Наиболее близкая к реальности точка зрения, которой также придерживается и автор настоящей монографии Халилов Э.Н., основывается на тектоническом факторе влияния на изменения уровня Каспийского моря. Нами были проведены сравнительные исследования сейсмического режима зоны субдукции Южно-Каспийской микроплиты и колебаний уровня Каспийского моря с 1830 по 2007 годы, которые показали весьма высокую корреляцию этих двух процессов. Эти выводы являются еще одним свидетельством непосредственного влияния процесса субдукции Южно-Каспийской микроплиты на вариации уровня Каспия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аверьянова В.Н. Связь параметров сейсмичности и глубинного строения Курило-Камчатской зоны. – В кн.: Глубинное строение земной коры. М.: Наука, 1975, с.85-104.
2. Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенные процессы в земной коре (опасности и катастрофы). М.: ИНЭК, институт динамики геосфер РАН, 2005.- 252 с.
3. Агаларова Э.Б. Особенности ориентации напряжений, действующих в очагах землетрясений Апшеронского полуострова и Каспийского моря. Физика Земли, 1969, № 7, с.96-101.
4. Агаларова Э.Б. Об ориентации напряжений в очагах землетрясений Нижне-Куринской низменности. Физика Земли, 1971, № 2, с. 69-76.
5. Артемьев М.Е., Балавадзе Б.К. Изостазия Кавказа. Геотектоника, №6, 1973, с. 20-34.
6. Агамирзоев Р.А. К сейсмическому районированию Азербайджана. В сб.: Сейсмотектоника некоторых районов юга СССР. – М.: Наука, 1976, с. 31-41.
7. Агамирзоев Р.А. Поперечные разломы юго-восточного Кавказа и их выражение на космических снимках. Изв. Высш. Учебн. Завед. Геолог. И разв., 1976, № 11, с. 42-53.
8. Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З. Геодинамика Кавказа (Опыт палинспастических реконструкций). В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с.13-21.
9. Аксенов А.А. Строение и нефтегазоность осадочной толщи Каспийского моря, Общ. Информация, вып.4, Газов. Пром. Серия: геолог. И разв. Морск. Нефт. И газов, месторождений, М.: ВНИИЭгазпром, 1980, - 50 с.
10. Али-заде А.А. и др. Геология нефтяных и газовых месторождений Азербайджана. М.: Недра, 1956.

11. Алиханов Э.Н. Геология Каспийского моря. Баку, Элм, 1978. 190 с.
12. Альтер С.М., Кунин Н.В., Лысянова Л.М. и др. Результаты и дальнейшее направление комплексных геофизических исследований сейсмоопасного района Алма-Аты, в кн.: Земная кора сейсмоопасных зон. М.: Недра, 1973, с.138-121.
13. Ананьев И.В. Сейсмичность Северного Кавказа. М.: Наука, 1977, 147 с.
14. Ананьев И.В. Карта коэффициента затухания интенсивности сейсмоактивных районов СССР. М.: Наука, 1983, с.40-45.
15. Анцыфиров М.С. О возможностях геоакустического прогноза местных землетрясений. Тр. III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму, ч.2. - Новосибирск: Наука, 1969, с.128-141.
16. Анцыфиров М.С., Анцыфирова Н.Г., Калан Я.Я. Сейсмоакустические исследования и проблема прогноза динамических явлений. М.: Наука, 1971, 136 с.
17. Артюшков Е.Е. Дифференциация по плотности Земли и связанные с нею явления. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1970, №4.
18. Архангельский А.Д., Федынский В.В. Геологические результаты гравиметрических работ Азербайджана. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1932, т.10, №№ 3-4.
19. Атлас нефтегазоносных и перспективных структур Азербайджана. – Ленинград, НПО «Нефтегеофизика», 1987.
20. Балакин П.М., Введенская А.В., Мишарина Л.А., Широкова Е.Л. Напряженное состояние в очагах землетрясений и поле упругих напряжений Земли. Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 6, с.3-15.

21. Баннов Ю.А., Брудный Л.Г., Мирасев К.М., Негматуллаев С.Х. Акустические излучения перед землетрясениями. В сб.: Прогноз землетрясений. Душанбе: Дониш, 1982, №1, с.242-251.
22. Беккер Я.А., Кошлаков Г.В., Кузнецова Е.С. Глубинное строение Юга-Западного Таджикистана по геолого-геофизическим данным. В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогнозических полигонах. М.: Наука, 1974, с.16-24.
23. Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. Тр. ГИН АН ССР, 1981, вып.347.
24. Белоусов В.В. Краткий обзор сейсмичности Кавказа и сопоставление его к тектоническим строениям. Известия АН СССР, сер. Геофизик, 1952, №5.
25. Белявский Н.А., Краснопевцева Г.В., Лопатина Н.П. и др. Некоторые особенности строения и динамики земной коры и верхней мантии территории СССР. В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980, с. 5-19.
26. Белявский Н.А., Борисов А.А., Вольновский Н.С., Щукин Ю.К. Строение земной коры территории СССР и омывающих морей по опорным сечениям. Геотектоника, 1970, № 2, стр.80-92.
27. Бердичевский М.Н. и др. Аномалия электропроводности верхней мантии и их геометрическая интерпретация. Физика Земли, 1971, № 7, с.56-67.
28. Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Наука, 1967, 304 с.
29. Брусянцов Г.В., Брусянцова Н.Е. Связь землетрясений с активностью Солнца. В кн.: Солнце, электричество, жизнь. М., 1972, 37 с.

30. Брун Дж. Н. Физика сильных движений, вызванных землетрясениями. В кн.: Сейсмический риск и инженерные решения. М.: Недра, с. 129-161.
31. Буланже Ю.Д. Некоторые результаты изучения неприливных изменений силы тяжести. В кн.: Проблемы расширения и пульсации Земли. М.: Наука, 1984, с. 73-84.
32. Булин Н.Е. Слои пониженной скорости сейсмических волн в литосфере океанов. Морская геология и геофизика. Обзор. НИЗИС, М., 1982, 47 с.
33. Варазанашвили О.Ш. Очаговые зоны землетрясений Кавказа. В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М., Наука, 1980, с.257-264.
34. Гаджиев Т.Г. и др. Космотектонические особенности внутреннего строения литосферы Кавказа. (Пояснительная записка к Космотектонической карте Кавказа масштаба 1: 1000000). Отчет ЮжВНИИГеофизики, Баку, 1984 г.
35. Гаджиев А.Н., Попков В.И. Особенности строения осадочного чехла Среднего Каспия. Геотектоника, 1988, №6, с. 116-128.
36. Гасанов И.С. Тектоника западной части Южно-Каспийского котлована в свете новых геолого-геофизических данных. Дис. к. г-м. н., АзВНИИГеофизика, 1966.
37. Гасанов И.С., Андреев Л.И. Изучения тектоники разрывов в связи с поисками залежей нефти и газа. Отчет по теме 357-79, Баку, 1981.
38. Геодинамика и сейсмичность территории Дагестана. Махачкала, 1979, 166 с.
39. Горелов С., Кулмамедов М., Курбанов М. Связь рельефа Копетдага с глубинными структурами и сейсмичность. М., Наука, 1979.
40. Горшков Г.П. Региональная сейсмотектоника территории юга СССР. Альпийский пояс. М., Наука, 1984, 272 с.

41. Горшков Г.П. К проблеме строения земной коры. Природа, 1939, № 1, с.14-22.
42. Горелов С., Кулмамедов М., Курбанов М. Связь рельефа Копетдага с глубинными структурами и сейсмичность. М., Наука, 1979.
43. Гоцадзе О.Д. Об условиях возникновения Джавахетских землетрясений. В кн.: Тр. 3-го всесоюз. Симпоз. По сеймич. Режима. (3-7.06.1968 г.), Новосибирск, Наука, 1969, ч.2., с.38-50.
44. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л.. Недра, 1983, 267 с.
45. Губин И.Е. Сейсмотектонический метод сейсмического районирования. М.-Л., АН СССР, 1950, 64 с.
46. Гугунава Г.Е. К проблеме глубинного строения Кавказа. Сообщения АН Груз. ССР, 1975, т.84, №1, с. 97-100.
47. Гугунава Г.Е. Взаимосвязь некоторых геофизических полей и глубинного строения Кавказа. Тбилиси, Мецимереба, 1981,180 с.
48. Гутенберг Е. Физика земных недр. Издательство иност. Литер., 1963.
49. Гулиев И.С., Кадиров Ф.А., Рейминджер Р.Э., Мамедов А.Р. Активная тектоника Азербайджана по геодезическим, гравиметрическим и сейсмическим данным. ДАН, 2002, т.382, №6, с 812-815.
50. Давыдова Н.И. Изучение тонкой структуры области перехода от коры до мантии. М., Наука, 1977.
51. Давыдова Н.И., Косминская И.Л. и др. Модели земной коры и границы. М.: Геофизика, Сборник АН УССР, 1973, вып.51.
52. Джилладзе Э.А. Оценка некоторых характеристик очагов слабых землетрясений Кавказа. Тр. ИГАН ГССР, 1976, т.37, с.63-75.
53. Дикенштейн Г.Л. и др. Тектоника нефтегазоносных провинций и областей СССР. М., Недра, 1982, с.224.

54. Егоркина Г.В., Краснопевцева Г.В., Щукин Ю.К. Геодинамические характеристики очаговых зон. – В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М., Наука, 1980, с.206-224.
55. Зайченко В.Ю., Ерхов В.А., Сурков В.С., Карус Е.Б., Щукин Ю.К. Развитие региональных геофизических исследований на территории СССР в XI и XII пятилетках. В кн.: Комплексные геолого-геофизические исследования земной коры. Новосибирск, СНИИГГиВС, 1984, с.164.
56. Замараев С.М., Грабкин С.В., Мазукабзов А.М. Тектоника зоны влияния трассы БАМ. В кн.: Сейсмическая опасность и сейсмостойкое строительство района БАМ. (Тезисы доклада выездной сессии МСССС), Иркутск, 1979, с.11-13.
57. Зверев С.М. некоторые результаты ГСЗ в морских эпицентральных зонах. В кн.: Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. - М.: Наука, 1970, с.142-145.
58. Иваненко Д.Д., Фролов Б.Л. Деформация Земли и современная теория гравитации. В кн.: Проблемы расширения и пульсации Земли. – М.: Наука, 1984, с. 93-97.
59. Кропоткин П.Н., Ларионов А.В. Глубинные сейсмические разломы Крымско-Кавказской области и движение литосферных плит. Докл. АН СССР, 1976, Т.230, №2, с.311-314.
60. Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий. 1:8000000. М, 1987.
61. Керимов К.М., Халилов Э.Н. Напряженное состояние земной коры Кавказско-Копетдагского региона в свете тектоники литосферы плит. Тезисы VI научно-технической конференции геофизиков Азербайджана, Баку, 1982.
62. Кириллова И.В., Сорский А.А. О строении дальнейшего фундамента Кавказа. Тр. Совещание по тектонике альпийской геосинклинальной области Юга СССР, Из-во АН Азерб. ССР, 1956.

63. Козлов В.В. и др. Линеаменты Арапо-Каспийского региона, возможности их типизации и связь с разрывными нарушениями. Изв. Вузов. Геолог. и разв., 1978, №6, с. 16-24.
64. Козлов В.В. и др. Разломы и кольцевые структуры Юга СССР по наблюдения с орбитальной и научной станции «Салют-6», Изв. Вузов. Геолог. и разв., 1981, № 1, с.7-12.
65. Козлов В.В. Космогеологические исследования системы разломов. Общ. и регион. геолог., геолог. картирование. – Обзор ВНИИ Экон. минер. сырья и геол.– разв. работ, М.: ВИЭВМ, 1982, 55 с.
66. Кондорская Н.В., Славина И.Б., Щукин Ю.К. Строение и динамика литосферы Карпатского региона и района глубоких землетрясений Вранча по сейсмологическим и геофизическим данным. – В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М., Наука, 1980, с.89 – 101.
67. Копп М.Л. О происхождении поперечных складчатых зон эпигеосинклинальных орогенических поясов (на примере восточной части Альпийского пояса Евразии), Геотектоника, 1979, №2, с.94-107.
68. Копп М.Л., Расцветов Д.М. О линеаментах, выявленных по космическим снимкам восточной части Альпийского пояса. Изв. Вузов. Геолог. и разв., 1976, № 11, с.26-35.
69. Косминская М.Н., Тулина Ю.В. Опыт применения метода глубинного сейсмического зондирования для изучения строения земной коры некоторых районов Западной Туркмении. Изв. АН СССР, Сер. Геофиз., 1956, № 7, с.874-894.
70. Косминская М.Н. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М.: Наука, 1968, 227 с.
71. Короновский Н.В. Краткий курс региональной геологии СССР, 2-е издание. М., МГУ, 1984.

72. Косыгин Ю.А. Тектоника, М., Недра, 1983. 536 с.
73. Краснопевцева Г.В. и др. Сейсмический разрез земной коры Большого Кавказа. В кн.: Основы глубинной геологии. Л., Недра, 1981, с.170.
74. Краснопевцева Г.В., Резанов И.А., Шевченко В.И. Глубинное строение центрального сектора Большого Кавказа. Изв. АН СССР. Сер. Геолог., 1970, № 1 , с. 29-41.
75. Краснопевцева Г.В. Результаты исследования глубинного строения Закавказья на западе Кавказа по линии Анаклия-Зестафони. В сб.: Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966.
76. Краснопевцева Г.В., Матушкин Б.А., Попов Е.А. Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград-Нахичевань. Изв. АН СССР, сер. Геогог., 1967, № 12.
77. Краснопевцева Г.В. К вопросу о глубинном строении Закавказья. Сов. Геолог., 1966, № 2, с.159-163.
78. Краснопевцева Г.В. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М., Наука, 1984,108 с.
79. Краснопевцева Г.В. Геолого-геофизические особенности строения слоев с пониженными скоростями в земной коре. Обзор ВИЭМС Регион, развед. И промыш. Геофизика. М., 1976, 37 с.
80. Краснопевцева Г.В. Современные представления о сейсмической модели земной коры континентов. Разведочная геофизика. Обзор. ВИЭМС, М., 1985. 49 с.
81. Краснопевцева Г.В. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М., Наука, 1984, 109 с.
82. Кропоткин П.Н. Пульсационная геотектоническая гипотеза В.А.Обручева и мобилизм. В кн.: Проблемы расширения и пульсации Земли. М, Наука, 1984, 24- 33.
83. Кропоткин П.Н., Трапезников Ю.Ю. Вариации угловой скорости вращения Земли, колебания полюса и скорости дрейфа

геомагнитного поля, и их возможная связь с геотектоническими процессами. Изв. АН СССР. Сер. Геолог, 1963, №11, с.32-50.

84. Кропоткин П.Н. Возможная роль космических факторов в геотектонике. Геотектоника, 1973, №2, с.30-46.

85. Кропоткин П.Н., Ларионов Л.В. Глубинные сейсмические разломы Крымско-Кавказской области и движение литосферных плит. Доклады АН СССР, Геофизика, 1976, т.320, №2.

86. Крымов В.Ф. и др. Применение космических методов исследований в нефтяной геологии. Геолог. методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. Обзор ВНИИЭМС, 49 с.

87. Куликов В.И. О связи складчатости Восточного Кавказа и Западной Туркмении по данным геофизических исследований на Каспийском море. В сб.: Географическая разведка на Каспийском море. – Л.: Наука, 1966, с.91-100.

88. Лебедев Т.М. Землетрясения на Кавказе с очагами под земной корой. Тр. ИГ АН ГССР, 1958, т.17, с.139-159.

89. Летавин А.И. Эволюция Земли и тектоника континентальной литосферы. В кн.: Проблемы расширения и пульсации Земли, М.: Наука, 1984, с.119-129.

90. Ломнитц Ц., Синх С.К. Землетрясения и их прогноз. В кн.: Сейсмический риск и инженерные решения (под редакцией Ц.Ломнитца и Э.Розенблюта), М., Недра, 1981, с.7-31.

91. Лурсманашвили О.В. Временно-пространственное распределение сильных землетрясений Кавказа и возможность взаимосвязи землетрясений через пластические волны. Сообщ. АН ГССР, 1977, т.87, №3, с. 601-604.

92. Любимова Е.А. и др. Тепловые поля внутренних и окраинных морей СССР. М., Наука, 1976, с.61-69.

93. Мамедов, П.З. Происхождение и геодинамическая эволюция ЮКВ. В сб.: Сейсмология и факторы снижения сейсмического риска. Баку, 2002, 98-99.

94. Мамедов П.З. Сейсмостратиграфические (возрастные) подразделения осадочного чехла ЮКМБ. Стратиграфия и седиментология нефтегазоносных бассейнов НАНА, отделение наук о Земле, 1, 2007, 102-117.
95. Магницкий В.А. Внутреннее строение и Физика Земли. М., Недра, 1965, 380 с.
96. Майер В.В. Простые опыты с ультразвуком. М., Наука, 1978, 160 с.,
97. Малиновский Н.В.Подводные извержения на Каспийском море. Закавказский краеведческий сборник. 1, серия А, 1943.
98. Маловицкий Я.П. Оценка перспектив нефтегазоносности Каспия (на основе анализа его глубинной структуры). Геолог. Нефти и газа, 1964, № 6.
99. Международная тектоническая карта Европы и смежных областей. М.: 1:2500000. А Н СССР, ЮНЕСКО, КГКМ, ГУГК, 1981.
100. Нариманов Н.Р. Геодинамические аспекты формирования осадочного чехла Южно-Каспийской впадины. Геология нефти и газа, №6, 2003, с. 26-31.
101. Мехтиев Ш.Ф., Хайн В.Е., Исмаил-Заде Т.А., Халилов Э.Н. Пространственно временные закономерности вулканических извержений. Докл. АН СССР, 1986, т. 289, №4, с. 1462-1464.
102. Мехтиев Ш.Ф., Халилов Э.Н. Пространственное распределение грязевых вулканов мира в свете теории новой глобальной тектоники. Экспрес-информ. ВИЭМС, Серия: Общ.и регион.геол.; геолог. картирован. Отеч. произв. опыт. Вып.2, М, 1984 г.
103. Милановский Е.Е., Хайн В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: МГУ, 1964.

104. Милановский Е.Е. некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое (проблемы пульсаций и расширения Земли). Геотектоника, 1978, №6, с. 3216.
105. Моисеенко Ф.С. Основы глубинной геологии. Л., Недра, 1981, 279 с.
106. Муратов М.В. и др. Тектоника Копетдага и зоны его сочленения с Туранской плитой. Атлас Карт Ашхабат, 1972.
107. Мячкин В.Н., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений. В кн: Физика очага землетрясения. М., Наука, 1975, с. 6-26.
108. Николаев П.Н., Щукин Ю.К. Модель деформации земной коры и верхней мантии района глубоких очагов Восточных Карпат (Вранча). В кн.: Глубинное строение земной коры. М., Наука, 1975, с. 61-83.
109. Николаев Н.И. Механизм и особенности возникновения землетрясений, связанных с водохранилищами. Тр. Всес. проект изыскат. и НИИ Гидропроект, 1978, №65, с .9-29.
110. Николаевский В.Н. Волноводы земной коры. Природа, 1987, №7, с. 54-60.
111. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.,Наука, 1977, 536 с.
112. Оруджев Д.С. и др. Аэрокосмические исследования нефтегазоносных территорий Прикаспийской впадины. М., Наука, 1982.
113. Павлов Н.Н. Изменение скорости вращения Земли, деформация земной коры и солнечная активность. Изв. Главной астроном. обсерватории, 1968. №183.
114. Парицкий Н.Н. Изменение длины суток и деформация Земли. Астрономич. Журнал, 1945, т.22, вып.2.
115. Парицкий Н.Н. Неравномерность вращения Земли. Тр. Геофиз. Ин-та АНССР, Изд-во АНССР, 1955, №26 (153).

116. Пасечник И.П. Землетрясения, инициированные подземные ядерными взрывами. Влияние инж. деятельности на сейсмический режим. М., 1977, с. 142-152.
117. Паталаха Е.И. Поляков А.И., Севрюгин Н.Н. Роль механического фактора в термическом режиме зон крупных разломов. Геотектоника, 1978, №4, с. 79-90.
118. Пейве А.В., Трифонов В.Г. Мобилизм и тектоническая расслоенность литосферы. Природа, 1981, №8.
119. Пейве А.В., Пущаровский Ю.М. Теоретические проблемы геологии океанов. Природа, 1981, №1, с. 30-41.
120. Петрология верхней мантии. М., Мир, 1968, 335 с.
121. Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М., Наука, 1970, 293 с.
122. Пирузян С.А. О причинах так называемых общих сотрясений или одновременных землетрясений. Докл. Ак Арм. ССР, 1966, т. 42, №1, с. 41-45.
123. Полетаев А.И. Современные дислокации зоны Главного Копетдагского разлома и некоторые вопросы корреляции сейсмических и геологических параметров. В кн.: Геофизические условия в очаговых зонах сильных землетрясений. М., Наука, 1983, с. 88-97.
124. Полканова И.Н. Основные глубинные разломы Юга СССР. М., Недра, 1973, с.171.
125. Померанцева Н.В., Барскова Л.Н., Мозженко А.Н. Модели земной коры, полученные по данным станций «Земля» на территории некоторых разновозрастных платформ, платформенных впадин и передовых прогибов. В кн.: Глубинное строение земной коры. М., Наука, 1975, с. 43-60.
126. Раджабов М.М., Осипова И.Б., Арменакян К.Х. и др. Волновые поля и глубинное строение Кавказа по сейсмическим данным. В

кн.: Геофизические поля и строение земной коры Закавказья. М., Наука, 1985, с. 5-33.

127. Раджабов М.М. О структуре кристаллической части земной коры Куриńskiej впадины по сейсмическим данным. – в сб.: Методика и результаты комплексных глубинных геофизических исследований. Л., Недра, 1969, с.127-135.

128. Рахманов Р.Р. Грязевые вулканы и их значения в прогнозировании газонефтеносности недр. М., Недра, 1987,174 с.

129. Резанов И.А. Геологическая интерпретация сейсмических зондирований земной коры. М., Недра, 1980, 264 с.

130. Резанов И.А., Шевченко В.И. Глубинное геологическое строение Кавказа, Южного Каспия и Западной Туркмении. Изв. Вузов. геолог. и разв., 1970, №4, с. 49-50.

131. Ризниченко Ю.В., Раджабов М.М. и др. Установление корреляционной зависимости между геофизическими полями, геологическими данными и сейсмичностью и построение макета карты детального сейсмического районирования Азербайджана и прилегающей акватории Каспия М 1: 1000000 и крупнее. Отчет по теме 301-76, АзВНИИГеофизика, Баку, 1977.

132. Ризниченко Ю.В., Куликов В.И. и др. Изучение связи сейсмичности территории Азербайджана и прилегающей акватории Каспия с глубинным строением с целью выделения сейсмоактивных зон. Отчет по теме 42-71, АзВНИИГеофизика, Баку, 1973.

133. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР (отв. редактор С.М. Зверев, И.П. Косминская). М., Наука, 1980. 184 с.

134. Сейсмические свойства границы Мохоровичича. М., Наука, 1972, 123 с.

135. Сидоренко Н.С. Неравномерность вращения Земли по данным астрономических наблюдений. – Астроном. Журнал, 1975, т. 52, вып.5.
136. Сидоренко Н.С. Неправильности вращения Земли как возможные показатели глобального водообмена. В сб.: Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет. М., Наука, 1982.
137. Скарятин В.Д., Атанасян С.В. Линейные и кольцевые структуры некоторых районов Евразии. – Изв. Вузов, 1972.
138. Смыслов А.А. Геодинамическая система литосферы и проблемы расширяющейся Земли. М., Наука, 1984, с.150-158.
139. Соловьев С.Л. Некоторые статистические распределения землетрясений и тектоническое строение сейсмических зон. – Изв. АН СССР, сер. геофизика, 1961, №1, с. 23-32.
140. Солоненко В.И. Прогноз землетрясений: желаемое и достигнутое. Природа, 1976, №2, с. 13-20.
141. Сорский А.А. О сейсмичности района Шемахи и Закавказье. Изв. АН СССР, сер. геофиз, 1955, №1, с. 35-94.
142. Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимов И.Ш. Мантия Земли и тектогенез. – Киев: Наук. Думка, 1968, 174 с.
143. Сухарев Г.М. Землетрясения, вызванные тектоническими процессами. Изв. ВУЗов, Нефть и газ, 1976, №5, с. 3-8.
144. Уломов В.И. Объемная модель динамики литосферы, структуры сейсмичности и изменений уровня Каспийского моря. Физика Земли. 2003, №5, с. 5-17.
145. Уломов В.И., Полякова Т.П., Медведева Н.С. 1999. Динамика сейсмичности бассейна Каспийского моря. Физика Земли. №12, с. 76-82.
146. Трифонов В.Г. Активные разломы и сейсмичность. В кн.: Современная тектоническая активность территории СССР. М., Наука, 1984, с. 24-34.

147. Трифонов В.Г. Позднечетвертичные разрывные нарушения западной и центральной Азии по данным дешифрирования аэрокосмических снимков и наземных наблюдений. Изв. Вузов, Геолог. и разв., 1976, №11, с. 54-64.
148. Трофимов Д.М. Глубинная структура Восточно-Европейской платформы по данным дешифрирования космоснимков. Изв. Вузов, Геолог. И разв., 1981, с. 21-30.
149. Фанчиоли Э., Резендиц Д. Динамика грунтов, поведение грунта при сейсмическом воздействии, включая разжижение. В кн.: Сейсмический риск и инженерные решения. М., Недра, 1981, с.66-122.
150. Федынский В.В., Ризниченко Ю.В. Изучение земной коры. Вестник АН СССР, 1962, № 6.
151. Физика земной коры и верхней мантии. – М., Мир, 1966, 254 с.
152. Удинцев Г.Б. неоднократность строения для скважин как свидетельство в пользу расширения Земли. – В кн.: Проблемы расширения и пульсации Земли. М., Наука, 1984, с.113-119.
153. Хайн В.Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа, Геотектоника, 1975, №1.
154. Хайн В.Е., Тектоника континентов и океанов. Научный мир, Москва, 2001, 606 с.
155. Хайн В.Е., Богданов Н.А., Попков В.И., Чехович П.А. Важнейшие геоструктуры и основные черты развития Каспийского нефтегазоносного мегабассейна. Экологический вестник научных центров ЧЭС. 2004, №2, с.47-56
156. Хайн В.Е. Сопоставление фикситских и мобилистких моделей тектонического развития Большого Кавказа. Геотектоника, 1982, №4, с. 3-19.
157. Халилов Э.Н. О происхождении нефти в акватории Каспия с позиций тектоники литосферных плит. АНХ, № 10, 1983 г.

158. Э.Н. Халилов, Мехтиев Ш.Ф., Хайн В.Е. О некоторых геофизических данных, подтверждающих коллизионное происхождение Большого Кавказа. Геотектоника, АН СССР №2, 1987, с. 54-60.
159. Халилов Э.Н. Об изменениях уровня воды в Каспийском море в связи с глобальными геодинамическими процессами. Материалы международного симпозиума по изучению геодинамических процессов для решения задач народного хозяйства, Баку, Элм, 1993.
160. Халилов Э.Н. Новые данные о наличии зоны Беньофа в Кавказско-Каспийском регионе. Khalilov E.N. New data on the presence of the Benioff zone in the Caucasus-Caspian region. Доклады Российской Академии Наук, Том.388, №4, 2003, с. 542-544.
161. Тектоническая карта: Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления, масштаб: 1:2500000, составлена: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2003 г., редакторы: Богданов Н.А., Хайн В.Е.
162. Халтурин В.И. Поглощение сейсмических волн в земной коре Северного Тянь-Шаня. В кн.: Экспериментальная сейсмология. - М., Наука, 1971, с.125-136.
163. Хариков Б.А. Особенности строения земной коры в пределах Большого Кавказа и сопредельных с ним территориях по данным регионального сейсморазведочного профиля. В кн.: Тектоника Туркмении. М., Наука, 1975.
164. Ходжсон Д.Ж. Землетрясения и строение Земли. М., Мир, 1966.
165. Храмов А.Н. Магнитные поля Земли в позднем палеозое (анализ мировых магнитных данных). Изв. АН СССР, Физика Земли, 1967, №1, с. 86-108.
166. Чигарев Н.В. Сейсмогенез и блоковое строение земной коры. Докл. АН СССР, 1980, т.255, №2, с. 313-317.

167. Шамина О.Г. Модельные исследования физики очага землетрясения. М., Наука, 1981, с. 191.
168. Шатский Н.С. О глубинных дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области Поволжья и Кавказа. Сравнительная тектоника древних платформ. Изв. АН СССР, сер.: Геология, 1948, №5.
169. Шевченко В.И., Резанов И.А. Тектоника и геофизические поля Крыма-Кавказа-Копетдага. В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М., Наука, 1982, с. 80-85.
170. Шевченко В.И. Основное противоречие между фиксизмом и мобилизмом на примере Кавказа. Изв. Вузов, геолог. и разв., 1978, с. 24-32.
171. Шемпелев А.Г. О глубинном выражении Главного Кавказского надвига. Геотектоника, 1968, № 6, с. 57-65.
172. Широкова Е.И. Общие закономерности в ориентации главных напряжений в очагах землетрясений Среднеземноморско-Азиатского сейсмического пояса. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1967, №1, с. 22-36.
173. Шихабейли Э.Ш. Геологическое строение и развитие Азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, 1956.
174. Щукин Ю.К. Земная кора сейсмоопасных зон и очаги сильных землетрясений СССР. В кн.: Геофизические условия в очаговых зонах сильный землетрясений. М., Наука, 1983, с. 3-40.
175. Эстева Л. Сейсмичность. В кн.: Сейсмический риск и инженерные решения. М., Недра, 1981, с. 162-203.
176. Юдахин Ф.Н., Щюкин Ю.К., Комаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург. Ур. Отделение РАН. 2003, 230 с.

177. Allen, M.B., Jones, S., Ismail-Zadeh, A., Simmons, M. and Anderson, L. (2002) Onset of Subduction as the Cause of Rapid Pliocene-Quaternary Subsidence in the South Caspian Basin. *Geology*, 30, p.775-778.
178. Armstrong B.H. Accustic emission prior to rockburets and earthquakes. *Bull. Seismol. Sec. Amer.*, 1969, 59, N 3, p.1259-1279.
179. Atanasiu I. *Gurtnurele de pamint din Romania*. Bucuresti, Edit. Acad. RPR, 1961.
180. Bacon C.P. Accoustie emission along the San Andreas fault in southern central California. *Calif. Geol.*, 1975, 28, N7, p.147-154.
181. Bredy B.T. Theory of earthquakes. Inclusion of crustal earth-quake. "Pure and Appl. Geophys.", 1975, 113, N1-2, p.149-163.
182. Brans C., Dicke R.H. Mach's principle and relativistic theory of gavitasion. - *Phys.Rev.*, 1961, vol.124, N3, p.925-935.
183. Benioff H. Seismic evidence for crustal structure and tectonic activite, in.: Polderveary A. ed., *Crust of the Earth* (a simposium), *Geol. Am. Spec. Paper*, 62, p.67-74, 1955.
184. Berry M., Mair J. Structure of the Continental crust: a reconcilation of seismic reflection and refraction studies. *Geol. Assoc. Can. Pag*, 1980, N 20, p.195-213.
185. Boore D. 1973. The effect simple topography on seismic wales: Implication for the recorded acceleration at Pocoima Dam. *Bull. Seismol. Sec. Am*, 63, p.1603-1609.
186. Bortherd R.D. 1970. Effect of local geology on ground motion near San Francisco bay. *Bull. Seismol.Sec. Am*, 60, p.29-61.
187. Dicke R.H. Mach's principle ahd invariance under transformation units. *Phys. Rev.*, 1962a, vol.125, N6, p.2163-2167.
188. Dirac P.A.M. Anow basic for cosmology. – *Proc. Roy. See. London A*, 1938, vol.165, p.199-208.
189. Granath J.W., Bagganz O.W. A review of Neogene subsidence mechanism for the South Caspian Basin. *IGCP Project. №369*

“Comparative evolution of Peri-Tethyan rift basins. 3-d Ann. Meeting. Cairo, 1996, Abstract book. p.24-25.

190. Gutenberg B. 1957, Effect of ground on earthquake motion. Bull. Seismol. Sec. Am, 47, p. 221-250.

191. Gutenberg B., Richter C.P. Seysmosity of the Earth and Associsted phenomen. 2nd ed. Princeton Univ. Press, Princeton, N1, 1954.

192. Gutenberg B., Richter C.P. Structure of the crust. Continents and oceans. - Physics of the Earth, 1939, vol.7, p.301-327.

193. Jackson J., Priestley K., Allen M., Berberian M. Active tectonics of the South Caspian Basin. Geophys. J. Int. (2002) 148, 214–245.

194. Lomnits C. Eearthquakes and reservoir inpoinding: State of the ear “Eng. Geol.”, 1974, 8, N1-2, p.191-198.

195. Lomnits C. Global tectonics and earthquake risk. Developments in Geotectonics. № 5 Amsterdam: Elsevier, 1974 P. 320 Maxwell I.C. «What is Litheaphere?» EOS, 1984, vol.65, N -17, p.321-325.

196. Map of oil and gas Infrastructure in the Caspian Sea Region. March 2001. Scale 1:2,400,000. LCCP. SP 47N/62N.

197. Meissner R., Weller Th., Bittner R. of DEKOPP 2-s and other reflection profiles through the Variscider. Geophys J.R., astrl. Soc, 1987, 89, p.119-324.

198. Mohr O. Abhandlungen aus den Geibiete der tecnischen Mechanik. 3. Aufl. Berlin: Wilh Ernst. Sch., 1928.

199. Muller S. Geophys. Vtntgr. Am. Geophys, Union, 1977, 20, p.289.

200. Okamoto S. Introduction to Earthquake Engineering University of Tokyo Press, Tokyo, 1973, 571 p.

201. Orowan E. Rep. Progr. Phys., 1949, 12, p.186

202. Rosenblueth E. The earthquake of 28 Jule 1957 in Mexico City Proc. 2nd Wold Conf. Eearthquake Eng., Tokyo and Kyoto, p.359-379, 1960.

203. Pomeroy P.W., Simpson D.W., Sbar M.L. Earthquakes triggered by surface quarrying the Wappingere Falls, New York sequence of June 1974, “Bull. Seism. Sec. Amer.”, 1976, 66, N3, p.685-700.
204. Sakurai Y., Sein O., Shoichi, Chiahi, Tadanac. Measurement of earth strains with a laser interferometer. “Jap.J. Appl. Phys.”, 1976, 15, N9, p.1859-1860.
205. Smith W.D. 1974. The application of finite element analysis to body wave propagation problems. Geophys. J.R. astr. Sec. 42, p.747-768.
206. Smithson S.B. Modeling continental crust: structural and chemical constraints. – Geophys. Res. Let., v.5, 1978, p.749-752.
207. Smithson S.B., Jonson R.A., Hurich C.A., Valasek F.A., Branch C. Deep crustal structure and genesis from contrasting reflections: an integrated approach. Geophys. J.R. astr. Sec. ,1987, 89, p.67-72.
208. Taragi S. The earthquakes are not produced by occurrence of fault, “Pap. Vteorol. And Geophys”, 1974, 25, N2, p.111-123.
209. Tescan S.S., Ipek N., 1973, Long distance effects of the 28 March 1970 Gediz Turkey earthquake Eng. Struct. Dyn, 1, p.203-215.
210. Vaisnye I.R., Relbeen C.C. Deep-earthquake initiation by phase transformations . “J. Geophys. Res.”, 1976, 81, N5, p.985-988.
211. Walter D., Mooney and Tomas M., Brocher. Coincident seismic reflection / refraction studies of the continental lithosphere: a global review. Geophys. I.K. asrt. Sec., 1987, 89, p.1-6.
212. White I.E. Elastic dictancy, fluid saturation and earthquake dynamics, “Geophys. Res. Let”, 1976, 3, N12, p.747-750.
213. Cekveny V.L. Strukturalni seismologic. Ca. Cas. fym, 1984, A 34, N3, p.236-257.
214. Fluctuations in sea and ocean levels over 15,000 years. M., Nauka, 1982, 232 p.
215. Kiselev unevenness of the Earth's daily rotation. Novosibirsk, Science, 1983.

216. James Jackson, Keith Priestley, Mark Allen and Manuel Berberian. Active tectonics of the South Caspian Basin. *Geophys. J. Int.* (2002) 148, p.214–245.

Дополнительная литература к разделу 6.

218. Алиев А.С. Подъем уровня Каспийского моря и затопление прибрежной зоны Азербайджанской Республики. Баку, Элм, 2001. 144 с.

219. Алиев А.С., Мансимов М.Р., Мамедов Р.М. Колебания уровня и социально-экономические проблемы прибрежной зоны Каспийского моря. Гидрометеорология и мониторинг окружающей среды. 1999. № 2. с. 49–59.

220. Антонов В.С. Проблема уровня Каспийского моря и сток северных рек. Труды ААНИИ. 1963. т. 253. с. 232–248.

221. Аполлов Б.А., Федорова Е.И. Исследования колебания уровня Каспийского моря. Труды ИОАН. 1956. т. 15. с. 72–228.

222. Алиев А.С., Велиев С.С. Динамика изменения уровня Каспийского моря в историческое время и ближайшем будущем. Метеорология и гидрология. 1999, № 3, с. 79–84.

223. Аполлов Б.А. Доказательство прошлых низких стояний уровня Каспийского моря. Вопросы географии. Вып. 24. М.: 1951. № 24. с. 134–143.

224. Архипова Е.Г. Об испарении на Каспийском море. Труды ГОИН. 1955, Вып. 021, с. 3–20.

225. Берг Л.С. Уровень Каспийского моря за историческое время. Проблемы физической географии. 1934, т. 1. Вып. 1. с. 11–64.

226. Брегман Г.Р. Колебания уровня Каспийского моря. Исследование морей СССР. 1936, Вып. 24, с. 13–85.

227. Бруевич С.В. К вопросу о причинах колебания уровня Каспийского моря. Метеорология и гидрология. 1938, № 3, с. 110–114.

228. Варущенко А.Н. Изменение уровня Каспийского моря с V до 1830 г. Технико-экономический доклад «Анализ изменений уровня Каспийского моря». (ТЭД). М., 1992. с. 49–71.
229. Гюль К.К. Вековые колебания уровня Каспийского моря. Изв. АН АзССР. Серия наук о Земле. 1972, № 3. с. 81–83.
230. Георгиевский В.Ю., Голубев В.С. Испарение с поверхности Каспийского моря и его многолетняя изменчивость. Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. СПб: Гидрометеоиздат, 2003, с. 230–238.
231. Голицын Г.С., Панин Г.Н. О водном балансе и современных изменениях уровня Каспия. Метеорология и гидрология. 1989, №1. с. 57–64.
232. Голицын Г.С., Панин Г.Н. Еще раз об изменении уровня Каспийского моря. Вестник АН СССР. 1989, №9, с. 59–63.
233. Голицын Г.С., Дзюба А.В., Осипов А.Г., Панин Г.Н. Региональные изменения климата их проявления в современном подъеме уровня Каспийского моря. Доклады АН СССР. 1990. т.313, № 5, с. 1224–1227.
234. Дроздов О.А. Колебания естественного увлажнения в связи с анализом антропогенных изменений климата и увлажнения. Водные ресурсы. 1990, № 2, с. 5–15.
235. Дуванин А.И. О циклических автоколебаниях в природе. Вестник МГУ. Сер. 5, География, 1998, № 1, с. 14–18.
236. Зайцева И.С. Многолетние колебания стока Волги и глобальные изменения климата. Изв. АН РАН. Сер. географ. 1996, № 5, с. 45–54.
237. Зайцева И.С. Маловодные годы в бассейне Волги: природные и антропогенные факторы. М., Ин-т географии АН СССР, 1990, 184 с.

238. Зубаков В.А. Колебания уровня Каспийского моря в геологическом прошлом и его прогноз. Метеорология и гидрология. 1993, № 8, с. 82–88.
239. Изменение уровня Каспийского моря. Стратегический прогноз изменений климата Российской Федерации на период до 2010–2015 гг. и их влияния на отрасли экономики России. Раздел 2. Влияние ожидаемых изменений на отрасли экономики. М., Росгидромет, 2005, с. 31–32.
240. Исаев А.А., Клименко Л.В. Жильцова О.В. Повторяемость «дождливых» и «сухих» синоптических процессов в бассейне Волги и водобалансовые характеристики Каспия в периоды относительной стабилизации, устойчивого падения и роста уровня. Вестник МГУ, 1995, Сер. 5, География, № 1, с. 70–77.
241. Кадукин А.И., Клиге Р.К. Многолетние колебания и современный уровенный режим Каспийского и Аральского морей. Труды ГГИ. 1990, Вып. 338, с. 132–140.
242. Карпышев Ю.А. Колебания уровня Каспийского моря в исторический период. Водные ресурсы. 2001, т. 28, № 1, с. 5–17.
243. Ким И.С., Никулина С.П. Изменение уровня Каспийского моря и циркуляция атмосферы. Метеорология и гидрология. 1994. №7. с. 76–80.
244. Клиге Р.К., Ковалевский В.С., Федорченко Е.А. Влияние глобальных климатических изменений на водные ресурсы Волжского бассейна. Глобальные изменения природной среды (климат и водный режим). М.: Научный мир, 2000, с. 220–236.
245. Колебания уровня Каспийского моря. Труды ИОАН, 1956, т.15. 288 с.
246. Ковалев В.В., Парада С.Г. Геологические аспекты изменений уровня Каспийского моря. Вестник Южного научного центра. 2003, т. 9, № 2, с. 38–46.

248. Кондратович К.В. Антропогенные, геофизические и космические факторы изменения циркуляционных эпох и уровня Каспийского моря. Водные ресурсы. 1994, т. 21, № 6, с. 623–630.
249. Кренке А.Н., Попова В.В. Колебания уровня Каспийского моря и глобальная циркуляция атмосферы. Материалы метеорологических исследований. 1992, №15, с. 116–122.
250. Крицкий С.Н., Коренистов Д.В., Раткович Д.Я. Колебания уровня Каспийского моря (анализ режима и вероятностный прогноз). М., Наука, 1975. 160 с.
251. Кудрицкий Д.М. Площадь поверхности Каспийского моря. Труды НИУ ГУГМС. 1941, Сер. 8, вып. 1, с. 67–70.
252. Ленц Э. Об изменениях уровня Каспийского моря. Журнал Мин. внутр. дел. 183, т. 20, №26. с. 93–100.
253. Лилиенберг Д.А. Феномен Каспия и новая тектоно-гидроклиматическая концепция колебаний уровня внутренних водоемов //Науки о Земле. Баку, Изд-во Nafta-Press, 2001, № 3, с. 3–11.
254. Лилиенберг Д.А. Тенденции современной эндодинамики Каспия и изменения уровня. Докл. РАН. 1993. т.331, № 6. с. 745–750.
255. Лобанов В.В. Влияние изменения испарения с поверхности Каспийского моря на его будущий уровень. Метеорология и гидрология. 1990, № 2, с. 59–64.
256. Лобанов В.В. Испарение с поверхности Каспийского моря // Метеорология и гидрология. 1987, № 10, с. 47–53.
257. Лобанов В.В. Влияние изменений испарения с поверхности Каспийского моря на его будущий уровень. Метеорология и гидрология. 1990, № 3, с. 72–79.
258. Маев Е.Г. Колебания уровня Каспийского моря – роль тектонических факторов. Вестник МГУ. Сер. 5, География, 1993, т.4, с. 98–102.
259. Мамедов Т.А. и др. К проблеме падения уровня Каспийского моря. Доклады АН АзССР. 1976, т.32, № 4, с. 66–70.

260. Михайлевский А.И. Наблюдения над колебанием уровня моря в г. Баку с 1830 г. Записки по гидрографии. 1932, т.2. с. 57–58.
261. Михайлевский А.И. Испарение с поверхности Каспийского моря и общий баланс моря. Труды АН АзССР. Сер. географ. 1939, т.1(58), с. 3–20.
262. Мещерская А.В., Голод М.П. О статистических сверхдолгосрочных прогнозах уровня Каспийского моря с использованием крупномасштабных климатических параметров. Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. СПб: Гидрометеоиздат, 2003, с. 278–294.
263. Мещерская А.В., Голод М.П., Белянкина И.Г. Колебания уровня Каспийского моря в связи с особенностями общей циркуляции атмосферы в XX веке. Изменения климата и их последствия. СПб: Наука, 2002, с. 180–194.
264. Монахов С.К., Романов Н.Т. Динамика полей уровня Каспийского моря и сейсмическая активность восточного Кавказа и Предкавказья. Вестник ДНЦ РАН. 1999, № 5, с. 40–45.
265. Нестеров Е.С. О связи индексов колебания циркуляции атмосферы и уровня Каспийского моря. Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. СПб: Гидрометеоиздат, 2003, с. 323–326.
266. Нуждина М.А. Колебания уровня Каспийского моря в квазидвухлетнем и 11-летнем циклах солнечной активности. Водные ресурсы. 1995. т.22, №4, с. 496–500.
267. Панин Г.Н. Развитие исследований испарения с поверхности Каспийского моря. Водные ресурсы. 1999, т.26, № 5, с. 643–651.
268. Панин Г.Н. Испарение и теплообмен Каспийского моря. М., Наука, 1987. 89 с.

269. Панин Г.Н., Дзюба А.В., Осипов А.Г. О возможных причинах изменения испарения за последние десятилетия в районе Каспийского моря. Водные ресурсы. 1991, т. 21, № 3, с. 5–17.
270. Панин Г.Н., Мамедов Р., Митрофанов И.Г. Современное состояние Каспийского моря. 2005, М., Наука, 356 с.
271. Панин Г.Н., Насонов А.Е., Фокен Т. Испарение и теплообмен водоема с атмосферой при наличии мелководий. Известия РАН, Физика атмосферы и океана, 2006, т.42, №3, с.367-383.
272. Полонский В.Ф., Горелиц О.В. Сток воды и его распределение в дельте Волги. Метеорология и гидрология. 1997, №4, с. 84–95.
273. Потайчук М.С. О подземном стоке воды в Каспийское море. Труды ГОИН. Вып. 98, 1970, с. 165–173.
274. Рычагов Г.И. Уровенный режим Каспийского моря в последние 10000 лет. Вестник Моск. Ун-та. Сер. 5, География, 1993, № 2, с. 38–49.
275. Рычагов Г.И. Уровень Каспийского моря за историческое время. Вестник Моск. Ун-та. Сер. 5. Географ. 1993, № 4, с. 42–49.
276. Рычагов Г.И. Уровень Каспийского моря на рубеже XVIII–XIX веков. Геоморфология, 1994, №2, с. 102–108.
277. Родионов С.Н. Современные изменения климата Каспийского моря. М.: Гидрометеоиздат, 1989, 124 с.
278. Родионов С.Н. Климатологический анализ необычного подъема уровня Каспийского моря в последние годы. Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1989, № 2, с. 73–81.
279. Рубашев Б.М. Проблемы солнечной активности. М., Наука, 1964, 360 с.
280. Сайкин И.М. Уровень Каспия и солнечная активность // Труды ГГО. 1959, Вып. 89, с. 72–82.

281. Соловьева Н.Н. Исследование зависимости колебаний уровня Каспийского моря от солнечной активности. СПб: Изд-во РГГМУ, 2004. 70 с.
282. Туголесов Д.А. О причинах трансгрессий и регрессий Каспийского моря. Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948, № 6, с. 131–140.
283. Тужилкин В.С., Косарев А.Н., Архипкин В.С., Никонова Р.Е. Многолетняя изменчивость гидрологического режима Каспийского моря в связи с вариациями климата. Вестник МГУ. Сер. 5, География, 2011, № 2, с. 62–71.
284. Шадрин А.Г. К вопросу колебания уровня Каспийского моря. Геодезия и картография. 2000, № 4, с. 26–30.
285. Шило Н.А. Природа колебаний уровня Каспия. Труды ДАН СССР. 1989, т.305, №2, с. 412–416.
286. Шило Н.А., Кривошей М.И. Взаимосвязь колебаний уровня Каспийского моря с напряжениями в земной коре. Вестник АН СССР. 1989, № 6, с. 83–90.
287. Шевнин А.Д. Долговременные вариации солнечной и магнитной активности и уровня Каспийского моря. Водные ресурсы. 1994, т.21, № 4, с. 405–409.
288. Федоров П.В. Причины колебаний уровня Каспийского моря в четвертичном периоде. Труды ИОАН. 1956. т. 15, гл. 2. с. 30-43.
289. Хаустов В.В. О влиянии геодинамического фактора на водный баланс Каспия. Вестник СПБГУ. Серия 7, Вып. 4, 2006, с. 20-36.
290. А. В. Вознесенский. О новейших данных по изменению уровня Каспийского моря. Известия. Центр. Гидромет. Бюро. Вып.6, 1926, с.344.
291. Рихтер В.Г. Почему не сбылись прогнозы? Движения земной коры и колебания уровня Каспия. Трибуна ученого. Природа, №2, 1960. с.45-50.

292. Ulomov V., Mokhtari M., Poliakova T., N. Medvedeva. Geodynamic origin of variations of seismic regime of caspian area and level of Caspian Sea. Proceeding of Fourth International Conference of Earthquake Engineering and Seismology 12-14 May 2003 Tehran, Islamic Republic of Iran.

Халилов Э.Н. Глубинное строение и геодинамика Кавказско – Каспийского региона. /Под редакцией Академика РАН Хаина В.Е./ Инсбрук-Москва. Science Without Borders. 2008

Khalilov E.N. Deep structure and geodynamics of the Caucasian – Caspian region. /Edited by Academician of the Russian Academy of Sciences V. E. Khain/. Science Without Borders. Moscow – Innsbruck, 2008, 168 p.

Халилов Э.Н. Глубинное строение и геодинамика Кавказско – Каспийского региона. /Под редакцией Академика РАН В. Е. Хаина/ Science Without Borders. Москва – Инсбрук, 2008, 168 с.

International Publishing House “Science Without Borders” (SWB)

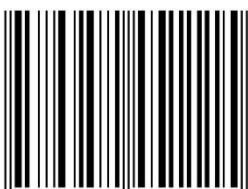
Date of an order: 15.08.2008

der: 22/037

Size: A5

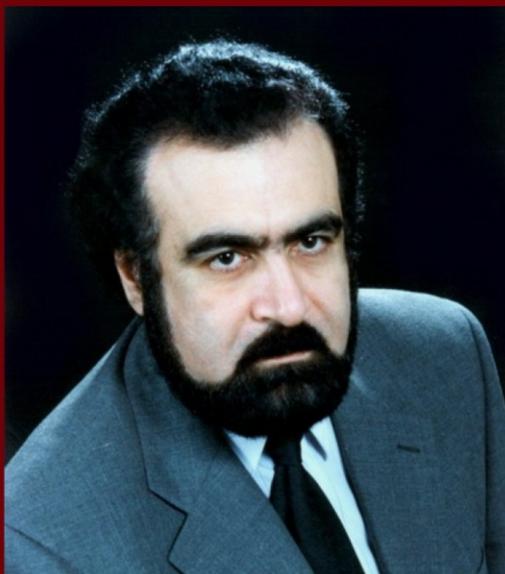
Offset printing

ISBN 978-9952-451-11-5



9 789952 451115





Эльчин Халилов

Доктор геолого-минералогических наук, академик и Вице-Президент Международной Академии Наук (ICSD/IAS, Австрия, Германия), Академик Российской Академии Естественных Наук, Директор Научно-Исследовательского Института Прогнозирования и Изучения Землетрясений и Государственного Научного Центра "ГЕОС" (Азербайджан), Председатель Экспертного Совета по Наукам о Земле ВАК при Президенте Азербайджана, Президент Азербайджанской Секции Международной Академии Наук (ICSD/IAS)

Elchin Khalilov

Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Academician and Vice-President of the International Academy of Sciences (ICSD/IAS, Austria, Germany), Academician of the Russian Academy of Natural Sciences, Director of the Research Institute for Earthquake Prediction and Study and the State Scientific Center "GEOS" (Azerbaijan), Chairman of the Expert Council on Earth Sciences at the Higher Attestation Commission under the President of Azerbaijan, President of the Azerbaijani Section of the International Academy of Sciences (ICSD/IAS).