

---

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ  
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР  
ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR  
SOVIET GEOPHYSICAL COMMITTEE

---



РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ  
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

КОМПЛЕКСНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ  
ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
МОСКВА 1976

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ  
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ  
ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

---

RESULTS OF RESEARCHES  
ON THE INTERNATIONAL  
GEOPHYSICAL PROJECTS



*RESULTS OF RESEARCHES  
ON THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL PROJECTS*

COMPLEX STUDY  
OF THE BLACK SEA DEPRESSION



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»

*Moscow 1976*



*РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ  
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ*

# КОМПЛЕКСНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

5579



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1976



В сборнике освещены результаты глубинных сейсмических зондирований, выполненных в акватории Черного моря. Охарактеризованы особенности глубинного строения земной коры по геофизическим данным, приведены разрезы земной коры и схемы гипсометрии поверхности Мохоровичича. Рассматриваются вопросы геолого-геофизического изучения внутренних морей Тетиса и проблема тектонического районирования Черноморского региона. Представленные материалы подробно освещают геологическое строение Черноморского шельфа, голоценовую историю Черноморского бассейна, результаты измерения теплового потока и другие вопросы.

Сборник рассчитан на геофизиков и геологов.

Ответственный редактор

член-корреспондент АН СССР

Ю.Д. БУЛАНЖЕ

Я.П.Маловицкий

## ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ И НАПРАВЛЕНИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ ТЕТИСА

От Гибралтарского пролива на западе до горных сооружений Средней Азии на востоке протягивается цепочка крупных морфологических впадин земной поверхности, представленная внутренними морями и прибрежными низменностями. Площади этих бассейнов обширны и составляют: для впадин Средиземноморья — 2,5 млн. км<sup>2</sup>, Черного моря — свыше 400 тыс. км<sup>2</sup>, Южного Каспия — 150 тыс. км<sup>2</sup>.

В геолого-геофизической литературе уже сравнительно давно обсуждаются вопросы глубинного строения и происхождения впадин внутренних морей, выдвинуты различные гипотезы, основные из которых можно разделить на три большие группы.

1. Центральные части крупных впадин рассматриваются как реликтовые бассейны древнего первичного океана, которые находятся в непрерывной стадии опускания и окраинные части которых вовлекаются в активное развитие окружающих районов. В этом случае предполагается постепенная, стадийная гранитизация коры, а особенности строения земной коры и верхней мантии по сравнению с окружающими областями объясняются стабильным наследованием черт древнего океана.

2. Предполагается, что внутренние моря образовались на участках первично-материковой коры в областях активного, в основном компенсированного мощностью осадков прогибания фундамента. В этом случае происходит базификация кристаллической части земной коры, и все ее особенности по сравнению с окружающими областями являются вторичными, возникшими в процессе мощного прогибания.

3. Эта группа представлений базируется на концепциях мобилизма, в основу которого положено предположение о движении и сочленении литосферных плит, о раздвижении континентов.

Сторонники различных точек зрения обычно придают решающее значение какой-то группе фактов, хотя известно, что окончательная истина может быть выяснена только при изучении всей совокупности фактов. В связи с этим необходимо обратить внимание на два момента.

Во-первых, обычно при рассмотрении системы впадин Западного Тетиса обращают внимание на элементы их сходства. Это было вполне логично для первой стадии изучения. Сейчас настало время, когда надо искать существенные различия (и они действительно есть) в строении отдельных впадин. Не исключено, что разные элементы рассматриваемой зоны имеют резко гетерогенную структуру и объединены они лишь на последних этапах геологической истории.

Во-вторых, степень изученности, различная в отдельных областях, еще не является достаточной для решения всех сложных вопросов, касающихся рассматриваемых впадин.

Проблема выяснения строения впадин Западного Тетиса имеет большой научный интерес и несомненное практическое значение. В научном плане — это проблема переходных зон, ряд кардинальных вопросов геотектоники. Практический интерес к рассматриваемым структурам земной коры определяется тем, что с ними

связаны крупные нефтегазоносные провинции. Четкое понимание структуры и истории развития впадин внутренних морей позволит составить научно обоснованный прогноз и план разведки и открыть новые месторождения полезных ископаемых.

Последние годы характеризуются широким размахом геолого-геофизических исследований на акваториях внутренних морей. Прошло 10 лет со времени издания тектонической карты Европы под редакцией А.А. Богданова, где на морях показаны в основном изобаты и только на Южном Каспии и в северной части Черного моря — отдельные фрагменты глубинной структуры. За прошедшее время многое изменилось в вопросах, касающихся изучения акваторий.

На Южном Каспии проведена региональная гравиметрическая съемка, выполненная площадная детальная аэромагнитная съемка, вся впадина покрыта регионально-рекогносцировочной съемкой МОВ (метод отраженных волн). В восточной части впадины впервые были выполнены исследования МТЗ (магнитотеллурическое зондирование). На большинстве локальных структур шельфа проведены детальные сейсмические работы, в широких масштабах осуществляется глубокое разведочное бурение.

На Черном море выполнены региональные гравиметрические и магнитометрические съемки, оработаны новые профили ГСЗ (глубинное сейсмическое зондирование), в периферийной части впадины проводятся систематические площадные работы МОВ, пробурены первые глубокие скважины у побережья Болгарии и Турции, а также на шельфе СССР, на поднятии Голицына.

Комиссией по изучению глубинного строения Черного моря, а также Геленджикским отделением ВНИИМОРГЕО и другими организациями проводились систематическое обобщение и геологическая интерпретация имеющихся геолого-геофизических материалов по южным морям СССР, подготовлены макеты тектонических карт, которые войдут в такие издания, как тектоническая карта Европы, тектоническая карта юга СССР.

В последние годы активно ведутся работы по изучению данных проблем и на Средиземном море. Крупные комплексные геолого-геофизические экспедиции на современных океанографических судах проводились американскими, итальянскими, немецкими, французскими учеными. Широкие работы ведут ученые Института океанологии АН СССР на судне "Академик Вавилов". С 1969 г. в изучение Средиземного моря включился коллектив Геленджикского отделения ВНИИМОРГЕО. За три года на судах "Юрий Годин", "Академик Архангельский", "Владимир Обручев" выполнены систематические съемки в восточной, центральной и западной частях моря. Следует отметить, что экспедиции в Средиземное море отличаются комплексностью: с борта одного, даже небольшого, судна одновременно проводятся сейсмические, гравиметрические и магнитометрические наблюдения. В результате проведенных работ можно считать выясненными основные черты гравитационного и магнитного полей, строение самой верхней части осадочной толщи, а по некоторым участкам — и глубинное строение земной коры. Начато обобщение и геологическое осмысливание вновь полученных материалов. В последние годы в связи с поисками нефти и газа проводится активное бурение глубоких скважин в Адриатическом море, у побережья АРЕ, Испании, Ливии, Сицилии, Турции. Новая эпоха в бурении началась в 1970 г., когда экспедиция на судне "Гломар Челленджер" пробурела ряд скважин в относительно глубоководных участках Западного и Центрального Средиземноморья.

Краткий обзор изученности впадин Тетиса показывает, что основной материал для суждения о глубинном строении этих акваторий содержится в данных морских геофизических исследований. Интерпретация этих материалов позволяет с той или иной степенью уверенности делать выводы, которые лишь в незначительной степени могут быть проверены данными прямых геологических наблюдений. По своему геологическому значению имеющийся материал можно разделить на две группы. К первой из них относятся данные ГСЗ, гравиметрические и магнитометрические съемки, которые характеризуют в основном нижнюю, кристаллическую, часть земной коры и верхнюю мантию. Ко второй группе относятся данные сейсмо-

разведки МОВ и бурения, которые позволяют достаточно детально охарактеризовать строение верхней части осадочного разреза и дно моря.

Приведем краткую характеристику строения основных впадин.

Земная кора сравнительно неглубокого (до 1 км) *Южного Каспия* имеет в основном двухслойное строение и состоит из мощной (15–25 км) осадочной толщи, залегающей непосредственно на "базальтовом" слое. Поверхность *М* расположена на глубинах 40–45 и даже 50 км в северной, северо-западной и западной частях, глубина залегания *М* уменьшается до 25–30 км в пределах Туркменского шельфа, где предполагается наличие древнего срединного массива. Мощность осадочной толщи над погребенным массивом также сокращена до 12,5–15 км. Соответственно гравитационное поле Туркменского шельфа характеризуется положительными значениями, тогда как с севера и запада этот максимум окаймляется зонами резко отрицательных значений в редукции Буге.

Магнитное поле Южного Каспия свидетельствует о неоднородности кристаллического фундамента этой области. Западная его часть характеризуется как максимум  $\Delta T$ , восточная — как минимум  $\Delta T$ ; эти зоны разделены связанной с глубинным разломом *полосовой положительной аномалией* в районе вала Абиха.

Мощная осадочная толща, по гравиметрическим данным и материалам ГСЗ, подразделяется на две толщи, из которых наиболее изучена верхняя, имеющая кайнозойский возраст. Особенно интенсивное накопление осадков в Южном Каспии происходило в плиоцен-антропогенное время. Мощность четвертичных отложений достигает 1,5–2,0, а плиоценовых — 5–8 км. Результаты сейсмических исследований МОВ свидетельствуют о вовлечении осадочной толщи в интенсивное складкообразование. В плиоцен-четвертичном этапе выделены прибортовое окаймление и внутренняя депрессия, отличающиеся характером складок. Для верхней части кристаллической коры и нижней части осадочной толщи характерно развитие глубоких разломов, определивших общие контуры и основные элементы Южно-Каспийской мегавпадины.

*Черноморская впадина* имеет отчетливо выраженные зоны шельфа, материкового склона и глубоководную котловину с плоским дном на глубине порядка 2 км. Земная кора в центральных частях Черного моря состоит из двух основных слоев: осадочного мощностью 10–15 км и "базальтового" мощностью 4–14 км. Общая мощность коры составляет 18–24 км, причем участок с наиболее тонкой корой (18 км) расположен в западном районе глубоководной впадины. Периферийные районы глубоководной впадины, материковый склон и шельф имеют более сложное строение, здесь есть "гранитный" слой, к которому условно отнесены породы со скоростями 5,7–6,3 км/сек. Общая мощность коры по периферии впадин достигает 30–40 км.

Гравитационное поле отличается крупным максимумом Буге, совпадающим с центральной котловиной, и понижением отметок поля к периферии, которое осложняется локальными максимумами и минимумами, отражающими особенности строения верхней части коры. Характерно, что центральные районы впадины отличаются исключительно спокойным, почти безаномальным магнитным полем, тогда как на периферии выделяются крупные аномальные зоны, наиболее интенсивными из которых являются Батумско-Алуштинская и Преданатолийская. Основные черты тектоники Черноморской впадины и ее обрамление определяются системой глубинных разломов, разделяющих ее на крупные блоки.

Осадочная толща имеет разное строение в различных частях впадины. На ее периферии выявлены различные системы дислокаций, которые продолжают структуры и зоны прилегающей суши (Кавказ, Крым, Болгария, Понт). В центральной части осадочная толща имеет очень низкие значения средних скоростей (3,0–3,5 км/сек) и верхняя ее часть (по крайней мере верхние 4–5 км) отличается исключительно спокойным, почти горизонтальным строением. Тем не менее, по данным ГСЗ и в меньшей степени МОВ, здесь выделяется нижний слой осадков, который имеет более сложное строение.

Впадины, входящие в состав *Средиземного моря*, имеют разное строение. Гравитационные аномалии Буге сильно дифференцированы, и их распределение ука-

зывает на блоковое строение земной коры в этом районе. Границы блоков, определяющих продольную и поперечную зональности, выражены областями повышенных градиентов. Одна из наиболее крупных гравитационных ступеней совпадает в плане с Критской островной дугой и окаймляющим ее материковым склоном. Аномальное магнитное поле на многих крупных участках отличается слабой интенсивностью (Адриатическое море, море Леванта), тогда как в других зонах характеризуется линейными интенсивными аномалиями (Финикийская котловина, Центральный бассейн). Цепочка крупных положительных аномалий связана с крутым материковым склоном восточное и юго-восточнее Сицилии, что обусловлено крупным глубинным разломом.

Характер строения земной коры в Средиземном море еще плохо изучен. В центральной части Алжиро-Прованского бассейна поверхность *M* расположена на глубине 11–13 км, причем мощность осадочной толщи составляет 5–8 км, а "гранитный" слой здесь отсутствует. В море Леванта, севернее Александрии, мощность земной коры достигает 26–28 км, увеличиваясь в сторону Африканского побережья до 32 км. Толщина осадочного слоя здесь составляет не менее 12 км, причем в разрезе, по-видимому, присутствует "гранитный" слой.

Строение осадочной толщи в Средиземном море сложное. По данным непрерывного сейсмического профилирования повсеместно выделяются три слоя, из которых два верхних (придонный и промежуточный) характерны для всего моря, а нижний, относящийся к коренным породам, имеет разное строение и, вероятно, разный возраст в различных тектонических зонах. По данным бурения на "Гломаре Челленджере" установлено, что в верхних слоях верхнего миоцена отмечается региональное распространение гидрохимических отложений, а более молодые осадки залегают с размывом на подстилающем комплексе, вплоть до меловых отложений (в Геленском желобе).

Геотектоническое районирование обширных впадин Средиземноморского бассейна может быть проведено в настоящее время только в самых общих чертах, за исключением некоторых участков, так как геологическое осмысление новых материалов только начинается.

В море Леванта южная часть является глубоко опущенным краем Африканской платформы (Восточно-Средиземноморская плита), в восточной части которой продолжается Пальмирский авлакоген. На этом фоне южная часть о-ва Кипр представляет собой резко поднятый блок фундамента. Северная часть моря Леванта относится к альпийской складчатой области. Граница между этими основными элементами представлена краевым швом, проходящим примерно по оси Восточно-Средиземноморского морфовала.

Адриатическое море совпадает с передовым прогибом между молодой платформой и динарской ветвью альпийских структур. В центральной части этого прогиба выявлены крупные зоны пологих поднятий в осадочной толще, представляющие несомненный интерес для нефтегазопроисловых работ.

Чрезвычайно интересные данные комплексных работ получены в море Сидра, в широком проливе между Сицилией и Африкой, в Тирренском море, в Альборанском море. Эти материалы сейчас обрабатываются и послужат основой для составления тектонических карт и схем.

Краткий обзор основных данных о строении и геофизической характеристике впадин Западного Тетиса свидетельствует, с одной стороны, о наличии черт общего сходства и, с другой — о существенных различиях в их внутренней структуре. Это является отражением сложных, еще во многом неразгаданных, не диалектически единых процессов тектогенеза.

К числу общих характерных черт относятся следующие. Гравитационные аномалии в редукции Буге в пределах глубоководных впадин положительны, магнитное поле в общем спокойное. Мощность земной коры под впадинами уменьшается, происходит подъем поверхности *M*. "Гранитный" слой уменьшается вплоть до полного исчезновения, в то же время мощность осадочной толщи резко возрастает. Эти данные указывают на общность процессов образования и природы впадин Западного Тетиса.

Наряду с этим конкретные разрезы земной коры разных впадин существенно различны. Диапазон залегания поверхности  $M$  колеблется от 11 до 35–45 км. Мощность осадочной толщи изменяется от 5–8 до 20–25 км. Существенно различна дислоцированность осадочной толщи в разных впадинах. В этих различиях предварительно можно попытаться наметить корреляционную связь между такими характеристиками, как общая мощность коры, мощность осадочной толщи, дислоцированность осадочной толщи. Однако данных для уверенных выводов еще недостаточно.

В связи с рассмотрением вопроса о генезисе впадин Западного Тетиса нужно обратить внимание на два момента.

Во-первых, наряду с продольной, субширотной зональностью геофизических и тектонических элементов, которая обычно называется субкавказской и субсредиземноморской, почти повсеместно существуют менее ясно выраженные элементы субмеридионального простирания. Эти антикавказские и антисредиземноморские элементы соответствуют глубоко погруженным под осадочную толщу разломам или внутренним структурам кристаллического фундамента и определяют поперечную зональность каждой тектонической области. Подобного рода разломы и структуры установлены в Южном Каспии, Черном море, восточной части Средиземного моря. Сопоставление их с материалами окружающих континентальных областей показывает, что субмеридиональные элементы являются характерными для наиболее древнего, допалеозойского, комплекса фундамента. В ряде случаев (например, для Одесского разлома на Черном море) удается проследить непосредственную связь между выявленным в море элементом и структурой кристаллического фундамента. Эти данные приводят к выводу, что древнее строение участков, занятых впадинами, до их образования было существенно иным, кардинально отличающимся от современного.

Во-вторых, на многих участках удается установить, что в осадочной толще выделяется по крайней мере два этажа, разделенные поверхностью несогласия. Подобные факты получены в периферийной части Черноморской впадины, в Средиземном море. При этом верхний этаж, относительно более молодой, является общим для всей впадины, тогда как нижний существенно отличается по строению в разных ее частях. Например, в западной части Черного моря на фоне моноклиналичного погружения и увеличения мощности меловых и третичных отложений на восток, в сторону центральной части впадины, установлено выклинивание и срезание поверхностью несогласия достаточно мощных триасовых отложений. Примерно аналогичная картина наблюдается также южнее Крыма. В Средиземном море возраст верхней толщи является, вероятно, плиоцен-четвертичным.

Эти данные показывают, что в истории геологического развития периода накопления осадочной толщи для участков, занятых в настоящее время впадинами внутренних морей, выделяется по крайней мере два этапа:

1) древний этап, когда впадина не представляла единого целого, а отдельные ее части входили в состав других гетерогенных элементов, резко отличающихся друг от друга;

2) молодой этап, когда впадина формировалась как единое целое.

С учетом сделанных замечаний можно предположительно считать, что факторы, обусловившие сходные черты геофизических характеристик и глубинной структуры впадин внутренних морей, являются по времени сравнительно молодыми. Временной интервал заложения единых впадин может существенно различаться для разных звеньев этой системы, но в основном совпадает с кайнозойской эрой. Факторы, определяющие различие впадин, являются более древними и связаны с особенностями структуры фундамента и нижней части осадочной толщи. Рассмотрение материалов по впадинам внутренних морей показывает, что их структуры нельзя сопоставлять ни с океаническими, ни с переходными зонами от материков к океанам. Это особые структуры земной коры, которые мы будем называть "мегавпадинами". По геотектоническому результату сложного развития, выраженности в геофизических полях они являются антиподами областей, которые называются зонами постплатформенной орогенезации (Тянь-Шань, Памир и др.). Зах-

ватывая районы с разным строением фундамента и осадочной толщи, эти участки вовлекаются в мощное, в значительной степени компенсированное осадками опускание, в процессе которого происходят соответствующие изменения коры и геофизических характеристик.

В изучении впадин внутренних морей еще много нерешенных проблем. Необходимо углубить изучение свойств среды по крайней мере до пределов литосферы и проследить ее изменения по площади. Чрезвычайно важно детальное изучение зон сочленения "безграничных" участков с окружающими районами и характер перехода между ними. Важнейшими проблемами являются выяснение возраста осадочного выполнения впадин и установление характера строения нижней части осадочной толщи, нижнего ее этажа. Необходимо также продолжить детальное картирование верхней части осадков, важное как для научных, так и для практических целей.

Основными методами изучения на ближайшие годы остаются систематические площадные съемки гравитационного и магнитного полей и сейсморазведка МОВ в современных модификациях непрерывного профилирования с многократным перекрытием. Однако наряду с этими видами работ необходимо форсировать разработку и внедрение новых модификаций, без которых поставленные задачи не могут быть решены. К их числу относится разработка методики глубинного непрерывного профилирования земной коры (ГСП), так как традиционным методом ГСЗ уже невозможно решать сложные задачи.

Нужно также активнее разрабатывать и применять МТЗ и профилирование, что позволит по-новому взглянуть на проблему строения литосферы в рассматриваемых впадинах.

#### АБСТРАКТ

The paper presents brief comparative characteristics of the geological structure of the Tethys enclosed seas; it is shown that the data of the marine geophysical research provide convincing evidence allowing judgement on the abyssal structure of these water areas.

## КОМПЛЕКСНОЕ ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНИКИ ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

Отсутствие среди исследователей единого мнения о природе, возрасте, истории формирования Черноморской и подобных ей глубоководных впадин внутренних и окраинных морей свидетельствует об исключительной сложности проблемы и далеко выходит за рамки проблем самого Черного моря. Путь к решению этой проблемы следует искать в комплексном анализе геолого-геофизических данных по акватории и окружающей суше, в их сопоставлении и обобщении. Весьма важным является выяснение таких вопросов, как структура, вещественный состав и возраст осадочного чехла (особенно его нижнего комплекса) Черноморской впадины, структура консолидированной коры и верхней мантии, роль разломной тектоники, магматизма и т.д.

Рассмотрим некоторые аспекты упомянутой проблемы на основе комплексного геофизического районирования Черноморской впадины, главным образом ее глубоководной части.

В пределах региона по комплексу геофизических характеристик (рис.1, А) выделяется ряд сложно построенных зон различного порядка (рис. 1,Б), определенным образом коррелируемых с геоморфологическими и структурно-тектоническими особенностями Черноморской впадины и прилегающей части суши.

К структурам первого порядка в области Черного моря относятся центральная абиссальная котловина и переходная зона, характеризующиеся гетерогенной структурой и обладающие отчетливой поперечной зональностью. Наблюдается четкое разделение Черноморской впадины на западный и восточный секторы (примерно по меридиану мыса Инджебурун), на границе между которыми происходит:

- а) изменение общей ориентировки и интенсивности аномалий магнитного поля  $\Delta T_a$ ;
- б) увеличение к востоку средних скоростей и их горизонтальных градиентов;
- в) скачкообразное увеличение к востоку пластовых скоростей в нижнем комплексе осадочной толщи;
- г) пережим и изменение простирания изолиний поля силы тяжести в редукции Буге;
- д) изменение характера поля остаточных изостатических аномалий: в восточном секторе аномалии приобретают преобладающее северо-западное (кавказское) простирание;
- е) изменение глубинного строения земной коры: в восточном секторе увеличивается почти вдвое мощность "базальтового" слоя и уменьшается толщина осадочного чехла, увеличивается глубина до раздела *M*, уменьшается ширина "безграничной" области (рис. 1,Б; 2);
- ж) в пределах восточного сектора в глубоководной впадине зафиксированы эпицентры землетрясений (рис. 1,А).

Центральная зона охватывает большую часть Черноморской впадины, в пределах изобат 2000–2100 м она геоморфологически представляет абиссальную котловину с мощной (12–14 км) толщей осадков, характеризующихся низкими скоростями распространения сейсмических волн, и совпадает (по данным ГСЗ и сейсмоло-

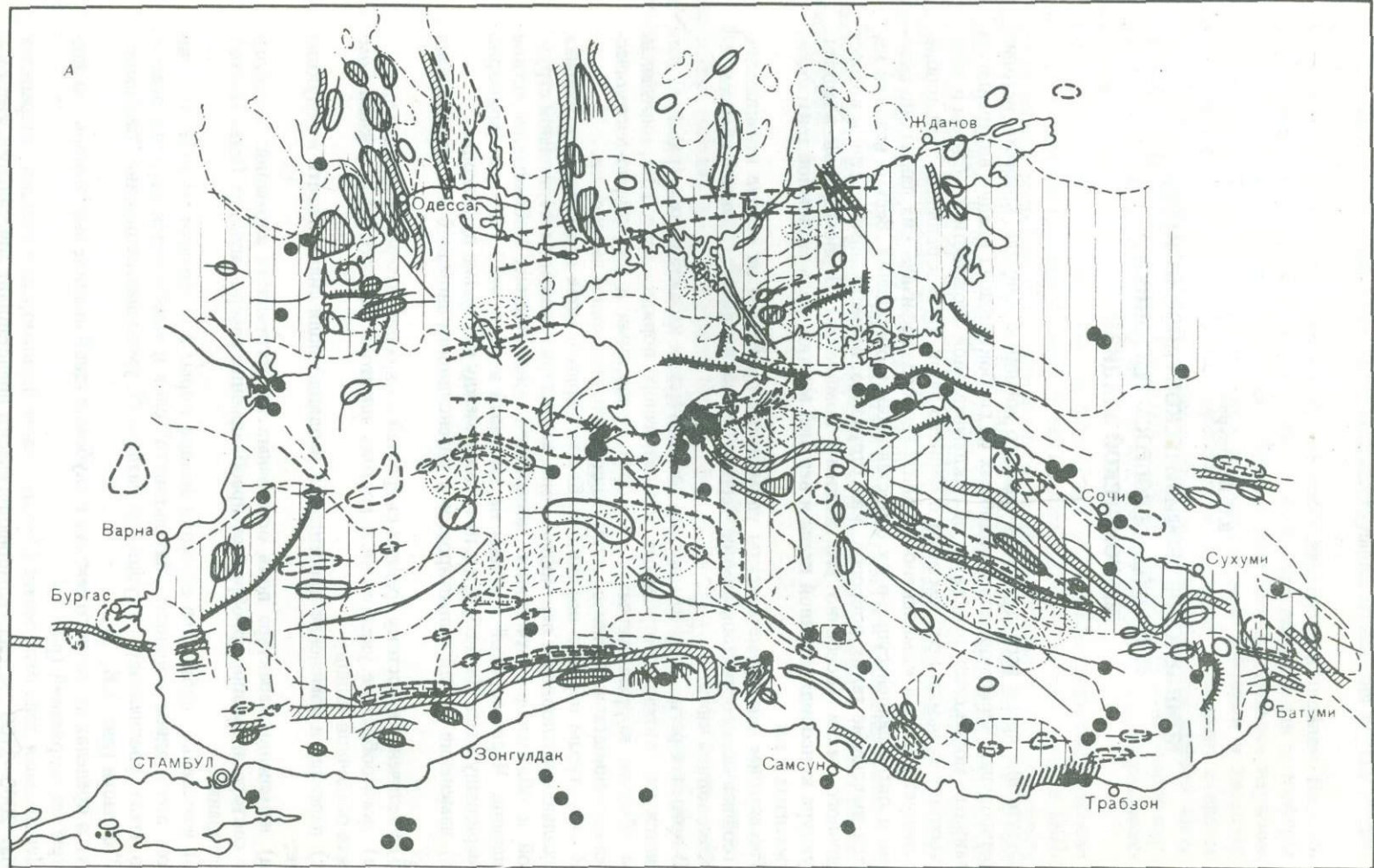


Рис. 1А

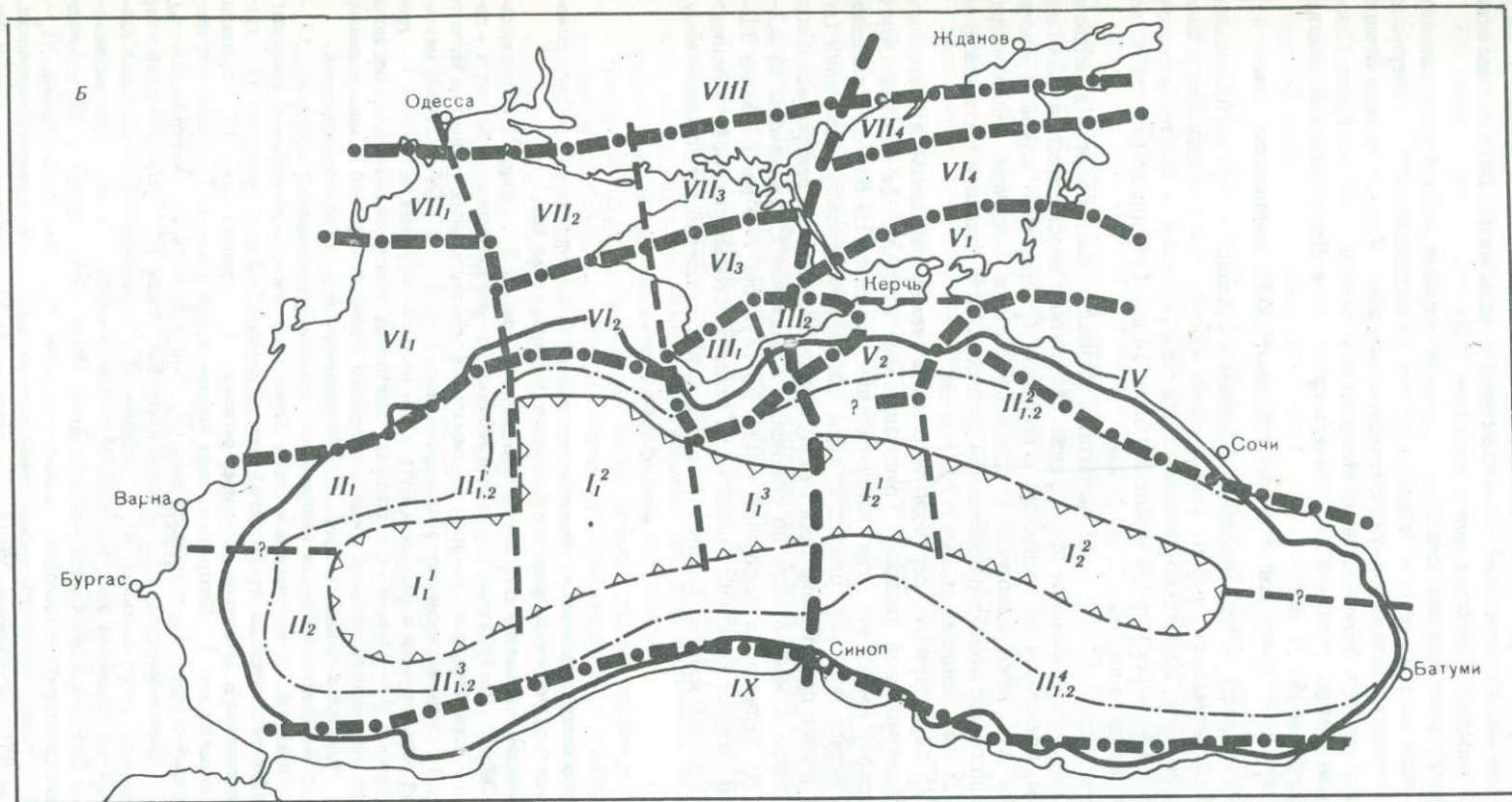


Рис. 1Б

гии) с областью отсутствия "гранитного" слоя. Область аномально-низких значений средних скоростей в западном секторе совпадает в плане с контуром изобаты 2200 м. Осевая часть центральной зоны практически асейсмична. Внутри зоны можно выделить несколько областей, или подзон (рис. 1, Б).

В подзоне  $I_1^1$  расположены западный экстремум черноморского регионального максимума поля силы тяжести в редукции Буге с простираем оси не северо-восток и положительная остаточная изостатическая аномалия. Магнитное поле отрицательное и практически безаномальное. Мощность осадочной толщи не более 12 км при аномально-тонком (менее 5 км) "базальтовом" слое. Поверхность  $M$  залегает на глубине не более 18–19 км.

Подзона  $I_1^2$  характеризуется несколько повышенным магнитным полем  $\Delta T_a$  ( $\pm 100$  гамм) с простираем изолиний, близким к субширотному, отрицательной изостатической аномалией на фоне относительно высокого гравитационного поля  $\Delta g$  в редукции Буге, аномально-низкими значениями средних скоростей в осадочной толще (до 3,4 км/сек) при ее мощности более 14 км. Глубина до раздела  $M$  увеличивается с запада на восток с 20 до 25 км.

На границе подзон  $I_1^2$  и  $I_1^3$  оси магнитных аномалий смещаются и в подзоне  $I_1^3$  приобретают северо-западное простираем. Остаточные изостатические аномалии отрицательны, увеличены по сравнению с подзоной  $I_1^2$  примерно вдвое. Гравитационное поле  $\Delta g$  также завышено. Средняя скорость в осадочной толще около 3,5 км/сек при общей мощности отложений порядка 14 км. Раздел  $M$  расположен на глубине 25–28 км, граничная скорость 8,6 км/сек.

Подзона  $I_1^2$  характеризует переходную область между западным и восточным секторами Черноморской впадины. Гравитационные аномалии (в редукции Буге и изостатические) имеют высокие положительные значения. На большей площади подзоны магнитное поле  $\Delta T_a$  близко к нулю. Наблюдаемые слабые аномалии (до  $\pm 100$  гамм) имеют простираем осей от субмеридионального до северо-западного. Средние скорости в земной коре по сравнению с подзоной  $I_1^3$  увеличены на 0,3–0,5 км/сек. Их величина в осадочной толще до глубины 7–9 км не более 3,0–3,2 км/сек. В нижнем комплексе осадочного чехла пластовые скорости изменяются от 5,2–5,5 до 6,0 км/сек. Мощность земной коры не превышает, по-видимому, 25–26 км.

Рис. 1. Схемы основных элементов геофизических полей (А) и комплексного геофизического районирования Черноморской впадины и Северного Причерноморья (Б)

А. 1 – положительные аномалии  $\Delta T_a$ : а – до 300 гамм, б – свыше 300 гамм; 2 – отрицательные аномалии  $\Delta T_a$ : а – до 300 гамм, б – свыше 300 гамм; 3 – оси магнитных аномалий: а – положительные, б – отрицательных; 4 – зоны максимальных горизонтальных градиентов магнитного поля  $\Delta T_a$ ; 5 – зоны интенсивного знакопеременного поля  $\Delta T_a$ ; 6 – региональные максимумы аномалий силы тяжести в редукции Буге и оси наиболее крупных аномалий; 7 – гравитационные ступени; 8 – области отрицательных остаточных изостатических аномалий силы тяжести; 9 – области низких значений средних скоростей в земной коре; 10 – зоны высоких горизонтальных градиентов средних скоростей; 11 – эпицентры некоторых землетрясений.

Б. 12 – край материковой отмели (современная граница Черноморской впадины); 13 – граница между внешней и внутренней частями переходной зоны Черноморской впадины; 14 – граница области отсутствия "гранитного" слоя по данным ГСЗ и сейсмологии; 15 – граница между восточным и западным секторами региона; 16 – границы зон; 17 – границы подзон; 18 – индексы зон. I – Центральная зона Черноморской впадины:  $I_1$  – западный сектор,  $I_2$  – восточный сектор; II – переходная зона ( $II_1$  – внешняя часть,  $II_2$  – внутренняя часть); подзоны:  $II_1^1$  – Северо-Западная,  $II_1^2$  – Алуштинско-Батумская,  $II_1^3, 4, 2$  – Преданатолийская; III – Южно-Крымская зона; подзоны:  $III_1$  – западная,  $III_2$  – восточная; IV – Большой Кавказ; V – Керченско-Таманская зона, подзоны:  $V_1$  – Индоло-Кубанская,  $V_2$  – Феодосийско-Анапская; VI – Добруджинско-Азовская зона, подзоны:  $VI_1$  – Добруджинская,  $VI_2$  – Западного погружения Евпаторийско-Симферопольского поднятия,  $VI_3$  – Равнинного Крыма,  $VI_4$  – Азовская; VII – Северо-Причерноморская зона, подзоны:  $VII_1$  – Молдавско-Крыловская,  $VII_2$  – Одесская,  $VII_3$  – Сивашская,  $VII_4$  – Северо-Азовская; VIII – зона южного склона Украинского щита; IX – горные сооружения Северной Анатолии

Подзона  $I_2^2$  целиком расположена в области восточного экстремума черноморского регионального гравитационного максимума в редукции Буге северо-западного простирания. Магнитные аномалии отрицательны с интенсивностью 100–200 гамм; простирание изолиний от северо-западного до субширотного. Средняя скорость в земной коре выше, чем в западном секторе, примерно на 0,5 км/сек. Средняя мощность земной коры порядка 30 км.

Переходная зона геоморфологически приурочена к окраинным частям глубоководной котловины, окружая последнюю сравнительно узкой полосой. При переходе от глубоководной впадины к шельфу наблюдаются появление и быстрое увеличение мощности "гранитного" слоя, резкое изменение характеристик осадочной толщи, увеличение глубин залегания разделов Конрада и Мохоровичича, интенсивные аномалии геомагнитного поля, наличие гравитационных ступеней и очагов землетрясений.

В пределах переходной зоны выделяются внешняя и внутренняя части. Внешняя часть включает окраинные части Скифской плиты, Горного Крыма, Северо-Западного Кавказа, Понтид и Стара-Планины, вовлеченные в сравнительно молодые опускания. Во внутренней части происходит резкое уменьшение мощности "гранитного" слоя и его выклинивание на границе с центральной зоной. Поверхность фундамента в переходной зоне имеет сложную структуру и расчленяется на ряд поднятий (Андрусова, Восточно-Черноморское, Гудаутское) и впадин (Сорокина и др.). Зона чрезвычайно сложна по характеру геофизических полей и в региональном плане может быть подразделена на ряд подзон: Северо-Западную, Алуштинско-Батумскую, Западно- и Восточно-Преданатолийские. Переходная зона отмечается высокой сейсмической активностью.

К северу и югу от Черноморской впадины выделяется ряд зон субширотной ориентировки, коррелируемых с основными геоструктурными элементами обрамления (рис. 1,Б): Южно-Крымская, Большого Кавказа, Керченско-Таманская, Добруджинско-Азовская, Северо-Причерноморская, южного склона Украинского щита, горных сооружений Северной Анатолии.

Зональность земной коры Черноморской впадины, проявленная в характере геофизических полей, свидетельствует о ее гетерогенности и сложной слоисто-блоковой структуре, существенно изменяющейся для разных блоков, что обуславливает определенную их автономность в геофизических полях.

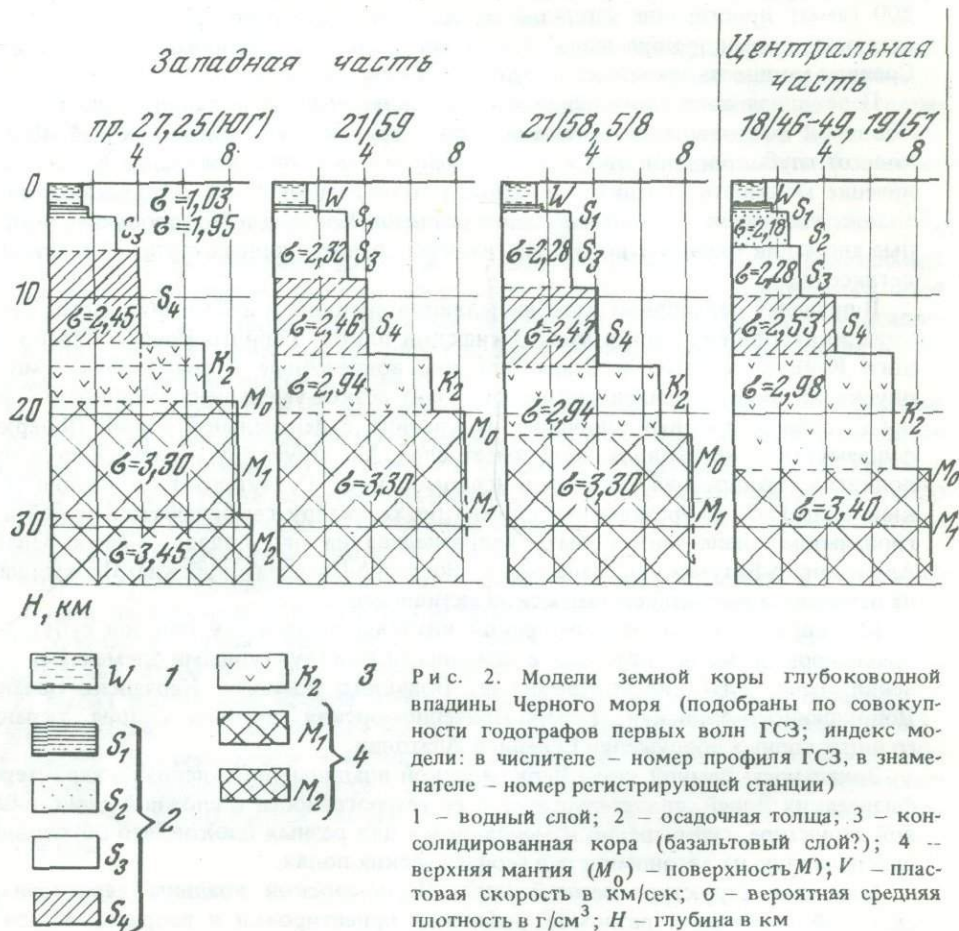
Блоковая структура земной коры Черноморской впадины характеризуется системой глубинных разломов различной ориентировки и возраста. К наиболее древним (дорифейским) относится система субмеридиональных разломов, сыгравших существенную роль в формировании современной геотектонической структуры Черноморской впадины, простирающихся с Северного Причерноморья и Западного Предкавказья в глубоководную впадину Черного моря и смыкающихся с аналогичными структурами в Северной Анатолии (рис. 3).

Среди древних нарушений особо следует отметить сквозные глубинные разломы, прослеживаемые через различные геологические структуры независимо от их природы и возраста и разделяющие земную кору и верхнюю мантию на отдельные крупные сегменты. К таким разломам в первую очередь следует отнести Орехово-Павлоградско-Инджебурунский линеамент, разделивший Черноморскую впадину на весьма отличные друг от друга западный и восточный секторы. Этот разлом на южной окраине Восточно-Европейской платформы, как отмечают А.В. Чекунов и др., разделяет Украинский щит на Правобережную и Приазовскую части, различающиеся по истории формирования.

В глубоководной впадине средние скорости в земной коре к востоку от разлома возрастают на 0,3–0,5 км/сек. Граничные скорости для консолидированной коры и раздела  $M$  к востоку от разлома уменьшаются, а для осадочной толщи увеличиваются (см. рис. 2). Разлом затрагивает всю земную кору и уходит в верхнюю мантию.

Существенное влияние на молодой структурный план земной коры Черноморской впадины оказали также другие субдолготные дорифейские глубинные разломы, подвижки по которым в постпротерозойское время неоднократно возобновля-

З а п а д н ы й с е к т о р  
З а п а д н о - Ч е р н о м о р с к а я в п а д и н а



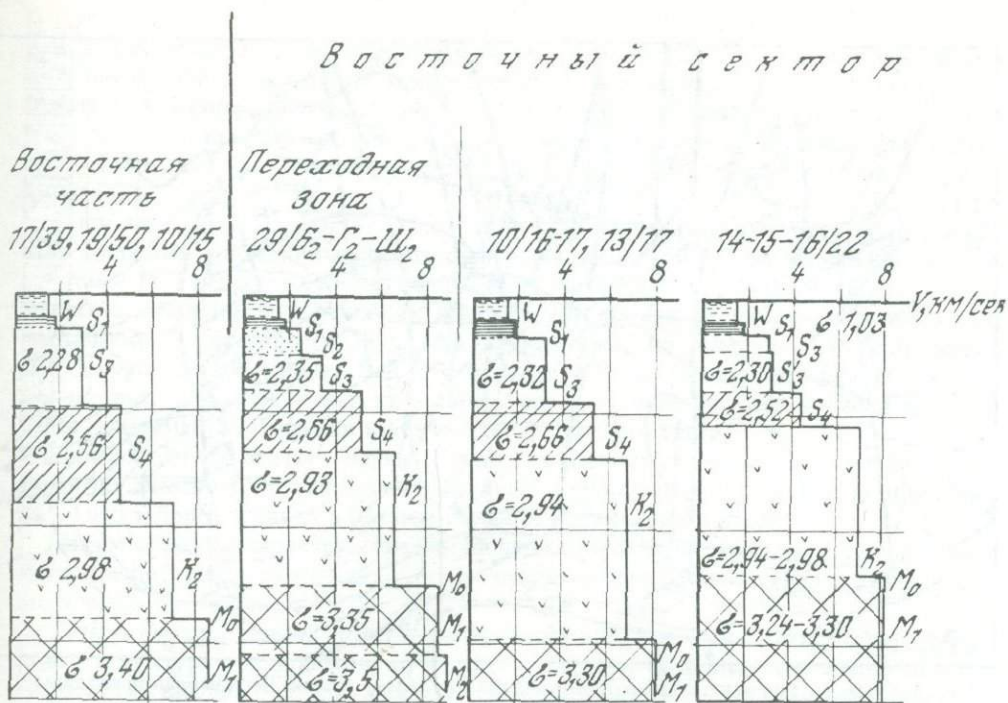
лись (Тюленевский, Одесско-Зонгулдакский, Криворожско-Евпаторийский, Сочинско-Трабзонский и, вероятно, Ждановско-Керченский).

От структур обрамления Черноморская впадина отделяется системами субширотных разрывных нарушений, представляющих крупные тектонические швы, подвижки по которым происходят и в настоящее время.

Между приповерхностными и глубинными структурами Черноморской впадины существует генетическая и причинная связь. Все основные геологические структуры региона находят свое отражение в поведении раздела M, который в большинстве случаев воздымается под впадинами и погружается под депрессиями. Между мощностями консолидированной коры и осадочного слоя в глубоководной впадине отмечается обратная зависимость. Прямая связь наблюдается между мощностью "базальтового" слоя и толщиной земной коры в целом (глубиной залегания раздела M).

В Черноморской впадине при общей малой мощности земной коры намечаются три участка с тонкой (менее 25 км) корой: западный, центральный (переходный) и восточный (рис. 3). Отмеченное выше деление Черноморской впадины на два сектора находит свое подтверждение и в структуре раздела M. Субмеридиональная структурная зональность раздела M, характерная для Украинского щита (В.Б. Соллогуб, А.В. Чекунов), продолжается, по-видимому, и далее к югу, в сторону Черноморской впадины. Ее возможные проявления намечаются в северо-западной части региона в пределах шельфа на продолжении зоны Одесского глубинного разлома

# В о с т о ч н ы й с е к т о р

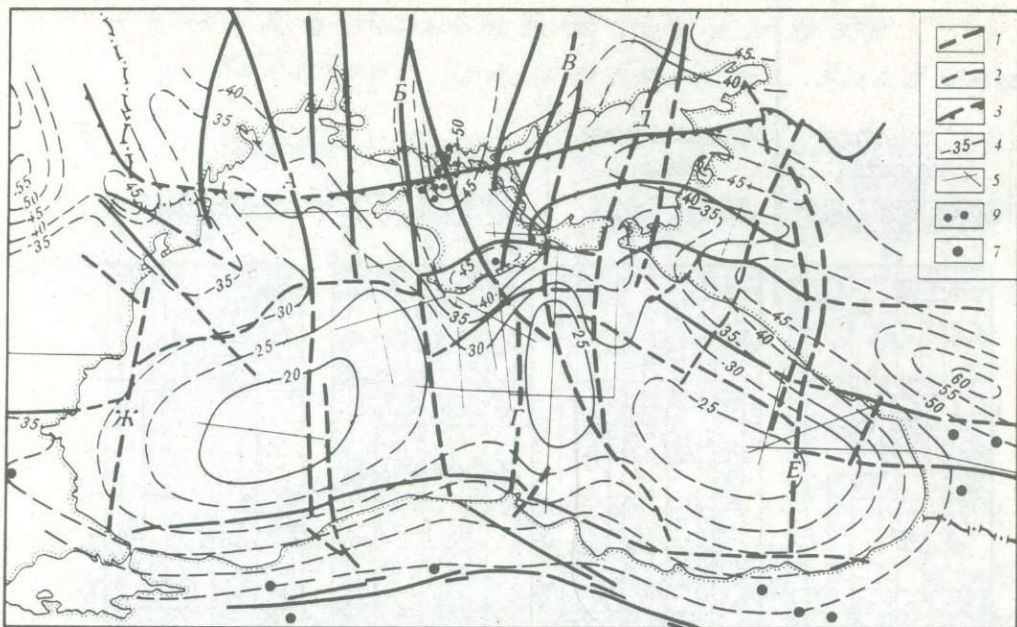


и на Крымском полуострове, где фиксируются утолщения коры в области Сивашского прогиба (45–50 км), и под Горным Крымом (более 45 км). Последняя субмеридиональная зона, вероятно, слабо прослеживается в центральной части акватории Черного моря. Глубины до раздела  $M$  здесь не превышают 27–29 км, а затем резко увеличиваются в сторону Турции.

Анализ физических свойств горных пород региона и известных корреляционных связей между скоростью продольных волн в горных породах и их плотностью (И.Г. Клушин, Н.Н. Пузырев, В.М. Березкин, Б.К. Балавадзе и П.Ш. Миндели, Н.Н. Михайлов, М.Л. Озерская, Д. Нейф и К. Дрейк, Г. Менард и др.) позволил установить наиболее вероятную зависимость между скоростью и плотностью для Черноморской впадины. Использование этой зависимости и данных о граничных скоростях показало, что вероятные значения плотностей пород верхней мантии под границей  $M$  изменяются в пределах 3,24–3,40 г/см<sup>3</sup>, причем наибольшие значения соответствуют центральной части акватории к югу от Крыма. Глубинные разломы разделяют верхнюю мантию на блоки, в которых плотность вещества меняется от 0,05 до 0,1 г/см<sup>3</sup>.

Расчеты гидростатических давлений на поверхность  $M$ , выполненные в соответствии с моделями, представленными на рис. 2, показывают, что в глубоководной впадине давление изменяется от 4,5 до 7–8 кбар, увеличиваясь с запада на восток. Основной прирост давления происходит за счет "базальтового" слоя. Расчеты давлений на поверхности уровня 65 км свидетельствуют об изостатической скомпенсированности глубоководной впадины Черного моря.

Разделение Черноморской впадины на западный и восточный секторы отчетливо проявляется и в структуре консолидированной коры. Мощность консолидированной коры в восточном секторе глубоководной впадины увеличивается почти вдвое по сравнению с западным сектором. Породы, слагающие консолидированную кору, неоднородны по петрографическому составу. В пределах восточного сектора консолидированное основание подверглось в значительной мере влиянию процессов основного и ультраосновного магматизма, проявлявшемуся в несколько этапов и захватившему, по-видимому, и низы осадочной толщи. По характеру магнитного поля  $\Delta T_a$  можно заключить, что структурный план консолидированного фундамента Черноморской впадины различен для восточного и западного секторов.



Р и с. 3. Схема глубинных разломов и рельефа раздела Мохоровичича Черноморской впадины  
 1 – древние субмеридиональные дорифейские глубинные разломы; 2 – субширотные и диагональные глубинные разломы рифейского и более молодого заложения; 3 – южная граница Восточно-Европейской платформы; 4 – линии равных глубин раздела М, км; 5 – профили ГСЗ; 6 – точечные определения глубин до раздела М по данным ГСЗ; 7 – то же по данным сейсмологии. Глубинные разломы: А – Одесско-Зонгулдакский, Б – Криворожско-Евпаторийский, В – Орехово-Павлоградский, Г – его южное продолжение в Черноморской впадине (Инджебурунская ветвь), Д – Ждановско-Керченский, Е – Сочинско-Трабзонский, Ж – Тюленевский

Переходная зона между западным и восточным секторами представляет, видимо, приподнятый блок земной коры между Орехово-Павлоградско-Инджебурунским и Ждановско-Керченским (?) субмеридиональными глубинными разломами. Консолидированная кора здесь имеет сложное строение и, вероятно, состоит из двух структурных этажей. Нижний этаж представлен породами с граничной скоростью 6,7–6,8 км/сек и коррелируется с "базальтовым" слоем. Для верхнего этажа характерны скорости 5,4–6,0 км/сек, что может соответствовать сильно метаморфизованным осадочным породам или породам, близким по составу к "гранитному" слою. Возможно, что в этой зоне сохранился останец "гранитного" слоя мощностью не более 2–3 км, протянувшийся узкой полосой (50–70 км) между Крымом и Турцией. В южной части зоны зафиксированы очаги землетрясений (в 1963 и 1966 гг.).

Для выяснения истории формирования и возраста Черноморской впадины весьма важным является знание состава, структуры и стратиграфической принадлежности нижнего комплекса осадочной толщи (ниже границы с  $V_r = 4,0 \div 4,6$  км/сек). На современном этапе изученности Черноморской впадины эти данные могут быть оценены только косвенным путем.

Анализ данных по среднепластовым скоростям в осадках Северного Причерноморья Северо-Западного Предкавказья и глубоководной котловины Черного моря (рис. 4) показывает, что в диапазоне глубин залегания нижнего комплекса осадочной толщи западного сектора (7–14 км) низкие значения пластовых скоростей (4,0–4,6 км/сек) наиболее вероятно будут характеризовать отложения не древнее кайнозойских. Сравнение с теоретическими расчетами, выполненными Е.А. Козловым для некоторых типов осадочных пород, показывает, что осадки имеют, видимо песчано-глинистый состав с содержанием песка не более 30–35% и слабую уплотненность, поскольку расчет теоретических кривых выполнен без учета

консолидации пород с течением времени. Основная часть разреза нижнего комплекса осадков западного сектора представлена, по-видимому, отложениями позднего эоцена — майкопа мощностью не менее 5–6 км. В основании толщи возможно присутствие отложений среднего эоцена — мела и местами юры мощностью не более 2–3 км, т.е. за пределами разрешающей способности дискретного профилирования ГСЗ.

Восточная часть Западно-Черноморской впадины характеризуется более сложным составом отложений нижнего комплекса осадочной толщи. Выявленная здесь работами ГСЗ депрессия третьего порядка (названная нами Центральной) являлась, вероятно, областью аккумуляции обломочного материала, сносимого с поднятия байкальского складчатого фундамента, который, по мнению Б.Ф. Добрынина, М.В. Муратова, В.Е. Хаина, В.Ф. Пчелинцева, А.В. Чекунова, В.Г. Чернова и др., существовал к югу от Крыма по крайней мере со среднеюрского времени или еще ранее — с момента заложения таврического флишевого трога.

Для восточного сектора Черного моря анализ поля скоростей и сравнение с данными по Западной Грузии свидетельствуют о существенной роли отложений эоцена — мела и более древних в нижнем комплексе осадочной толщи.

Таким образом, характеристики осадочной толщи Черноморской впадины позволяют предположить различные условия осадконакопления в пределах западного и восточного секторов.

Гетерогенность земной коры Черноморской впадины и ее сложная слоисто-блоковая структура свидетельствуют в пользу того, что на фоне общего направленно-го развития впадины история формирования отдельных ее частей могла существенно различаться. Черноморская впадина является молодой новообразованной структурой на коре континентального типа. Об этом свидетельствуют такие факты, как несогласное срезание контуром впадины разнородных структур ее обрамления; резко несогласная ориентировка впадины к раннепротерозойским складчатым системам Украинского щита и Аравийской платформы; явные признаки опускания структур прибрежной суши; соответствие минимальных мощностей "базальтового" слоя областям максимальных прогибаний; отчетливо выраженная зональность в геофизических полях; разделение впадины на восточный и западный секторы, различающиеся по своим геофизическим характеристикам и строению земной коры; преимущественное олигоцен-антропогенное выполнение впадины; разделение впадины на отдельные блоки, границами которых являются глубинные разломы.

Центральная часть глубоководной котловины Черного моря образовалась не месте срединного (Понтического, по М.В. Муратову) массива, который на значительных пространствах был покрыт чехлом мезозойских и палеогеновых (палеоцен — средний эоцен) осадков. В конце эоцена — начале олигоцена началось прогибание Черноморской впадины как единой структурной формы, связанное с заключительными орогенными воздыманиями альпийских складчатых сооружений. Отложение толщи верхнего эоцена — майкопа происходило в условиях слабой тектонической дифференциации центральной области Черноморской впадины. Наибольшее опускание Черноморская впадина испытала в майкопское время. В миоцене произошел, по-видимому, максимальный прогиб в западной части западного сектора, а с конца плиоцена началось интенсивное некомпенсированное прогибание Черноморской впадины, в результате чего образовалась глубоководная котловина. Скорость опускания на заключительном этапе, учитывая толщину воды (2,2 км), мощность осадков верхнего комплекса (до 2 км) и длительность процесса (около 5–6 млн. лет), можно оценить величиной 0,7–0,9 мм в год.

Образование современного субкеанического типа земной коры центральной зоны Черноморской впадины тесно связано с процессами глубокого качественного преобразования континентальной коры в ее пределах. Здесь проявилось сложное взаимодействие тектонических процессов, обусловивших формирование Черноморской впадины как единой структурной формы, но характер их проявления был различным в пределах западного и восточного секторов. Общим процессом явилось, вероятно, растяжение "гранитного" слоя с разрывом сплошности и утонение "базальтового" слоя. В западном секторе процессы растяжения наиболее кон-

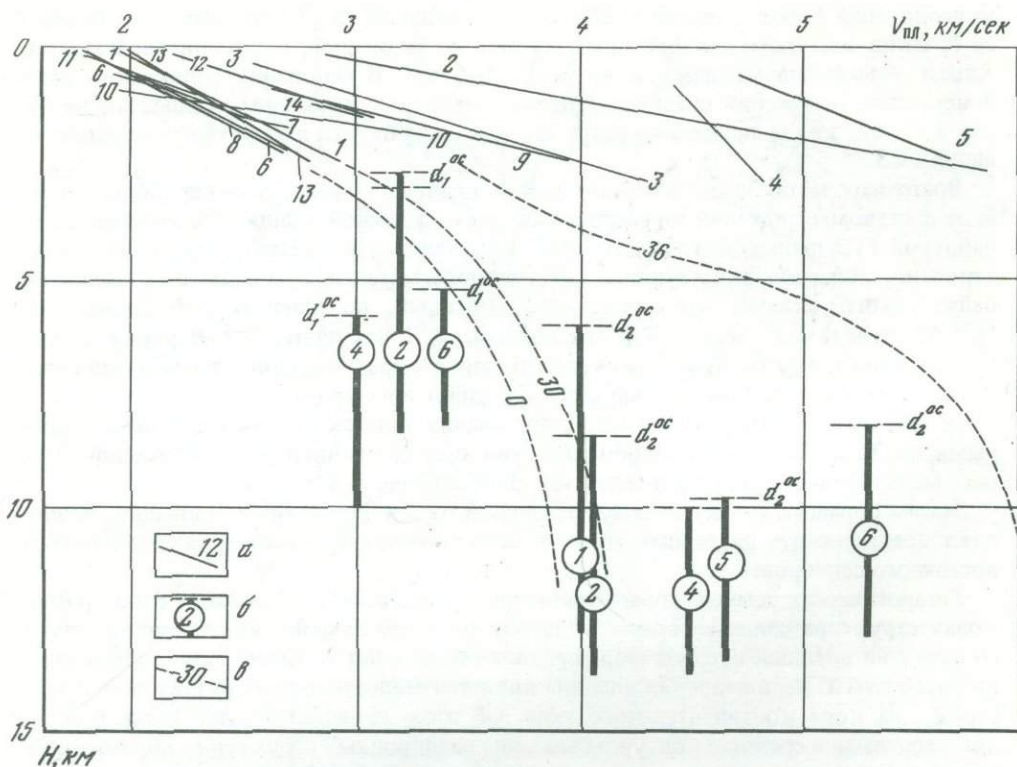


Рис. 4. Среднепластовые скорости в осадочных отложениях Северного Причерноморья, Северо-Западного Предкавказья и в глубоководной впадине Черного моря

а – графики среднепластовых скоростей по данным сейсмокаротажа скважин: 1–5 – Равнинный Крым и Присивашье: 1 – терригенно-карбонатный комплекс (неоген-палеоген), 2 – карбонатный комплекс (верхний мел), 3 – терригенный комплекс (аргиллиты нижнего мела), 4 – то же, плотные песчаники неокома, 5 – карбонатный комплекс (плотные известняки турона); 6, 7 – майкоп и миоцен Западного Предкавказья соответственно; 8 – понт и меотис Азово-Кубанской впадины; 9 – верхний мел Западного Предкавказья; 10 – фораминиферовые слои Азово-Кубанской впадины; 11 – неоген-палеогеновые глины Азово-Кубанской впадины; 12 – палеоценовые известковистые глины и мергели Каркинитской впадины; 13 – глины неогена – майкопа – позднего эоцена Присивашья; 14 – палеоценовые известковистые глины и мергели Восточного Крыма; б – среднепластовые скорости в осадочной толще глубоководной впадины Черного моря ниже преломляющих границ  $d_1^{oc}$  и  $d_2^{oc}$ ; цифры в кружках – номер модели земной коры на рис. 2; в – расчетные зависимости пластовой скорости от глубины залегания для песчано-глинистых пород при использовании максимальных значений упругих констант. Цифры на кривых – содержание песчаной фракции (%) в породе

трастно проявились в блоке, заключенном между Одесско-Зонгулдакским и Криворожско-Евпаторийским субмеридиональными глубинными разломами. Ширина "безграничной" области достигает здесь максимальной величины (около 150–200 км), мощность "базальтового" слоя минимальна (3–4 км). Растяжение коры, начавшееся, видимо, в конце юры – начале мела, сопровождалось ее проседанием (типа рифта) вдоль осевой части современной глубоководной впадины. В процесс опускания были вовлечены краевые участки Скифской и Мизийской плит. Значительную роль при этом сыграли субмеридиональные глубинные разломы (Тюленевский, Одесско-Зонгулдакский, Криворожско-Евпаторийский), подвижки по которым обусловили сложную блоковую структуру западного сектора.

Внедрение подкорового субстрата и его дериватов по расколам фундамента приводило к преобразованию физического облика земной коры, а также к "растаскиванию" юрско-меловых осадков и их частичной ассимиляции магматическими расплавами.

В восточном секторе процессы растяжения земной коры и ее проседания проявились менее интенсивно, о чем свидетельствуют более чем вдвое утолщенный "базальтовый" слой и малая (50–60 км) ширина области возможного отсутствия "гранитного" слоя. Существование интенсивных полосовых магнитных аномалий в области Алуштинско-Батумского регионального максимума позволяет предполагать существенное влияние процессов метаморфизма и основного магматизма на формирование современного облика консолидированной коры. Доминирующим процессом явилась, вероятно, переработка "гранитного" слоя глубинными магматическими расплавами до физического облика "базальта". Существенное изменение при этом претерпели и низы осадочного чехла. Соотношения мощностей выделенных осадочных комплексов и глубины залегания фундамента в отдельных блоках восточного сектора свидетельствуют о значительной тектонической дифференциации в миоцене. Подвижки соседних блоков по ограничивающим разломам носили знакопеременный характер.

#### ABSTRACT

The geological and geophysical data on the Black Sea water area and the surrounding land have been analysed, compared and summarized. The structures, the material composition and age of the sedimentary mantle of the Black Sea depression, tectonics and the structure of the consolidated crust and upper mantle are considered. The relationship between the near-surface and abyssal structures of the Black Sea water area and its geological fraewing are analysed.

Ф.А. Щербаков, Ю.Г. Моргунов, П.Н. Куприн

## ИЗУЧЕНИЕ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТониКИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ

В течение последних пяти лет лаборатория морской геологии геологического факультета МГУ занималась изучением современных осадков и рельефа в северо-западной части шельфа Черного моря. Собранные нами материалы позволили составить структурно-геоморфологическую схему [1], геологическую карту доголоценовой поверхности, карту мощностей голоценовых отложений и ряд палеогеографических карт для позднего плейстоцена и голоцена [2], а также установить характер новейших движений в данном районе и закономерности его развития в четвертичное время. Наиболее ценный материал для данного вопроса дает изучение мощностей современных осадков, их распределение по площади и определение скоростей осадконакопления в различных частях района.

Анализ карты мощностей (см. рисунок) позволяет отделить от области шельфа область континентального склона с его подножием. Последняя характеризуется в целом значительными мощностями голоценовых осадков (около 1 м) и высокими скоростями их накопления, которые колеблются от 10 до 20 см в 1000 лет.

Порядок величин, приведенных нами для континентального склона, совпадает с данными по скоростям осадконакопления в глубоководной котловине Черного моря, определенными американской экспедицией на "Атлантиде II" [3]. Американские ученые установили, что в юго-восточной части Черного моря отложения, имеющие абсолютный возраст около 7000 лет, залегают на глубине около 1 м от поверхности дна.

В пределах самого шельфа также можно выделить две основные зоны, характеризующиеся разным порядком мощностей и скоростей осадконакопления. Меньшая, восточная, или прикрымская, зона обладает большей мощностью голоценовых отложений и большими скоростями осадконакопления — в среднем около 20 см в 1000 лет (см. рисунок). Кстати, именно та часть континентального склона и подножия, которая примыкает к этой зоне, характеризуется наибольшими мощностями и скоростями осадконакопления.

Второй зоне — центральной и западной части шельфа — свойственны значительно меньшие мощности и скорости осадконакопления и более дифференцированный тип их распределения. Мощности голоценовых отложений здесь колеблются от 20 см до 1 м. Таким образом, вся северо-западная часть дна Черного моря в крупном плане делится на три блока. Границы между ними представляют собой какие-то грубо меридионально вытянутые зоны.

Анализируя более детально распределение мощностей голоценовых осадков в пределах центральной части шельфа, следует отметить общий широтный план их распределения. На севере центральной части шельфа хорошо выделяется Тендровско-Джарылгачский участок. Здесь мощности колеблются от 20 до 50 см. Параллельно этому участку, но значительно южнее прослеживается Тарханкутско-Дунайский участок малых мощностей. Между ними располагается участок, также вытянутый в широтном направлении, относительно повышенных мощностей. Последние колеблются здесь от 30 до 70 см.

Более сложным и более дифференцированным является распределение мощностей голоценовых осадков в крайней западной Одесско-Дунайской части шель-

фа. Здесь выделяется ряд сравнительно узких участков субмеридионального направления, покрытых голоценовыми отложениями, которые чередуются с участками, почти лишенными современных морских отложений.

При сопоставлении структурно-геоморфологической схемы со схемой распределения мощностей современных осадков выявляется их полное соответствие друг другу. Так, например, Тарханкутско-Дунайская полоса малых мощностей совпадает с цепочкой поднятий, выраженных в рельефе дна и генетически связанных с поднятиями в майкопских и сарматских отложениях. Это хорошо видно и на палеогеографической схеме, отвечающей времени максимальной регрессии Черного моря в позднем плейстоцене [2], когда весь описываемый шельф был сушей. С указанными поднятиями хорошо совпадают выходы пород верхнего неогена среди поля развития континентальных и морских прибрежных отложений верхнего плейстоцена.

Точно так же Тендровско-Джарылгачский участок приурочен к общему поднятию в рельефе дна и в кровле неогеновых отложений.

Определенные черты распределения мощностей голоценовых отложений отвечают широтной ориентировке ряда структур осадочного чехла и связаны с ними унаследованным развитием.

Однако в центральной части шельфа, где расположен участок с относительно повышенными мощностями голоценовых отложений, мы наблюдаем обратную картину. Здесь находится поднятие Голицына, в свде которого мощности сарматских, майкопских и более древних отложений несколько сокращаются. Стало

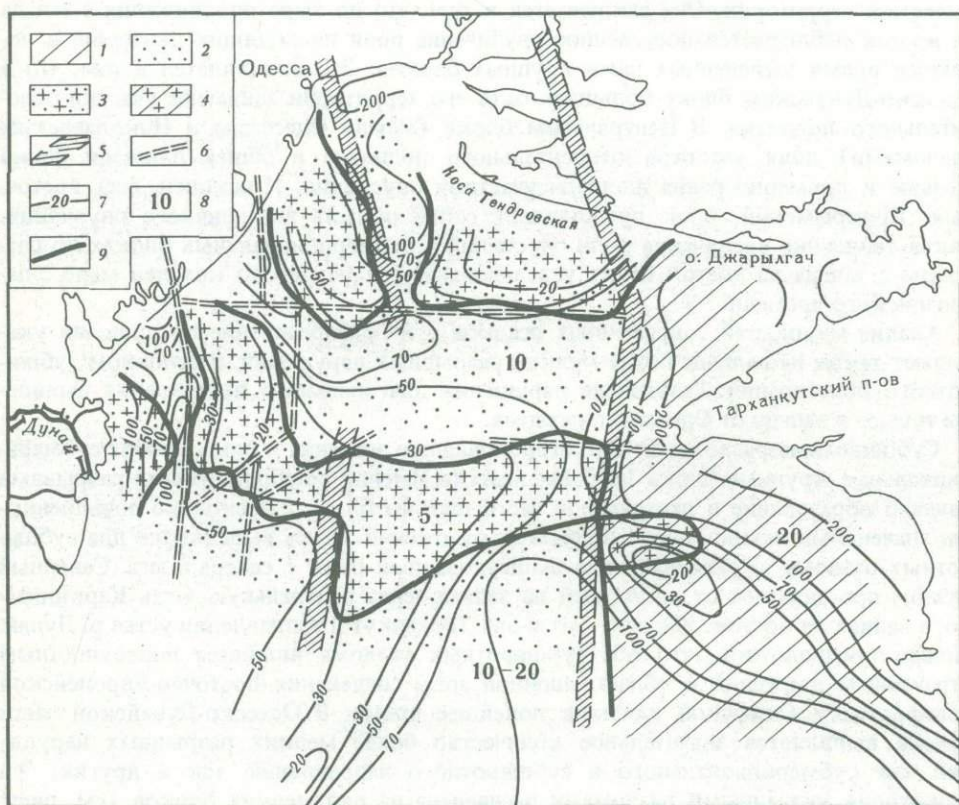


Схема мощностей голоценовых осадков с элементами новейшей тектоники дна северо-западной части Черного моря

1 — область интенсивного опускания; 2 — область слабого опускания; 3 — участки относительного поднятия в пределах области слабого опускания; 4 — то же в пределах области интенсивного опускания; 5 — зоны Одесского и Николаевского региональных разломов; 6 — разрывные нарушения; 7 — изопахиты голоценовых осадков (в см); 8 — скорости осадконакопления в голоцене (см в 1000 лет); 9 — границы выделяемых участков относительного поднятия

быть, для данного блока мы имеем изменение знака движения на противоположный. Изменение знака движения, по-видимому, началось в послесарматское время и продолжается в наши дни.

Таким образом, анализ мощностей голоценовых отложений и распределение их в плане показывают, что в голоценовое время на фоне общего опускания северо-западной части шельфа Черного моря происходили дифференцированные движения блоков земной коры этого района. Основную роль в расчленении территории на блоки играли глубинные Николаевский и Одесский разломы, выявленные уже давно геофизическими методами [4].

Наличие этих разломов обусловило расчленение данной территории на три субмеридиональных блока. Однако надо отметить, что наиболее резкие различия выявляются между восточным, Прикрымским, блоком и отделенными от него Николаевским разломом двумя западными — Центральным и Одесско-Дунайским — блоками. Восточная, Прикрымская, область исследованного шельфа — район интенсивного новейшего опускания (см. рисунок). Территория же к западу от Николаевского разлома характеризуется в целом значительно более слабым опусканием. Эта обширная область слабого опускания делится на два крупных блока. Блок, заключенный между Одесским и Николаевским разломами и охватывающий центральную часть шельфа, отличается наиболее простым строением, крайний западный, Одесско-Дунайский, блок (к западу от Одесского разлома) отличается более сложным блоковым строением и дифференцированным характером движений.

Можно отметить еще одну тенденцию в общем плане новейших движений описываемой территории. Она заключается в том, что по мере продвижения с запада на восток наблюдается постепенное увеличение роли нисходящих движений в новейшее время выделенных нами крупных блоков. Это проявляется в том, что в Одесско-Дунайском блоке большую часть его территории занимают участки относительного поднятия. В Центральном блоке (между Одесским и Николаевским разломами) доля участков относительного поднятия в общей площади блока меньше и примерно равна площади участков опускания. И наконец, весь восточный, Прикрымский, блок представляет собой область интенсивного опускания. Такая тенденция увеличения роли опусканий в субмеридиональных блоках по разломам с запада на восток имеет унаследованный характер по крайней мере с палеозойского времени.

Анализ мощностей современных осадков и их распределение по площади указывают также на наличие более мелких разрывных нарушений, в основном субширотного простирания. Разрывные нарушения диагонального направления выявлены только к западу от Одесского разлома.

Субширотные разломы имеют второстепенное значение и лишь дробят субмеридиональные крупные блоки на более мелкие. Именно с субширотными разрывами связано образование в центральной части шельфа блока с несколько повышенными значениями мощностей голоценовых отложений. Здесь выделяются два субширотных разлома, ограничивающие вышеуказанный блок с севера и юга. Северный разлом простирается от оз. Алибей на западе через центральную часть Каркинитского залива на восток. Южный — от п-ова Тарханкут в направлении устья р. Дунай. Можно предположить, что оба субширотных разлома являются поверхностным отражением движений в области шовной зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты в новейшее время. В Одесско-Дунайской части района выявляется значительное количество более мелких разрывных нарушений как субмеридионального и субширотного направлений, так и других. Эта территория указанными разломами расчленена на ряд мелких блоков (см. рисунок), скорости опускания которых в новейшее время также дифференцированы.

Подводя итог проведенному анализу новейших движений дна северо-западной части Черного моря, необходимо подчеркнуть четкое проявление прежде всего блоковой структуры фундамента в новейшей тектонике данного района. Это свидетельствует об определенной активизации движений по разломам в новейшее (послесарматское) время.

## ABSTRACT

An analysis of the thickness of the recent sediments and their distribution over the area indicates the existence of the dislocations with a break in continuity of the sublatitudinal strike. The dislocations with a break in continuity of the diagonal direction have been detected to the west of the Odessa fault. The study of the latest movements of the floor of the north-western part of the Black Sea provides evidence of the block-type structure of the foundation.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Моргунов Ю.Г., Куприн П.Н., Шолохов В.В. и др. Схема структурно-геоморфологического районирования для северо-западной части Черного моря. – В кн.: Комплексные исследования природы океана, вып. 4. Изд-во МГУ, 1973.
2. Куприн П.Н., Щербаков Ф.А., Забелина Э.К. и др. Палеогеография континентальной террасы Черного моря в позднем плейстоцене и голоцене. – В кн.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1973.
3. Degens E.T., Ross A.D. Oceanographic expedition in the Black Sea: a preliminary report. – Woods Hole Oceanogr. Inst. Contrib, 1969, N 24300.
4. Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев, "Наукова думка", 1972.

Е.А. Старшинова, И.Н. Галкин, Я.П. Маловицкий,  
Р.С. Цыганенкова, А.М. Антонова

## СКОРОСТНАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА МЕРИДИОНАЛЬНОМ РАЗРЕЗЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Настоящая работа посвящена анализу скоростной модели земной коры в центральной части Черного моря. Она базируется на материалах ГСЗ Междуведомственной экспедиции 1968 г. Рассмотрен субмеридиональный профиль 29 длиной 360 км от Феодосийского залива на юго-юго-восток к заливу Бафра, пересекающий вкрест основные элементы переходной зоны: шельф, материковый склон, глубоководную впадину.

В практике ГСЗ решение обратной задачи разбивается на две: структурную задачу и исследование вертикального скоростного разреза. Это связано с отсутствием методики одновременного определения большого числа произвольно распределенных параметров среды. Рельеф и глубины опорных границ разрыва скорости (первого рода) строятся традиционными способами по системам встречных и нагоняющих годографов в предположении постоянства скорости в слое.

Методика изучения вертикального скоростного разреза применительно к ГСЗ в настоящее время интенсивно развивается. В связи с неоднозначностью аналитического решения обратной кинематической задачи и сложностью решения обратной динамической задачи эффективным способом оказывается метод перебора на ЭВМ, при котором изучается большое число возможных решений, и ответом считается совокупность таких разрезов, для которых расчетные теоретические волновые характеристики с практической точностью совпадают с наблюдаемыми.

Наблюдения на профиле 29 проводились по методике морских работ ГСЗ, разработанной в ИФЗ АН СССР. Взрывы с движущегося корабля осуществлялись через каждые 3–4 км. Регистрация велась аппаратурой надводных кораблей, радиосейсмическими буями и донными станциями. Станции располагались вдоль профиля крайне неравномерно, с интервалом от 6 до 90 км, кроме того, на северном и южном участках профиля не получена система встречных годографов. При заряде 100 кг дальность регистрации на надводных кораблях составляла 40–160 км. Сейсмический канал был откалиброван, что позволило построить абсолютные амплитудные характеристики волн.

Интерпретировались лишь годографы первых вступлений, при идентификации основных групп волн качественно использовались также амплитудные характеристики, кривые кажущихся скоростей, видимых частот и длительности записи первой группы волн. Волновая картина на профиле отличается большой сложностью, наблюдаются перерывы в корреляции, вызванные, возможно, выклиниванием слоев или разломами. На разных участках профиля выделены комбинации из трех групп осадочных ( $P_{1,2,3}^{OC}$ ), двух коровых ( $P_{1,2}^K$ ) и мантийных ( $P_1^M$ ) волн. Их основные характеристики для различных станций приведены в таблице.

Годограф первых волн и структурный разрез изображены на рис. 1 (см. вклейку, стр. 32–33). Разрез построен по исправленным за водный слой годографам методом полей времен или  $t_0$  с переменной по профилю средней скоростью, найденной по точкам пересечения годографов. Учитывая качество полученного материала и малую детальность системы регистрации, разрез следует рассматривать как один из удовлетворяющих наблюдениям вариантов интерпретации. Прямые расчеты годографов пер-

вых вступлений построенной структуры дали среднеквадратичные отклонения от наблюдений в среднем 0,2 сек.

Нахождение скоростной модели коры проведено по годографам первых волн (с качественным использованием амплитудных кривых) в два этапа. Вначале для 12 одиночных ветвей годографов профиля проведена инверсия в вертикальный разрез по методу Герглотца–Вихерта. Затем для групп годографов, имеющих близкие кривые первых производных, в поле скорость – глубина  $V(H)$  предложены одна или несколько скоростных моделей. Для них по лучевому методу рассчитаны и сопоставлены с наблюдаемыми годографы и амплитудные кривые. Полный перебор всех вариантов на анализируемом этапе оказался технически неосуществимым. Поэтому выбранная для каждого типа скоростная модель понимается лишь как одно из возможных решений задачи. Основное ограничение анализа: среда предполагается латерально однородной в пределах типа скоростной модели.

Перед инверсией экспериментальные годографы были аппроксимированы плавной кривой с растущей кажущейся скоростью. По ним построены кривые зависимости производной годографа от расстояния (лучевого параметра):

$$p(R) = \Delta t / \Delta R(R) = 1 / V^*(R),$$

которые имеют вид спускающихся скачком ступеней, причем каждому понижению  $p$  на расстоянии  $R$  соответствует скачок  $V$  на глубине  $H$ . Изучаемая среда не вполне благоприятна для применения метода Герглотца–Вихерта, так как в ней имеются скачки скоростей, а градиенты скоростей невелики. Поэтому в результате инверсии находится не точный разрез, а точки в поле скоростей  $V(H)$ , служащие ориентировочной основой для параметризации при последующем решении обратной задачи методом перебора.

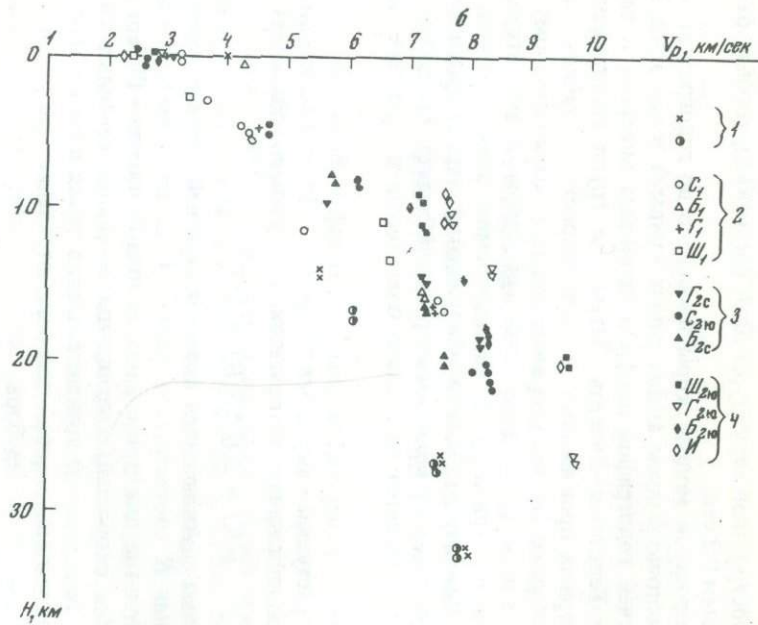
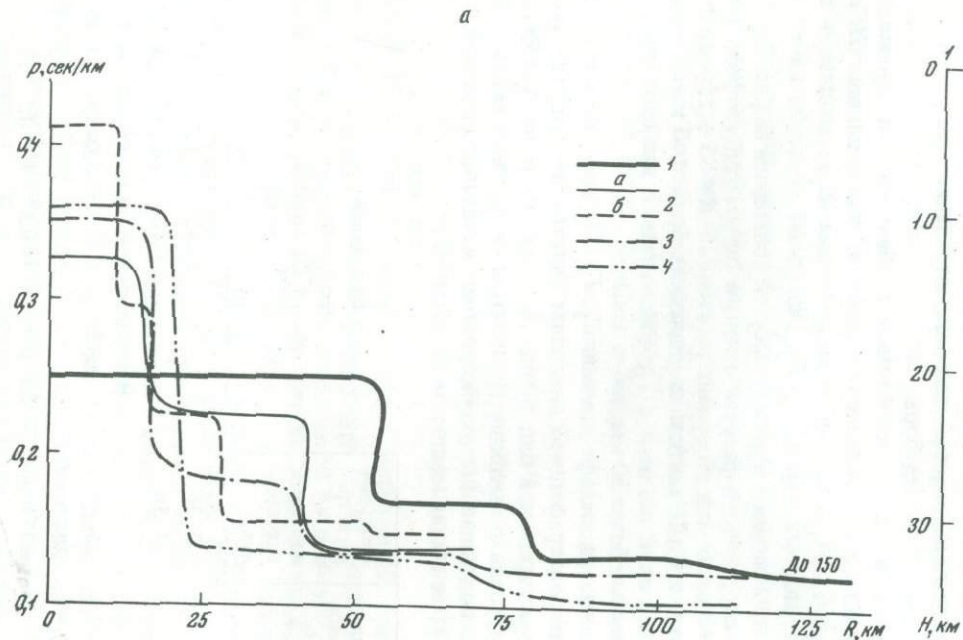
По виду годографов (см. рис. 1) и в особенности их производных  $p(R)$  (рис. 2,а) выделяются пять регионов: береговой тип (станция "Н"), шельф – север (станции  $C_1, \Gamma_1, B_1$ ), шельф – юг (станция  $Ш_1$ ), впадина – север (станции  $C_{2ю}, \Gamma_{2с}, B_{2с}$ ), впадина – юг ( $B_{2ю}, \Gamma_{2ю}, Ш_{2ю}, И$ ).

Кривые первой производной и поле скоростей приведены на рис. 2.

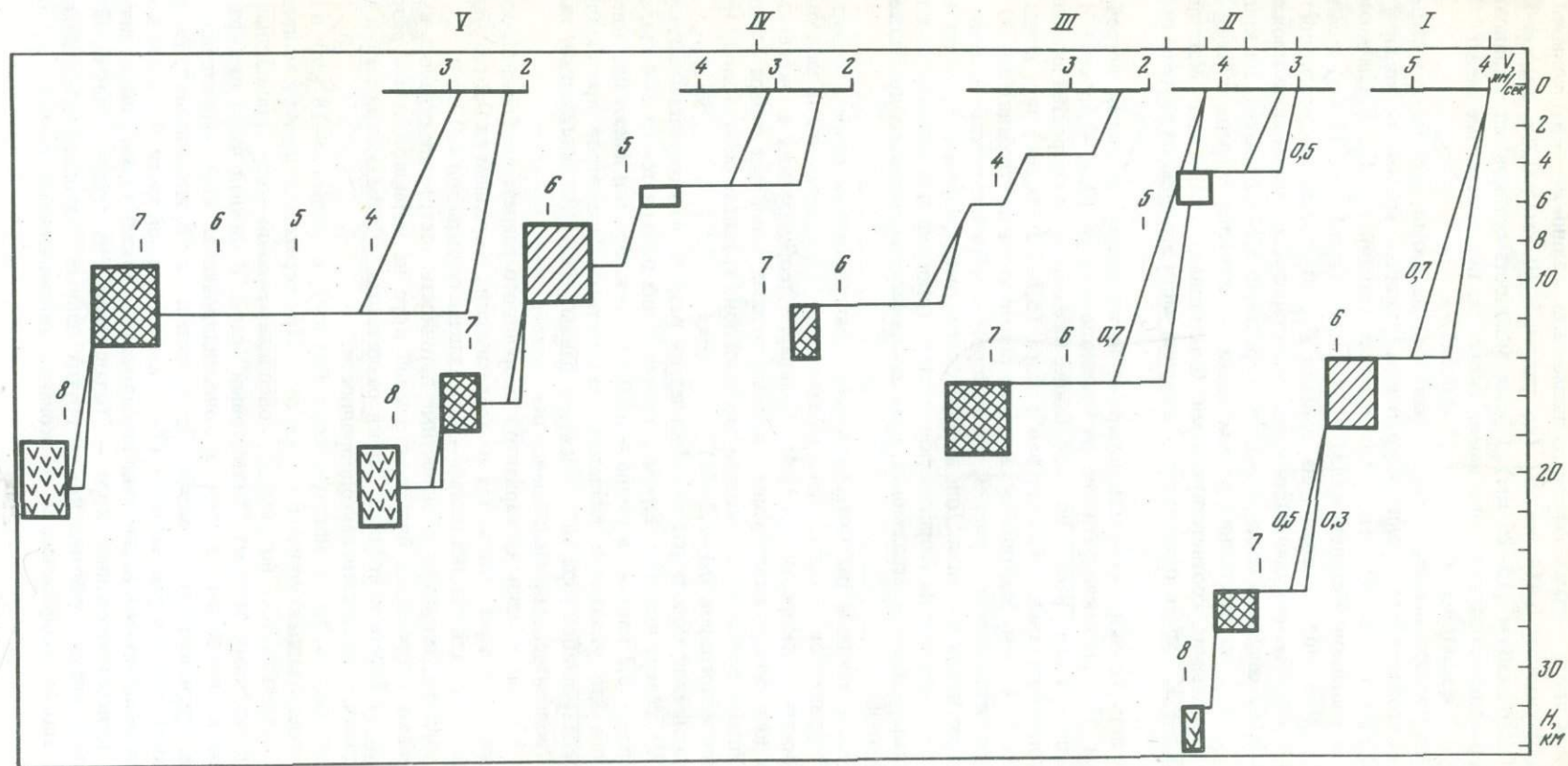
Береговой тип скоростного разреза освещен одним годографом. Кривая  $p(R)$  имеет уровни: 0,168 сек/км в интервале расстояний  $R = 55 \div 75$  км; 0,132 сек/км при  $R = 80 \div 105$  км и 0,121 сек/км на удалениях более 140 км. В поле скоростей выделяются мощный слой осадков с  $V_p = 4$  км/сек и два слоя кристаллической коры общей мощностью более 30 км.

Три расположенные на шельфе станции  $C_1, \Gamma_1, B_1$  дают весьма схожие по временам нагоняющие годографы, что позволяет считать этот участок соответствующим гипотезе о горизонтальной однородности среды. На кривой  $p(R)$  выделяются две "осадочные" ступени с высоким градиентом скорости в осадках ( $0,1 \text{ сек}^{-1}$ ) мощностью 2 км, под ними высокоскоростная консолидированная кора ( $V_T = 7,2 \div 7,5$  км/сек); ее общая мощность не оценена.

Тип волны	Зарегистрировано на пикетах	Кажущаяся скорость, км/сек	Интервал регистрации в первых вступлениях	Преобладающая частота, гц	Затухание $\alpha_{эф} \cdot 10^2, \text{ км}^{-1}$	Средняя скорость $\bar{V}, \text{ км/сек}$	Глубина $H, \text{ км}$	Граничная скорость $V_T, \text{ км/сек}$
$P_1^{ос}$	50–320	2,6–3,0	0–20	5–7	20–15	1,7	0–3,6	2,5
$P_2^{ос}$	30–74	4,0–4,2	14–50	–	10–15	2,6–3,2	3–8,8	5,2
$P_3^{ос}$	150–210	4,7–5,4	16–32	5	–	2,6	5–8	4,6
$P_1^к$	70–150	5,8–9,0	20–40	4–10	–	2,6–3,6	10–15	6,2
$P_2^к$	0–320	6,7–7,2	30–60	–	–	3,0	10–12	6,7–6,8
$P_M^1$	0–320	7,8–12,0	60–100	5,7	1–0,5	4,2–4,5	18–36	8,2–8,6



Р и с. 2. Кривые производной годографа (а) и поле скоростей (б) по профилю 29  
 1 — берег; 2 — шельф (а — север, б — юг); 3 — впадина — север; 4 — впадина — юг



Р и с. 3. Типы скоростных моделей коры на меридиональном разрезе центральной части Черного моря  
 I – берег; II – шельф – север; III – шельф – юг; IV – впадина – север; V – впадина – юг

На кривой  $p(R)$  — самой южной из шельфовых станций  $III_1$  — выделяются три "осадочных" участка: 0,414 сек/км (до удалений 10 км); 0,296 сек/км (10–15 км); 0,226 сек/км (15–26 км). Общая мощность осадков здесь становится меньше, консолидированная кора имеет скорости, промежуточные между "гранитными" и "базальтовыми" (6,5–6,65 км/сек).

В северной части впадины имеется наиболее надежная система встречных и нагоняющих годографов, среднеквадратичное различие времен вступления составляет 0,12–0,16 сек. Кривые  $p(R)$  для трех станций  $C_2$ ,  $G_2$ ,  $B_2$  начинаются практически одинаковой ступенью 0,31–0,39 сек/км (при  $R < 17$  км) низкоскоростных осадков, под которыми на станции  $G_{2c}$  выделены высокоскоростные осадки (4,7 км/сек). Верхняя часть коры характеризуется значениями производной 0,176–0,162 сек/км и соответственно скоростями 5,7–6,2 км/сек. На кривых станций  $G_{2c}$ ,  $B_{2c}$  на расстоянии 65 км также выделяются ступени с более низкими производными, соответствующими базальтовым скоростям. Мантийные скорости 8,2–8,35 км/сек отмечаются в северной части впадины на глубине порядка 20 км.

Южная часть впадины покрыта четырьмя нагоняющими и одним встречным годографом. Их среднеквадратичное расхождение велико (0,36–0,55 сек) и отнесение к одному блоку весьма условно. Общее качество поля скоростей юга впадины — высокоскоростная ("базальтовая") кора (6,7–7,2 км/сек) под осадками на глубинах 9–11 км. Мантийные скорости обнаружены на глубинах 16–20 км.

Сказанное иллюстрирует рис. 3, на котором изображены типы скоростных моделей коры вдоль профиля. Для выбора скоростного разреза в пределах каждого типа были проведены теоретические расчеты годографов и амплитудных кривых рефрагированных и отраженных волн по формулам нулевого приближения лучевого метода.

Для модели впадины рассмотрены четыре альтернативных разреза коры: однослойной "гранитной", однослойной "базальтовой", двухслойной и модели со слоем пониженной скорости (рис. 4). Сравнение теоретических и экспериментальных годографов и амплитудных кривых первых волн для севера впадины позволяет отдать предпочтение модели двухслойной "гранитно-базальтовой" коры (расхождение годографов 0,1–0,2 сек).

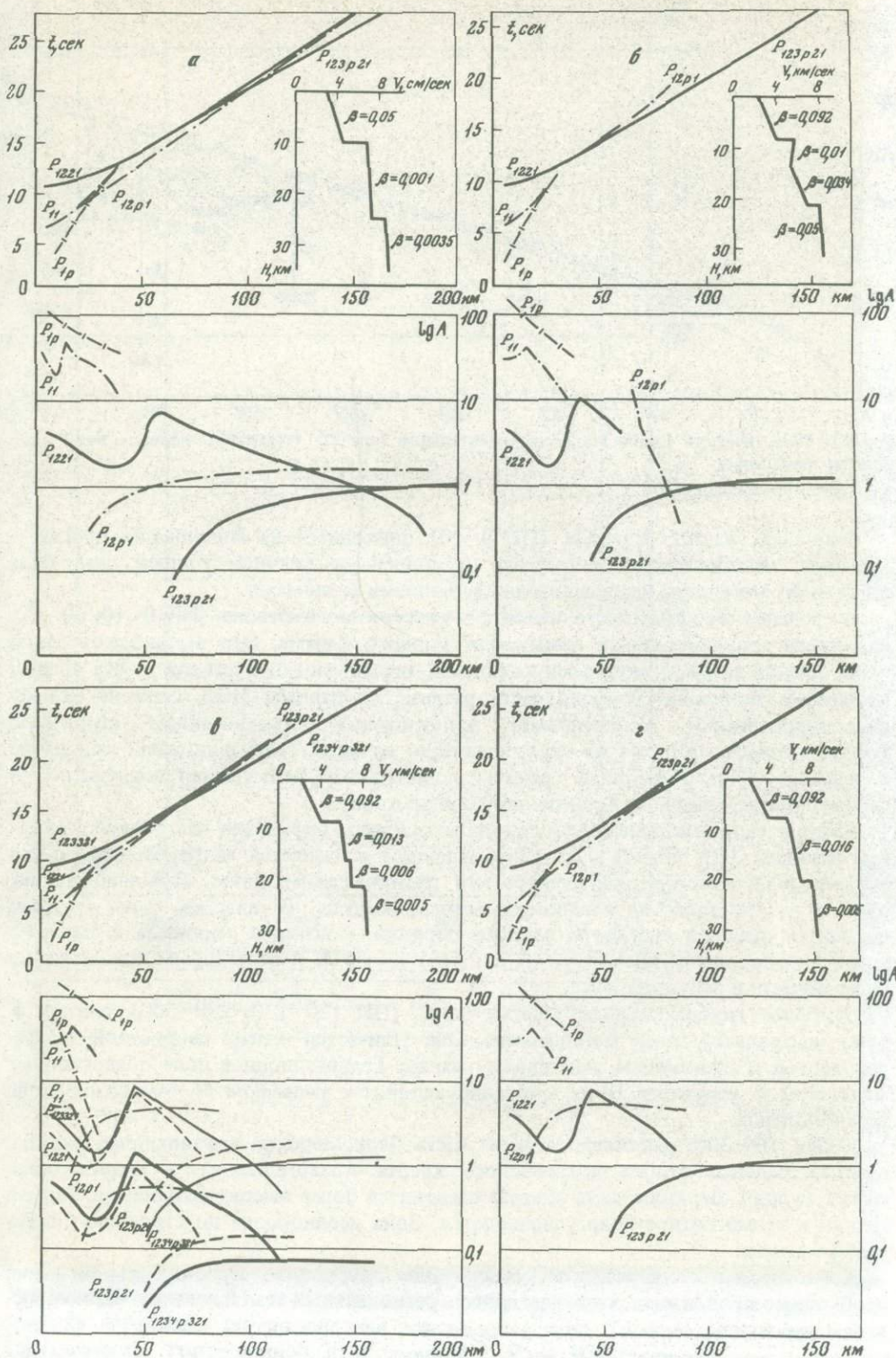
Для двухслойной модели рассмотрены четыре разреза, неплохо вписывающиеся в поле  $V(H)$  севера впадины. Глубина границ в них изменяется на 2–4 км, скорости на кровле 0,2 км/сек, в толще — до 0,4 км/сек. Все они имеют близкие годографы, так что указанные диапазоны скоростных параметров представляют нижний предел ошибок при интерпретации данных ГСЗ, что необходимо иметь в виду при геологическом осмысливании результатов.

На рис. 5 показан один из вариантов скоростного разреза прибрежной зоны: наблюдаемые годографы отличаются от теоретических в среднем на 0,2 сек. Здесь же приведен разрез для участка шельф — юг, различие годографов  $\pm 0,1$  сек.

Таким образом, несмотря на известные неточности построений, удалось выделить несколько скоростных блоков в земной коре на меридиональном разрезе при переходе от берега к впадине. Блоки различаются числом, мощностью и скоростями в слоях, а также степенью однородности.

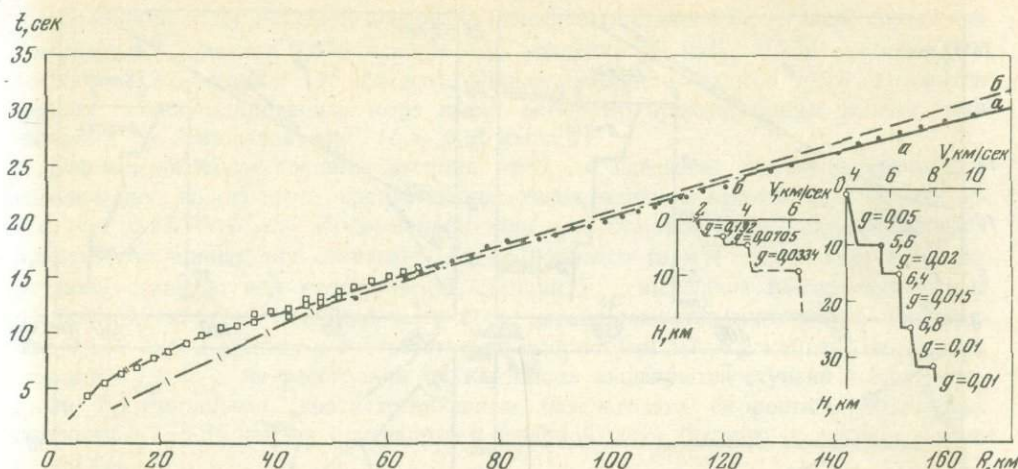
Береговая модель имеет мощную кору (30 км), осадки (14–18 км) и два слоя консолидированной коры (6 и 7 км/сек). При переходе к шельфу мощность осадков не уменьшается, но модель консолидированной коры принципиально другая: под осадками залегает "базальтовый" слой. В нижней части шельфа появляются низкоскоростные осадки, а консолидированная кора характеризуется скоростями, промежуточными между "гранитными" и "базальтовыми". Во впадине мощность осадков уменьшается (7–11 км в северной части, 9–13 км в южной). Общая мощность коры довольно стабильна (18–22 км), но модели различаются: на юге консолидированная кора — "базальтовая", на севере — двухслойная.

Совместный анализ сейсмических и других данных позволяет предположить следующее геолого-геофизическое толкование сейсмического разреза по профилю 29.



Р и с. 4. Теоретические годографы и амплитудные кривые для различных моделей земной коры севера Черноморской впадины

а – однослойная "базальтовая"; б – с волноводом; в – двухслойная; г – однослойная "гранитная"



Р и с. 5. Теоретические (линии) и экспериментальные (значки) годографы первых волн для типа моделей коры  
 а — берег; б — шельф — юг

Северный участок профиля (ПК 0–10) приходится на Индольский прогиб — крупную тектоническую депрессию, выполненную мощной толщей осадочных пород и ограниченную интенсивными глубинными разломами.

В пределах Феодосийского шельфа и материкового склона (ПК 0–10, 60–65) находится зона восточного замыкания Горного Крыма. Это высокоскоростной блок земной коры с мощными осадками, ограниченный с севера и юга зонами глубинных разломов. Верхняя часть разреза, по данным МОВ, сложена сильно-дислоцированными отложениями, являющимися продолжением структуры Горного Крыма, об этом же свидетельствует сильный гравитационный максимум в редукции Буге. Глубинные границы, по-видимому, испытывают погружения от центра Черного моря к Керченскому полуострову.

Нижняя часть материкового склона и северная окраинная часть глубоководной впадины (ПК 60–65, 120–125) относятся к северной части Черноморской мегавпадины, которая окаймлена с юга тектоническим швом, ограничивающим область распространения высокоскоростных осадков. В северной части впадины находится крупная структура второго порядка — впадина Сорокина с амплитудой 7,5–2 км по фундаменту, 10 км по границе *M* и отчетливым максимумом силы тяжести в редукции Буге.

Наиболее глубоководные участки моря (ПК 120–130, 290–300) соответствуют центральной части мегавпадины. Она отличается четкой скоростной дифференциацией и спокойным залеганием границ. Гравитационное поле обнаруживает максимум в редукции Буге, коррелирующийся с рельефом *M*. Магнитное поле безаномальное.

Южнее ПК 300 выявляется южная часть Черноморской мегавпадины, охватывающая дальние отроги погребенного хребта Архангельского и материковый склон Турции. Верхняя часть разреза становится более высокоскоростной. Рельеф границ и геомагнитное поле усложняются. Зона неоднородна по строению и пока слабо изучена.

Комплексные геофизические исследования глубинного строения земной коры необходимо продолжить, чтобы завершить региональный этап изучения Черноморской мегавпадины.

#### ABSTRACT

A rate model of the Earth's crust in the central part of the Black Sea based on the information of the 1968 deep-seismic-sounding expedition is considered.

Subject to study was the submeridional profile extending from the Feodosiya Bay in the south-eastern direction to the Bafra Bay crossing the basic elements of the transitional zone: shelf, continental slope, abyssal depression.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЧЕРНОМОРСКОГО ШЕЛЬФА БОЛГАРИИ

Большое внимание, уделяемое изучению геологического строения шельфов, по-видимому, связано прежде всего с тем, что морские полезные ископаемые материковых окраин наиболее доступны для разведки и добычи. Но исследования шельфов могут быть интересными не только для непосредственных поисков минерального сырья. Знание геологического строения прибрежных мелководных зон морей, скрытых на большей своей части от непосредственного наблюдения, необходимо и для региональной геологии, и в первую очередь для изучения различных проблем тектоники.

Геологическое строение шельфовых частей Черного моря представляет значительный интерес по крайней мере с трех точек зрения.

1. Изучение скрытых водами моря материковых окраин позволяет более полно представить себе геологическое строение основных тектонических элементов прилегающей суши. В ряде случаев анализ недоступных ранее для исследований частей тектонических структур меняет в корне представление об их строении в целом.

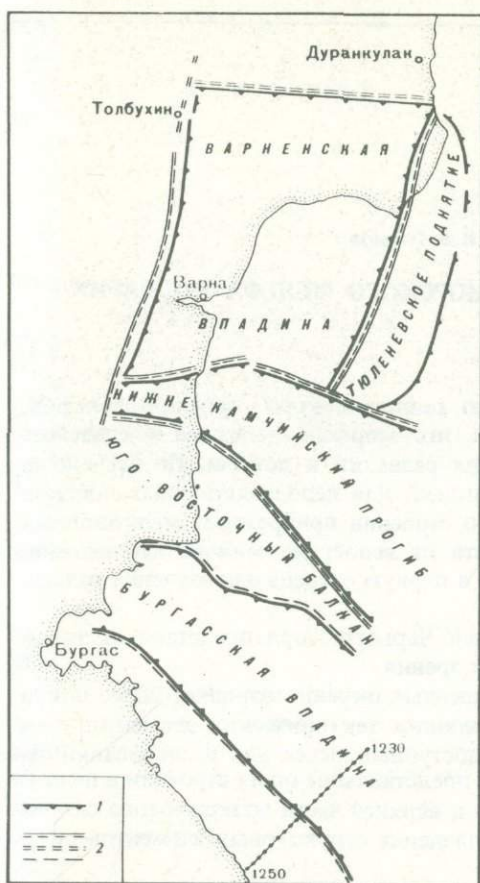
2. Исследование окраинной части шельфа и верхней части материкового склона позволяет подойти к решению вопроса о сочленении структурных элементов суши и Черноморской впадины.

3. Шельфовая зона Черного моря может быть хорошим объектом для поисков и разведки залежей нефти и газа.

Проведенные в 1968–1971 гг. в крайней западной части Черного моря на шельфе Болгарии комплексные морские геофизические исследования показали, что в этом районе находят свое продолжение все основные структурные элементы, известные на прилегающей суше: расположенные в пределах Мизийской плиты Тюленевское поднятие и Варненская впадина, Нижне-Камчийский прогиб, Балканская зона альпийской складчатости и Бургасская впадина (см. рисунок). Более того, основные части всех перечисленных тектонических элементов, за исключением Балканской зоны складчатости, оказались расположенными на шельфе. Таким образом, только морские геофизические исследования позволили получить представление о геологическом строении этих структур в целом.

В пределах изученной на шельфе восточной части Мизийской плиты удалось выделить три структурных этажа: палеозойский, нижнемезозойский и верхнемезозойско-кайнозойский. Лучше всего изучено геологическое строение верхнемезозойско-кайнозойских отложений, в основании которых залегают базальные среднеюрские песчаники. Время образования этой толщи соответствует эпохе относительной стабилизации Мизийской плиты. По верхнемезозойско-кайнозойскому структурному этажу в восточной части Мизийской плиты выделено Тюленевское поднятие. До проведения морских геофизических работ на суше была изучена небольшая северо-западная присводовая часть Тюленевского поднятия — Тюленевский горст длиной 20 и шириной 5–6 км. В настоящее время по кровле валанжинских отложений прослежено субмеридиональное асимметричное валообразное Тюленевское поднятие, длина которого составляет 60–70 км при ширине 15–20 км.

На акватории шельфа расположены основные части молодой палеоген-неогеновой Варненской впадины и находящегося к югу от нее краевого Нижне-Кам-



Обзорная тектоническая схема Черноморского шельфа Болгарии

1 — границы осадочных структурных элементов; 2 — главные разрывные нарушения

чийского прогиба, отделяющего Мизийскую плиту от Балканской зоны альпийской складчатости. Мощность палеоген-неогеновых отложений в пределах Варненской впадины достигает 1600—1700 м, а в восточной части Нижне-Камчийского прогиба — 4—5 км.

Восточное продолжение Балканской зоны альпийской складчатости (Юго-Восточный Балкан) характеризуется на сейсмических профилях полным отсутствием материала или очень короткой записью при хаотическом расположении отражающих площадок. Благодаря резкому изменению качества сейсмического материала границы этой области удалось проследить достаточно уверенно. Полученные данные позволяют утверждать, что складчатый Балкан, который уже вблизи от берега, на суше, изменяет свое простираие с широтного на восточно-юго-восточное, в пределах шельфа протягивается в юго-восточном направлении, в сторону черноморского побережья Турции. Материалы комплексных морских геофизических исследований

позволяют говорить о довольно быстром сужении и затухании этого звена альпийской складчатости. В 25—30 км к юго-востоку от мыса Емине ширина складчатого Балкана становится равной всего 5—6 км, а еще юго-восточнее на 15—20 км, в самой верхней части материкового склона, горст-антиклинальное сооружение. Юго-Восточного Балкана не устанавливается никакими геофизическими методами и, по-видимому, полностью затухает.

С юга складчатый Юго-Восточный Балкан ограничен зоной глубинного разлома, представленного цепью антиклинальных складок, ядра которых сложены основными и ультраосновными магматическими образованиями. Южнее разлома, на акватории Бургасского залива, изучена сложнопостроенная Бургасская впадина, выполненная вулканогенно-осадочными и магматическими верхнемеловыми образованиями и толщей эоцен-плиоценовых осадочных отложений. Мощность эоцен-плиоцена достигает здесь 2 км. Субстрат впадины прослеживается на глубине 3—5 км.

Изучение окраинной части шельфа и верхней части материкового склона дает возможность подойти к решению весьма интересного вопроса о соотношениях структурных элементов, расположенных в пределах суши и Черноморской впадины. На шельфе, прилегающем к территории Болгарии, несмотря на его сравнительно небольшие размеры, как уже было отмечено, расположены различные структурные элементы Мизийской плиты, Нижне-Камчийского прогиба и области альпийской складчатости Балканид. Выяснение соотношения этих структурных элементов с Черноморской впадиной необходимо как для изучения истории геологического развития впадины, так и для оценки перспектив нефтегазоносности акватории шельфа.

Проведенные исследования показали, что Варненская впадина не продолжает непосредственно Черноморскую, как это предполагалось ранее рядом исследовате-

лей, а отделена от нее валообразным Тюленевским поднятием. Оказалось, что Варненская впадина раскрывается к югу, в сторону Нижне-Камчийского прогиба, а Нижне-Камчийский прогиб по кровле меловых отложений в свою очередь расширяется в сторону Черноморской впадины, как бы нависая над ней (так же как Варненская впадина "висит" над Нижне-Камчийским прогибом). Такое соотношение прогиба, заполненного мощной толщей палеоген-неогеновых отложений, с Черноморской впадиной интересно прежде всего тем, что дает все основания предполагать во впадине развитие еще более мощной толщи палеоген-неогена. В 1967 г. максимальная мощность этой толщи в наиболее прогнутых частях Черноморской впадины оценивалась нами в 10—12 км. Сопоставление этих цифр с данными о мощности палеоген-неогена в Нижне-Камчийском прогибе и о нарастании этой мощности в юго-восточном направлении позволяет считать их вполне реальными.

Не менее интересными представляются и соотношения Черноморской впадины со складчатым Балканом. Есть все основания предполагать, что отмеченные изменения простирания складчатой зоны Балкана и его затухание вблизи от берега прямо связаны с историей геологического развития Черноморской впадины. Сходное явление можно наблюдать в зоне погружения Северо-Западного Кавказа, который, подходя к берегу в районе Анапы, резко меняет свое простирание с северо-западного на широтное и также затухает на акватории шельфа вблизи от берега.

Интересно, что и Бургасская впадина, по существу, не раскрывается в сторону Черноморской, а, вероятнее всего, замыкается в пределах шельфа. Такое же явление было доказано ранее В.А. Левченко для Рионской межгорной впадины. Однако особенности геологического строения Бургасской впадины значительно более интересны с другой точки зрения. В поле силы тяжести Бургасская впадина представляется как естественное продолжение Черноморской (западное окончание Черноморского гравитационного максимума). Высокие значения напряженности поля силы тяжести в пределах Бургасской впадины связаны как с уменьшением мощности земной коры и неглубоким залеганием кристаллического фундамента, так и в значительно большей степени с поднятием к приповерхностным зонам земной коры обильных магматических расплавов, главным образом основного состава. На примере Бургасской впадины, по-видимому, можно видеть развитие одного из процессов, которые в конечном счете приводят к так называемой "базификации" или "базальтификации" земной коры, уже завершившейся в центральной части Черноморской впадины.

#### ABSTRACT

The marine geophysical research conducted on the Black Sea shelf of Bulgaria has revealed that the water area merits consideration with respect to the search for oil and gas deposits. The local structures within the Tyulenevsky uplift have been identified as the most important objects of prospecting.

## НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ВПАДИН СЕВЕРНОГО И ЧЕРНОГО МОРЕЙ

Впадины Северного и Черного морей занимают существенно различное, но весьма своеобразное положение в общей тектонической структуре Европы. Северное море приурочено к западной перикратонной области Европейской платформы, которая находится в районе пересечения двух (из ряда выделяемых М.В. Муратовым, В.Е. Хаиным и др.) главных подвижных поясов Земли: меридионального — Атлантического и широтного — Средиземноморского. Черноморская впадина располагается большей своей частью в пределах собственно Средиземноморского пояса.

Основные черты сходства и различия в строении рассматриваемых морских впадин достаточно отчетливы. Первые определяются приуроченностью к крупным поднятиям раздела Мохоровичича, отсутствием гранитоидного слоя, близкими суммарными мощностями осадочной толщи; вторые — амплитудой поднятий подошвы земной коры (15–25 км в Северном и 20–40 км в Черном морях), современным тепловым потоком, повышенным в Северном и нормальным в Черном морях, наличием в Черном море глубоководной котловины [1–7].

Причины сходства и различия определяются общим ходом эволюции тектоносферы в Средиземноморском и Атлантическом подвижных поясах, особенности которой являются предметом геологической дискуссии [8,9]. В известной степени выяснению этой проблемы может способствовать сравнительный анализ истории формирования осадочной толщи, необходимый также для прогнозирования закономерностей размещения месторождения углеводородов не только в Черном, но и в других окраинных морях.

Возможность подобного анализа определяется публикацией разрезов многочисленных скважин, вскрывших отложения до каменноугольных включительно в центральной части Северного моря и раннесреднепалеозойские отложения на его обрамлении. Во многом ему способствует сравнение упругих свойств осадочной толщи в Северном и Черном морях, в результате которого устанавливается, что по всему разрезу от низов палеозоя до верхних горизонтов кайнозоя существенные различия в значениях граничных скоростей почти отсутствуют (см. таблицу). Только в восточных районах глубоководной котловины Черного моря скорости на 0,3–0,4 км/сек ниже, чем во впадине Северного моря. Вероятно, это можно объяснить некоторым преобладанием в разрезе осадочной толщи батинальных осадков над мелководными. Не исключено также, что расхождения вызваны недостаточной сейсмической изученностью Восточно-Черноморской впадины.

Сопоставление отмеченных данных с аналогичными сведениями по крупным структурным элементам обрамления Черного моря (склон Украинского щита, Скифская и Мизийская плиты и др.) с привлечением результатов отечественных и зарубежных морских геолого-геофизических исследований показывает, что в строении осадочной толщи Северного и Черного морей больше сходства, чем различия.

Для рассматриваемого вопроса прежде всего важным является то обстоятельство, что на месте современных впадин Северного и Черного морей в конце про-

Сопоставление граничных скоростей в осадочной толще Северного и Черного морей

Северное море			Черное море*				
			западный сектор: Каркинитский прогиб, Добруджа, Мизийская плита, шельф Горного Крыма			глубоководная котловина и ее северо-восточное обрамление	
геологические границы	интервал глубин, км	диапазон изменения скоростей, км/сек	геологические границы	интервал глубин, км	диапазон изменения скоростей, км/сек	интервал глубин, км	диапазон изменения скоростей, км/сек
Подощва кайнозой	0,5–3,5	1,6–2,5	Кайнозой	1,0–2,0	2,0–3,6	5,0	2,0–5,0
Подощва верхнего мела	0,5–4,5	2,8–5,0	Верхний мел	2,0–4,0	4,0–5,5	10,0	3,0–5,0
Нижний мел или юра	0,5–4,5	2,7–3,7	Юра	2,0–6,0	4,5–6,0	15,0	3,5–5,0
Триас	0,5–4,0	2,8–4,3	Триас	3,0–7,0	4,8–6,2	Поверхность "базальтового" слоя	0,6–6,8
Верхняя пермь (вблизи подощвы и более древние породы)	3,6–6,0	3,5–5,4	Палеозой	4,8–8,0	5,0–6,2	–	–
Поверхность фундамента	2,0–10,0	3,5–6,15	Поверхность фундамента	2,0–10,0	5,7–6,7	–	–

\*По материалам И.А. Гаркаленко, Х. Дачева, Я.П. Маловицкого, Ю.П. Непрочнова, А.Ф. Непрочновой и др.

терозоя находились консолидированные массивы типа срединных [10, 11]. В дальнейшем массивы подвергались значительной деструкции процессами тектоно-магматической переработки и растяжения, в результате которых произошло утонение, а кое-где и полное исчезновение гранитогнейсового слоя, возникновение интракратонных складчатых зон (Датско-Польская, Центральная Добруджа, а возможно, и некоторые другие), и в конечном итоге преобладание нисходящих движений на протяжении всего фанерозоя.

Прогибание в районе Северного моря началось несколько раньше, чем в Черноморском, поскольку платформенные образования кембрия, известные в Скании, грабене Осло, на поднятиях Рингкебинг-Фюн (Датская антеклиза, по А.А. Богданову) и Восточного Мидллленда (Англия), не распространяются южнее Добруджи. Однако уже в ордовик-силурийское время на огромной территории, от западной окраины Европейской платформы до Стара-Планины включительно, получает распространение однотипная по формационному составу ордовик-силурийская толща, сопровождаемая вблизи зон разрывных нарушений рифовыми постройками [12]. Далее к югу эта толща сменяется в Западном Понте миогеосинклинальными образованиями (см. рисунок).

В девонскую эпоху Североморский массив оказался частью континента "древнего красного песчаника". В связи с этим обращает на себя внимание факт, что отвечающие каледонидам Шотландии и Скандинавии отрицательные аномалии силы тяжести сменяются в море интенсивными положительными аномалиями [13],



отражающими изменения в строении фундамента массива, вызванные тектоно-магматической переработкой гранитогнейсового слоя. Физические поля также подтверждают мнение Г. Штилле о наличии древнего поперечного раздела между каледонидами Шотландии и Скандинавии [14]. Следует предполагать, что позднее, скорее всего в интервале времени от девона до перми включительно, на месте этого раздела, выраженного морфологически поднятием, произошло возникновение Центрально-Североморского рифта, что находится в соответствии с началом общих процессов растяжения в Лавразии [15, 16].

В девоне обстановка на западе Черноморского массива была существенно иной. Здесь продолжались нисходящие движения и накапливались карбонатные и гипсодоломитовые формации. В раннекаменноугольное время область мелководной карбонатной седиментации распространилась и в пределы западной окраины Европейской платформы. Таким образом, как Североморский массив, так и по меньшей мере запад Черноморского массива до раннего карбона включительно представляли собой шельф палеозойского Тетиса.

В позднекаменноугольное время история развития Средиземноморского и Черноморского массивов вновь различна. В пределах Средиземноморского массива после судетской фазы складчатости, обусловившей главный параксизм варисского орогенеза, произошло образование пояса краевых и межгорных прогибов, а затем в самом конце каменноугольной эпохи возникает эпиплатформенная орогенная впадина и начинается период континентального осадконакопления, который продолжается до середины раннепермского времени. После вспышки основного магматизма на рубеже отэнского и саксонского веков, вызванной взаимосвязанным процессом продолжающейся перестройки земной коры и варисским орогенезом, континентальная седиментация сменяется морской, которая происходит, правда, на весьма небольших участках, в относительно глубоководной обстановке. Глубоководные условия (глубины моря от 860 до 1200 м) существовали почти до конца цехштейна, что обосновывается палеогеоморфологическими критериями, расчетами скорости седиментации, палеонтологическими находками батинальных форм, наличием сульфидных минералов [17-19].

К концу позднепермского времени прогибание в Северном море было компенсировано осадконакоплением и возникла наложенная Североморская синеклиза, ограниченная на востоке Датско-Польским авлакогеном и поднятием Рингкебинг-Фюн. В пределах этой синеклизы на протяжении всего триаса, в континентальных и прибрежно-лагунных условиях, происходило формирование толщи платформенных типов формаций: соленосной, карбонатной, гипсодоломитовой и др.

На западе Черноморского массива восходящие движения в конце раннего карбона привели к перерыву в осадконакоплении, который охватывал все позднекаменноугольное и, по-видимому, большую часть пермского времени. Напротив, парагенез формации триаса на Мизийской плите настолько аналогичен имеющемуся в пределах Североморской синеклизы, что триасовые отложения уже давно рассматриваются здесь в качестве типичной "германской фации".

Сравнение историко-геологической обстановки палеозойской эры и триасового периода во впадинах Северного и Черного морей, а также в районах их ближайшего обрамления обнаруживает существенные черты различия и сходства. К первым из них относятся: геосинклиальный режим на территории Скифской плиты и ее подводного продолжения; асинхронность проявления восходящих движений, преобладавших на западе Черного моря в позднекаменноугольное время, а в Северном — в девонское время. Сходство заключается в близкой амплитуде погружения платформенных блоков, в возникновении на месте срединных массивов или их частей эпиплатформенных орогенных впадин, в однотипных парагенезах песчано-глинистой, терригенно-карбонатной, угленосной, соленосной, красноцветной и вулканогенной формаций. Из этого ряда к северу от зоны Тулча-Мэчин выпадает только соленосная формация. Представления о неизбежном широком развитии процесса нефтегазонакопления не только в Северном (крупные месторождения Слохтерн, Леман, Индифатигабл и др.), но и в Черном морях, которые следуют из этого сопоставления, подтверждаются промышленными скоплениями, обнару-

женными в триасе (месторождения Староминское, Челбасское, Долнодыбникское), а также газопроявлениями, отмеченными при бурении скважин на западе Преддобруджинского прогиба и востока Мизийской плиты.

Формирование современного структурного плана Североморской синеклизы на юрско-меловом этапе сопровождалось интенсивными подвижками ряда блоков, осложненными галокинезом. В результате этих процессов в седиментационном бассейне заложилась система протяженных трогов и наложенных депрессий. Особенности тектогенеза на том же этапе геологической истории Черноморской впадины и ее обрамления определяются началом платформенной седиментации на Скифской плите в протяженных трогах субширотной ориентировки, закономерной сменой в сторону Черного моря терригенных формаций хемогенными, мощным спилитопорфиритовым вулканизмом в альпийских геосинклиналях и проявлением основного магматизма на Мизийской плите. Кроме того, обращают на себя внимание установленные случаи внедрения магнитовозмущающих масс, вероятно основного состава, в осадочную толщу собственно впадины Черного моря [20].

Из взаимосвязи присутствия хемогенных формаций с проявлениями основного магматизма вытекает, что в юрское время завершился один из этапов перестройки земной коры впадины Черного моря. Если это действительно так, то в позднеюрскую эпоху, по аналогии с позднепермской в Северном море, в пределах Черноморского срединного массива впервые возникла глубоководная котловина, как это и предполагал В.Е. Хаин [11]. Образование глубоководной котловины было следствием не только тектоно-магматической переработки земной коры, но и растяжения, поскольку в меловое время началось формирование поздних альпийских геосинклинальных прогибов. В подобном понимании направленность процесса будет соответствовать схемам В.Е. Хаина и А.В. Пейве [21, 22].

Возникает также естественный вопрос об интенсивности проявлений галокинеза в осадочной толще Черного моря, тем более что распространение соленосной формации предполагается не только в юрских, но и в пермо-триасовых отложениях. Хотя при геолого-геофизических исследованиях, проводимых на экспедиционном судне "Атлантис II", и были обнаружены диапировые тела, однозначного ответа на этот вопрос пока нет. Несомненно только, что масштабы галокинеза в Черном море несравненно меньше, чем в Северном.

В позднемеловое-эоценовое время в платформенных областях Европы господствовало карбонатное осадконакопление, впадины Северного и Черного морей не являются исключением. Следовательно, прогибание было вновь компенсировано осадконакоплением не только на западной окраине Европейской платформы, но и в Черном море.

В начале олигоцена интенсивные нисходящие движения возобновились во впадинах Северного и Черного морей. Скорее всего они были вызваны дальнейшим преобразованием земной коры, что применительно к западной окраине Европейской платформы находит подтверждение в значительных проявлениях эксплозивного вулканизма. Этот вулканизм и обусловил наличие в олигоцен-неогеновой толще Северного моря до 300 прослоев туфов основного состава [23]. Однако амплитуда прогибаний была существенно различной. Во впадине Северного моря она составила около 3 км, причем погружение было полностью компенсировано седиментацией к началу новейшего времени. В голоцене на месте Северного моря была суша. Позднее морская впадина возникла вновь как отзвук на удаление ледовой нагрузки со Скандинавии и Ютландии, а также послеледниковый подъем уровня Мирового океана [24, 25].

В Черном море суммарная амплитуда прогибания за олигоцен-четвертичное время достигла 7–8 км. Столь высокие масштабы движений оказалось невозможным компенсировать седиментацией даже при повышенном сносе обломочного материала, обусловленном орогенезом в альпийских геосинклиналях. Тем не менее в самом конце четвертичного периода вследствие колебаний уровня Мирового океана периодически все же существовала пресноводная обстановка осадконакопления, причем возраст наиболее древнего горизонта, отложившегося в этих условиях, всего лишь 12–20 тыс. лет [26]. Следовательно, скорость новейших вертикаль-

ных движений в Черном море могла быть весьма высокой — до 0,5–1,2 см/год при средней скорости за рассматриваемый этап в целом до 0,02–0,03 см/год. Эти значения вполне могут быть приняты во внимание, поскольку они сопоставлены с максимальной скоростью новейших движений 0,33 см/год, установленной в Венецианской лагуне Адриатического моря, а также со скоростью опускания за плиоцен-четвертичное время 0,1 см/год в глубоководной котловине Тирренского моря [27, 28]. Напротив, средняя скорость погружения в олигоцен-четвертичное время в Северном море не превышала 0,01 см/год.

В связи с приведенными данными следует согласиться с мнением М.В. Муратова о том, что формирование современной глубоководной котловины Черного моря началось с середины плиоцена [8].

Сравнительный анализ истории формирования осадочной толщи Северного и Черного морей показывает, что сходство в их развитии наиболее отчетливо проявляется в смене мелководной обстановки глубоководной с последующей компенсацией прогибания осадконакоплением и, применительно к Черному морю, новообразованием современной глубоководной котловины в плиоцене. Таким образом, получают подтверждение порой противоречивые по отдельным вопросам взгляды ряда исследователей на историю развития Черного моря (Е.Е. Милановский, М.В. Муратов, А.А. Сорский, В.Е. Хаин и др.).

Погружение рассматриваемых морских впадин было прерывистым, сменявшимся эпохами воздымания или отставания от нисходящих движений в структурных элементах обрамления. Период наиболее интенсивного воздымания во впадине Северного моря был приурочен к девонскому, а Черного моря — к кембрийско-ордовикскому, позднекаменноугольному и триасовому времени. Тем не менее в отдельных наиболее погруженных блоках Черноморского массива все же могло происходить накопление континентальных и лагунных отложений триасовой эпохи.

Для геологии нефти и газа особенно важным представляется то, что в этих морских впадинах (в Черном море, по крайней мере в его западной части) устанавливаются практически одинаковые по стратиграфическому объему и литологическому составу структурно-формационные этажи (см. рисунок). Значительное превышение мощности самого верхнего, олигоцен-четвертичного, этажа в Черноморской впадине по отношению к Североморской, наряду с другими предпосылками, свидетельствует только о большей перспективности для поисков нефти и газа в первой из них. Кроме того, должны быть идентичными и закономерности размещения морских месторождений углеводородов.

#### ABSTRACT

A comparative analysis of formation history of the sedimentary stratum of the North and Black Seas reveals that the similarity in their development is most pronounced in the change from the shallow conditions to the deep-sea ones with subsequent compensation of the sedimentation warping and, in the case of the Black Sea, in the neogenesis of the recent abyssal basin in the Pliocene period.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Балавадзе Б.К. Геофизические исследования строения земной коры бассейна Черного моря. — В кн.: Глубинное строение Кавказа. М., "Наука", 1966.
2. Левин Л.Э. О строении и структуре складчатого основания Северного и Балтийского морей. — Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 3.
3. Маловицкий Я.П., Непрочнов Ю.П. Сопоставление сейсмических и гравиметрических данных о строении земной коры Черноморской впадины. М., "Наука", 1966.
4. Непрочнов Ю.П. Сейсмические исследования земной коры и верхней мантии различных структур океана. Автореф. докт. дис. М., 1970.
5. Blundell D.I., Parks R. A study of the crustal structure beneath the Irish Sea. — Quart. J. Roy. Astron. Soc., 1969, 17, N 1.
6. Harper M.L. Approximate geothermal gradients in the North Sea basin. — Nature, 1971, N 5291.

7. *Matthews D.H.* Crustal structure investigation in the North Sea and adjoining countries. – *Quart. J. Roy. Astron. Soc.*, 1967, N 7.
8. *Муратов М.В.* Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. – *Геотектоника*, 1969, № 2.
9. *Хаин В.Е.* О современном положении в теоретической геотектонике и вытекающих из него задачах. – *Геотектоника*, 1972, № 4.
10. *Муратов М.В.* История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного. – *Геотектоника*, 1972, № 5.
11. *Хаин В.Е.* Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. – *Вестн. МГУ, серия геол.*, 1970, № 2.
12. *Спасов Х.* Ордовик, силур, девон, карбон. – В кн.: *Стратиграфия на България*. София, 1968.
13. *Collette V.I.* A crustal refraction profile off Flamborough Head (North Sea). – *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1966, 47, N 1.
14. *Штилле Г.* Каледонская складчатость Центральной Европы на фоне складчатости Европы. – *Избранные труды*. М., "Мир", 1964.
15. *Kent P.E.* Outline geology of the southern North Sea basin. – *Proc. Yorksh. Geol. Soc.*, 1967, 39.
16. *Westoll T.S.* Geological evidence bearing upon continental drift. – *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1965, 258.
17. *Гарецкий Р.Г., Яниши А.Л.* Глубоководные осадки складчатых областей. – В кн.: *История Мирового океана*. М., "Наука", 1971.
18. *Грачевский М.М.* Проблемы корреляции разнофациальных толщ. – В кн.: *Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа*. М., "Наука", 1969.
19. *Borchert H., Muir R.O.* Salt deposits – the origin, metamorphism and deformation of evaporites. London, 1964.
20. *Гайнанов А.Г., Исаев Е.Н., Михно М.Ф.* Гидромагнитные исследования и строение земной коры переходной зоны Крым – Черное море. – В кн.: *Геофизические исследования*. Изд-во МГУ, 1966.
21. *Хаин В.Е.* Метаморфическая регенерация областей повторного орогенеза и проблема новообразования океанических впадин. – *Геотектоника*, 1969, № 3.
22. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого. – *Геотектоника*, 1969, № 6.
23. *Sorgenfrei T.* Geological perspective in the North Sea area. – *Medd. Dansk. geol. foren.*, 1969, 19, N 2.
24. *Леонтьев О.К.* Об изменениях уровня Мирового океана в мезозое – кайнозое. – *Океанология*, 1970, 10, вып. 2.
25. *Nansen F.* The strandflat and isostasy. Kristiania, 1922.
26. *Ross D.A., Degens E.T., Maellvane J., Hedberg K.M.* Recent sediments of the Black Sea. – *Oceans*, 1970, 15, N 4.
27. *Finetti I., Morelli C.* – Ricerche sismiche a riflessione nella laguna a nel golfo di Venezia. – *Boll. geofis. teoret. ed appl.*, 1971, 13, N 49.
28. *Selli R., Fabbri A.* Tyrranian: a Pliocene deep sea. – *Atti Accad. naz. Lincei, Sez. VIII*, 1971, 50.

Н.И. Черняк

## ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ И ЗАДАЧИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

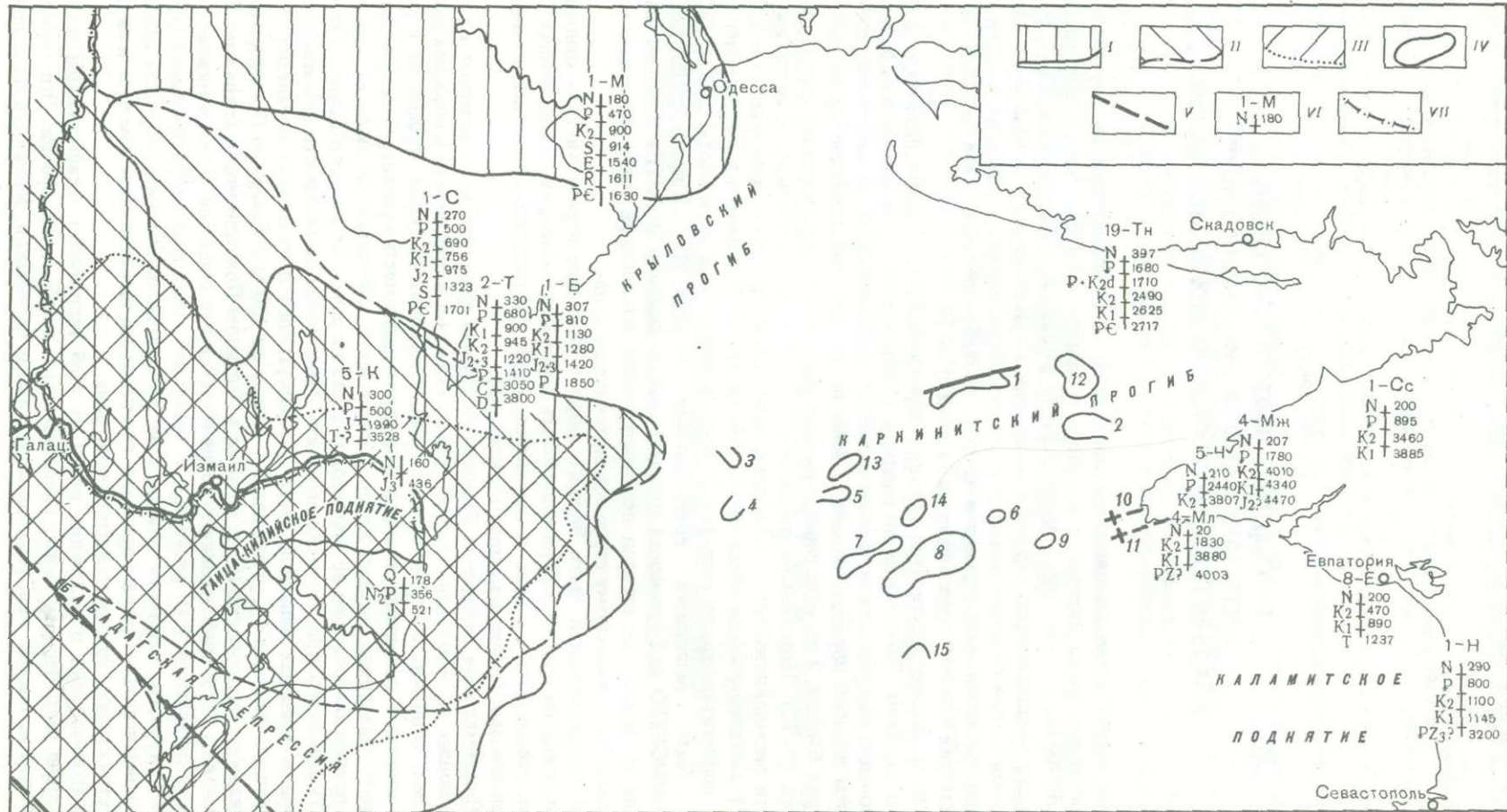
Открытие промышленных месторождений газа в Равнинном Крыму повысило в последние годы интерес к изучению геологического строения северо-западной части Черного моря. Ранее неоднократно высказывались предположения об общности геологического строения акватории и прилегающих участков суши [1–3]. В связи с этим делались попытки выяснить общий характер развития и определить мощности отложений отделов и ярусов мезокайнозойского чехла на северо-западе акватории Черного моря и на прилегающей суше [4–8].

За последнее десятилетие большое внимание было уделено изучению глубинного строения Черноморской впадины и обрамляющей ее шельфовой зоны. На основании геофизических исследований установлены крупные тектонические элементы первого порядка, намечены зоны нарушений, разделяющие эту территорию на ряд блоков, а на отдельных участках изучено строение верхнего структурного этажа [9–12]. Параллельно рассматривались и вопросы возможной нефтегазоносности мезокайнозойских отложений, развитых в пределах акватории [13–15]. В 1971 г. по поручению Министерства геологии СССР произведена оценка перспектив нефтегазоносности шельфовой зоны Черного моря до изобаты 200 м. Работа эта была выполнена сотрудниками УкрНИГРИ, КраснодарНИПИнефть, ВНИИМОРГЕО и Грузинской комплексной экспедиции ВНИГНИ. В основу выделения различных по степени перспективности зон шельфа были положены материалы по геологическому строению окружающей суши.

В северо-западной части Черного моря к наиболее перспективным относится Каркинитский прогиб, нефтегазоносность которого, по аналогии с Равнинным Крымом, связывается с нижне- и верхнемеловыми, палеоценовыми и олигоцен-нижнемеловыми (майкопскими) отложениями.

Нижнемеловые отложения Равнинного Крыма трансгрессивно залегают на подстилающих их образованиях юры, триаса, палеозоя и протерозоя и сложены аргиллитами, глинами, содержащими прослойки алевролитов, туфов, туффитов и реже песчаников. В основании нижнего мела почти повсеместно развита базальная пачка терригенных пород, возраст которой колеблется от готерива до альба включительно, причем омоложение ее происходит с юга на север, от Горного Крыма в сторону Украинского кристаллического щита. Максимальные мощности нижнемеловых пород в пределах западной части Тарханкутского полуострова достигают 2 км (скважина Меловая-4), уменьшаясь к северу до 130 м в Северном Причерноморье (скважина Тендровская-19) и до 40 м в Западном Причерноморье (скважина Тузловская-2). При приближении к Таица-Килийскому поднятию породы нижнего мела выклиниваются (см. рисунок). К базальной пачке апта на Октябрьской структуре приурочена нефтяная залежь, а на Западно-Октябрьской к породам альба — газоконденсатная. Прямые признаки газоносности нижнего мела имеются и на других структурах Тарханкутского полуострова.

Верхнемеловые образования почти на всей территории, окаймляющей северо-западную часть Черного моря, представлены в карбонатной фации. Это мергели, известняки, писчий мел, реже прослойки глин и песчаников. Мощность их в преде-



лах Тарханкутского полуострова довольно постоянная и колеблется от 1800 до 2200 м, уменьшаясь в Северном Причерноморье до 500 и в Западном — до 300 м. К карбонатно-терригенным породам верхнего мела приурочены признаки газа и нефти на Тарханкутском полуострове.

Палеоценовые отложения, которые содержат залежи газа на нескольких структурах Тарханкутского полуострова, сложены в нижней части преимущественно известняками органогенно-детритусовыми, иногда глинами, в верхней — мергелями и известняками. Мощность пород палеоцена в пределах полуострова колеблется от 100 до 200 м, увеличиваясь к центру Каркинитского прогиба.

Образования эоцена в нижней части выражены известковистыми глинами, в средней — мергелями с прослоями глинистых известняков, в верхней — мергелями и глинами. Мощность их в пределах Крыма изменяется от 200 (скважина Северо-Серебрянская-1) до 550 м (скважина Межводненская-4). В Северном Причерноморье она равна 400, а в Западном — 370 м (Балабановка-1).

На эоценовых отложениях залегает мощная толща глин майкопской серии (олигоцен — нижний миоцен), содержащая редкие прослои песчаников, песков, алевролитов и алевроитов, образующих иногда пачки в несколько десятков метров. Они приурочены главным образом к верхней части среднего майкопа на северо-западе Крымского полуострова, где в них установлены признаки газа, а также на северном побережье Каркинитского залива, где песчаные пачки встречаются и в нижней части майкопа. Такое распределение песчаных горизонтов в майкопской серии на суше давало основание предполагать развитие терригенных образований и в северо-западной части Черного моря. Мощность пород майкопа на юго-западе Тарханкутского полуострова около 100 м, она увеличивается к северному побережью до 1200 м и более. В Северном Причерноморье мощность составляет 840, а в Западном — 100 м.

Майкопские отложения трансгрессивно перекрываются неогеновыми образованиями мощностью до 200—350 м, представленными в основном известняками с прослоями песчаников и глин.

Анализ геологических материалов по изученным районам суши позволяет предполагать, что разрез осадочного чехла северо-западной части Черного моря, охватывающей значительную часть Каркинитского прогиба, состоит из аналогичного комплекса осадков.

Совершенно иной характер отложений развит к западу от Одесского разлома, где в пределах Русской платформы выделен Крыловский прогиб [16], перспективы которого, по аналогии с Татарбунарским выступом, связываются с образованиями палеозойского возраста. Последние данные бурения в Западном Причерноморье указывают на широкое развитие пород девона и карбона, выраженных терригенно-глинистыми отложениями платформенного типа, которые и представляют интерес в отношении нефтегазоносности.

Юго-западнее Крыловского прогиба располагается Таица-Килийское поднятие, охватывающее территорию дельты Дуная и прилегающий к ней шельф. Эта приподнятая зона относится к бесперспективным землям по отложениям мела и палеогена. В основании поднятие сложено зелеными сланцами докембрийского возраста, перекрытыми триасовыми, а выше и юрскими породами. В структурном отношении эта зона представляет собой систему горстов и грабенных, ориентированных в северо-западном направлении. Территория, заключенная примерно между р. Таица на юге и Килийским гирлом на севере, выделена нами как Таица-Килийское поднятие, которое начиная с юры и до неогена было приподнято и являлось источ-

Строение шельфа в западной части Черного моря

Зоны отсутствия отложений: I — нижнемеловых, II — верхнемеловых; III — палеогеновых, IV — локальные структурные формы: поднятия (1 — Голицына, 2 — Шмидта, 3 — Безымянное, 4 — Одесско-Морское, 5 — Морское, 6 — Архангельского, 7 — Гамбурцева, 8 — Сельского, 9 — Крымское, 10 — Западно-Меловое, 11 — Тарханкутское) и депрессии (12 — Павловская, 13 — Рыбаковская, 14 — Михайловская, 15 — Северо-Черноморская); V — тектонические нарушения; VI — разрезы скважин; VII — государственная граница

ником сноса для мелового, палеогенового и неогенового бассейнов, развитых к северу, северо- и юго-востоку от него. Поэтому есть все основания предполагать, что разрез мезокайнозоя на участках, расположенных в западной части Черного моря и находящихся вблизи Таица-Килийского поднятия, обогащен терригенным материалом.

Следующая перспективная зона — Каламитское поднятие у западных берегов Крыма [17]. Геофизические исследования [18], а также анализ мощностей и фаций позднего мезозоя и кайнозоя, которые вскрыты скважинами на Тарханкутском полуострове и в Альминской впадине, позволяют считать, что мощности осадочного чехла в пределах Каламитского поднятия не превышают 1 км. Вероятно, оно сложено триас-юрскими, а в южной части и более древними породами, на которых трансгрессивно залегают отложения верхнего, а по периферии и нижнего мела. Перспективы этого поднятия связываются с породами пермо-триаса, сложенными известняками, доломитами, доломитизированными известняками, песчаниками, алевролитами и глинами, газоносность которых доказана в Болгарии и Западном Предкавказье.

При геофизических исследованиях особое внимание было уделено северо-западной части акватории Черного моря, охватывающей Каркинитский прогиб, где региональными работами МОВ установлен ряд локальных поднятий и впадин, выраженных по палеоген-меловому комплексу [11, 19]. Наиболее крупной структурой оказалось поднятие Голицына, на котором были затем проведены детальные исследования МОВ, в результате которых составлена структурная карта по отражающим горизонтам верхнего олигоцена [20].

Принимая во внимание, что выявленные складки расположены в одной тектонической зоне с Тарханкутскими антиклиналями, в которых установлены газовые залежи, а также учитывая общность разреза, было рекомендовано приступить к бурению на поднятии Голицына [21], которое отличается большими размерами, расположено в зоне наиболее благоприятных литолого-фациальных условий разреза и наименьших глубин моря.

Поднятие Голицына представляет собой асимметричную антиклинальную складку субширотного простирания с крутым северным крылом и пологим южным. В 1972 г. в восточной части его была пробурена первая скважина, вскрывшая разрез антропогеновых, неогеновых, палеогеновых и верхнемеловых пород, близких по литологическому составу и мощности к разрезам Равнинного Крыма и Северного Причерноморья. Остановлена она на глубине 3060 м в отложениях сантона.

Для выяснения перспектив нефтегазоносности нижележащих горизонтов мезозоя, а возможно, и палеозоя на поднятии Голицына намечено бурение ряда скважин глубиной 4500 м и более. Однако, несмотря на значительный объем геофизических исследований, которые были проведены здесь, структурных построений по нижележащим горизонтам еще нет, а имеющиеся данные явно недостаточны для постановки дальнейших геологопоисковых работ. По данным гравиметрических исследований на поднятии Голицына предполагается блоковое строение нижних структурных этажей (допалеогеновый-меловой комплекс), по магнитометрическим данным констатируется большая мощность осадочных образований и отсутствие в разрезе эффузивных пород, фиксируемых на ряде площадей в нижнем мелу Равнинного Крыма. Были проложены также профили ОГТ, которые, однако, не дают однозначного решения вопроса о строении меловых, особенно нижнемеловых, отложений, а тем более исходных данных для построения по ним структурных карт.

Для выяснения структурного плана по меловым и нижележащим горизонтам необходимо применение различных методов, обеспечивающих получение материалов, которые позволят построить структурные карты по перечисленным выше горизонтам с глубиной прослеживания до 5 км. Такие работы в первую очередь следует сосредоточить на поднятии Голицына, а затем на структурах Сельского, Архангельского и Шмидта, зафиксированных по отложениям неоген-палеогенового комплекса в северо-западной части Черного моря.

## ABSTRACT

During the last decade great attention was paid to the study of the abyssal structure of the Black Sea basin and the shelf zone surrounding it. The geophysical research resulted in identification of large tectonic elements of the first order, it also allowed the outlining of the zones of dislocations dividing the territory into a number of blocks; in some sections, the structure of the upper structural stage has been studied.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Балавадзе Б.К., Бураковский В.Е., Гаркаленко И.А. и др. Тектоника области Черного и Азовского морей. — Геотектоника, 1968, № 4.
2. Муратов М.В. Стратиграфия континентальных четвертичных образований Крыма. — В кн.: Геология СССР. Т. 8. Крым. М., "Наука", 1969.
3. Соллогуб В.Б., Гаркаленко И.А., Чекунов А.В. Тектоника северо-западной части Черного моря и прилегающих районов по геофизическим данным. КБГА, IV конгресс, ч. 6. София, 1965.
4. Чекунов А.В., Рябчин Л.И. Геотектонические черты северо-западной части Черного моря в среднем — верхнем миоцене и плиоцене по геофизическим данным. — Геофиз. сб., вып. 3/14. Киев, 1965.
5. Чекунов А.В. Геотектонические черты северо-западной части Черного моря в палеогене и неогене. — Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка, 1967, № 11.
6. Черняк Н.И. К истории развития Причерноморской впадины. — Труды УкрНИГРИ, вып. 2. М., Гостоптехиздат, 1959.
7. Черняк Н.И., Швембергер Н.А. Тектоническое развитие западной части Скифской платформы в меловое и палеогеновое время. — В кн.: Материалы по региональной тектонике СССР. М., "Недра", 1964.
8. Черняк Н.И. Причерноморская впадина в меловое, палеогеновое и неогеновое время. — В кн.: Геология и геохимия нефтяных и газовых месторождений, ч. II. Киев, "Наукова думка", 1965.
9. Гаркаленко И.А., Никифорок Б.С., Коморный А.Ф. и др. Глубинное строение Азово-Черноморского региона по материалам геофизических исследований. — В кн.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР, вып. 3. Изд-во Киев. ун-та, 1969.
10. Гаркаленко И.А., Белокуров В.С. Глубинное строение Черноморской впадины. — Геологический журн., 1971. 31.
11. Соллогуб В.Б., Гаркаленко И.А., Чекунов А.В. Тектоническое строение северо-западной части Черного моря по геофизическим данным. — Докл. АН СССР, 1965, 162, № 6.
12. Чекунов А.В., Гаркаленко И.А. Одесский глубинный разлом и его продолжение на Русской платформе и Черном море. — Геофиз. сб., вып. 31, Киев, 1969.
13. Гордиевич В.А., Плахотный Л.Г., Захарчук С.М. и др. К оценке перспектив майкопских отложений акваторий Каркинитского залива. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1968, № 10.
14. Захарчук С.М., Крамаренко В.Н., Шестопал Б.А. Результаты пересчета прогнозных запасов нефти и газа юга Украины. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Причерноморской впадины, вып. 13. Киев, "Наукова думка", 1967.
15. Крамаренко В.Н., Захарчук С.М. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности юга Украины в свете новых данных. — Сов. геология, 1967, № 2.
16. Чекунов А.В., Гаркаленко И.А., Харченко А.В. Древнейшие докембрийские разломы Русской платформы и их продолжение в Северном Причерноморье. — Геофиз. сб., вып. 3/14. Киев, 1965.
17. Черняк Н.И., Савицина А.А. Триасовые отложения Равнинного Крыма. — Докл. АН СССР, 1969, 187, № 3.
18. Гончаров В.П., Непрочнов Ю.П. Геоморфология дна и вопросы тектоники Черного моря. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов. М., "Наука", 1960.
19. Гаркаленко И.А., Богаевский Л.В., Безверхов Б.Д. Некоторые данные о геологическом строении северо-западной части Черного моря. — Геофиз. сб., вып. 8/10. Киев, 1964.
20. Безверхов Б.Д., Коханчик Г.П., Шпорт Л.П. и др. К методике детализации структур, перспективных на нефть и газ, на акватории Черного моря. — В кн.: Геология побережья дна Черного и Азовского морей в пределах УССР, вып. 3. Изд-во Киев. ун-та, 1969.
21. Биншток М.М. и др. Новые данные о геологическом строении северо-западной части акватории Черного моря и перспективы его газоносности. — Геология нефти и газа, 1970, № 9.

## ГОЛОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ ЧЕРНОМОРСКОГО БАССЕЙНА

В позднем плейстоцене впадина Черного моря была занята замкнутым ново-евксинским бассейном, уровень которого был ниже современного на 30–40 м (по некоторым данным — на 40–60 м), а соленость, подверженная значительным колебаниям, не превышала 7–12‰ [1].

Рубеж плейстоцена и голоцена ознаменовался проникновением во впадину Черного моря соленых средиземноморских вод, постепенным повышением уровня бассейна, его осолонением и соответствующим изменением фауны моллюсков. В ГЕОХИ АН СССР был определен абсолютный возраст по  $C^{14}$  осадков этого переходного периода, означавшего начало древнечерноморской трансгрессии [2, 3]. Три образца из донных илов Черного моря, лежащих непосредственно на фаунистически охарактеризованных новоевксинских осадках в основании древнечерноморской толщи, как показал анализ, имеют возраст от 9 до 7 тыс. лет.

Голоценовая история Черноморского бассейна характеризуется нарастающим скачкообразным повышением уровня моря. С отдельными этапами трансгрессии связаны хорошо различимые горизонты прибрежных осадков с соответствующими фаунистическими комплексами, расположенные на различной глубине ниже уровня моря реликтовые аккумулятивные формы, а также находящиеся выше уровня моря морские террасы. Наиболее точно (до сотен лет) может быть расчленена история Черноморского бассейна на протяжении трех последних тысячелетий; более ранние этапы голоцена могут быть охарактеризованы значительно менее детально.

В изучении и расчленении голоцена Черного моря и соответствующих отложений существуют два подхода, каждый из которых является своеобразным развитием основных представлений об истории Черного моря, — А.Д. Архангельского и Н.М. Страхова. П.В. Федоров [4] (как и многие другие исследователи) выделяет в посленовоевксинской истории Черного моря два крупных этапа: древнечерноморский, когда уровень моря был ниже современного, и новочерноморский, когда уровень моря и его соленость превышали современные.

Таким образом, к новочерноморскому этапу П.В. Федоров относит сравнительно короткий отрезок времени, в течение которого образовалась голоценовая ("новочерноморская") терраса. Е.Н. Невесский [5] выделяет в голоценовой истории Черного моря ряд последовательных этапов, с которыми связаны различные фаунистические комплексы, а также аккумулятивные формы на подводном склоне. Учитывая гораздо большую детальность схемы Е.Н. Невесского для первой половины голоцена, мы опирались преимущественно на его исследования; для характеристики позднего голоцена будут использованы также и другие материалы, в том числе исследования автора статьи.

По данным Е.Н. Невесского [5], в начальные стадии древнечерноморская трансгрессия развивалась особенно интенсивно. Проведенное им изучение древних аккумулятивных форм на береговой зоне позволило установить, что на протяжении первых 3500 лет с начала трансгрессии уровень моря поднимался примерно на 18 м, а средняя скорость этого поднятия составляла около 5 мм/год. Е.Н. Невесский отмечает значительное ускорение трансгрессии в период между 6500 и 6000 гг. ("бугазский скачок"), в результате которого усилилась абразия берегов и возникли аккумулятивные формы на подводном склоне.

Самые нижние слои трансгрессивного комплекса осадков — бугазские, по данным Л.А. Невеской [1], характеризуются еще преобладанием каспийских ново-евксинских видов (*Dreissena polymorpha*, *Monodacna caspia* и др.), однако появляются и немногочисленные средиземноморские формы (*Cardium edule* L., *Abra ovata* (Phil.), *Corbula mediterranea maotica* (Mil.) и некоторые другие).

Выше бугазских слоев вскрыта пачка отложений, характеризующаяся преобладанием морских форм, причем снизу вверх четко прослеживается усложнение состава фауны и увеличение количества видов. Этот процесс развивался на фоне постепенного нарастания солености бассейна и повышения его уровня.

Витязевские слои, формирование которых охватывает период между 6 и 4 тыс. лет, характеризуются господством эвригаллиных морских видов (*Cardium edule*, *Corbula mediterranea*, *Abra ovata*). К концу этого периода уровень моря поднялся на 5–6 м и находился ниже современного уровня на 10–12 м.

В голоценовой истории Черного моря особый интерес представляет кульминационный момент древнечерноморской трансгрессии, момент ее наибольшего ускорения, который Е.Н. Невеский [5] назвал "каламитским скачком", относя его к периоду около 3000–3500 лет. Во время каламитского скачка на подводном склоне возникла целая серия пересыпей (Витязевская, Анапская, внутренняя пересыпь Каламитского залива и др.). Каламитским отложениям на подводном склоне свойственны сравнительно стеногаллинные виды (*Chione gallina* (L.), *Spisula subtruncata* (Costa), *Mytilus galloprovincialis* Lmk.).

Существенное отличие каламитского ускорения от предыдущих заключается в том, что с ним связано поднятие уровня Черного моря выше современного и формирование голоценовой террасы, известной под названиями каламитской, древнечерноморской, новочерноморской, первой морской и др.

Голоценовая терраса развита на ряде участков побережья Черного моря в различных морфоструктурных условиях, в пределах как равнинно-платформенных, так и орогенических зон. Она описана в районе устья р. Супсы и Нотанеби (Гурия), Кавказа (Туапсе, устье р. Агой, Геленджикская бухта, Анапа), Восточного Крыма (Рыбачье, Малореченское), Южного берега Крыма (Фрунзенское, Ласпи), Западного Крыма (район Херсонеса), Бугского лимана (Ольвия), а также в ряде районов побережья Румынии и Болгарии [4, 6]. Ниже мы охарактеризуем особенности строения и возраст рассматриваемой террасы, однако сначала остановимся на некоторых вопросах терминологии.

Еще в работах предвоенных лет [7] содержится сводка данных С. Михайловского, Д. Раузер-Черноусовой и других о низких террасовых уровнях в районах Севастополя, Ласпи, на Керченском полуострове, в Гагре и в других местах с фауной "близкой к современной". Впоследствии эта терраса (как и аналогичные по фауне донные осадки) вошла в литературу под названием древнечерноморской.

Применяемые П.В. Федоровым [4] и некоторыми другими исследователями термины "новочерноморская" трансгрессия, "новочерноморская" терраса не получили всеобщего признания. Во-первых, логически неоправданно вводить эти термины для характеристики периода развития Черноморского бассейна, отстоящего от настоящего времени на несколько тысяч лет. Во-вторых, древне- и новочерноморский бассейны являются последовательного развития одной посленовоевксинской трансгрессии, и разграничение их крайне условно. В-третьих, оспаривается и главный аргумент, приводимый П.В. Федоровым в пользу выделения новочерноморского этапа как самостоятельного, — большая, нежели современная, соленость новочерноморского бассейна в момент максимума трансгрессии.

Так, Е.Н. Невеский сообщает, что при анализе фауны из нескольких сотен прибрежных колонок, в том числе и в зонах непрерывного донного осадконакопления, выявляется постепенное осолонение Черноморского бассейна от новоевксинской эпохи до наших дней [5]. Он указывает также, что расчленение прибрежно-морских осадков на древне- и новочерноморские крайне затруднено, а местами и невозможно.

Мнение П.В. Федорова основывается на анализе фауны лишь одного участка "новочерноморской" террасы в районе г. Балчик, в Северной Болгарии. Учиты-

вая, однако, геоморфологические особенности этого района (террасы расположены на оползневых блоках сарматских известняков), а также состав фауны, в точности повторяющей фауну расположенной выше "карангатской" террасы, нижний уровень (5 м) можно считать "новочерноморским" лишь условно. Тем более не следует делать на этой базе сколько-нибудь важные палеогеографические выводы.

Добавим, что ряд исследователей (М.В. Муратов, В.М. Муратов, А.Б. Островский, Д.В. Церетели) по-прежнему используют для характеристики всех посленовочексинских осадков и террас термин "древнечерноморский", введенный и обоснованный А.Д. Архангельским и Н.М. Страховым. Этим термином будем пользоваться и мы.

В строении голоценовой террасы обнаруживаются определенные закономерности. Высота ее поверхности колеблется в пределах от 2 до 5 м. Терраса сложена преимущественно галькой и крупнозернистым песком (фации пляжа). Фауна обнаружена лишь в немногих местах, причем наиболее разнообразный состав и стеногалинный облик она имеет на побережье Болгарии (Балчик, Бургас и др.). Необходимо отметить, что даже в районе Ольвии (Бугский лиман) в террасовых песках не найдено на одной солонатоводной формы кардид или дрейсен, которыми изобилуют современные донные отложения лимана [8].

Тектоническая деформированность голоценовой террасы значительно меньше, чем деформированность более древних террас. Поверхность террасы приподнята (до 5 м) в пределах горных сооружений альпийской орогенической зоны (по периферии Малого Кавказа, на южном склоне Большого Кавказа, в ряде районов побережья Болгарии). В районах интенсивных молодых погружений древнечерноморские осадки находятся ниже уровня моря. М.Ф. Дзвеляя [9] установил, что в пределах Рионской низменности древнечерноморские слои имеют мощность до 50 м. Радиоуглеродное датирование торфяника в районе Поты [10] показало, что синхронный древнечерноморским слоям торф (4–5 тыс. лет) залегает на глубине 8–11 м, что хорошо увязывается с данными М.Ф. Дзвеляя.

В районах, относительно стабильных, но испытавших умеренные опускания в голоцене (Южный берег Крыма, район Херсонеса, Тарханкут, Бугский лиман), древнечерноморская терраса понижена до 2–3 м, что отвечает количественной характеристике голоценовых движений, полученной методом изучения продольных профилей рек [11, 12].

До сих пор представления о возрасте древнечерноморской террасы основывались исключительно на палеонтологических и археологических данных. Особый интерес представляют последние, поскольку они позволяют датировать определенные этапы развития участков побережья с точностью до столетий. Археологический метод в сочетании с другими особенно важен для берегов Черного моря, где сменявшие друг друга поселения человека существуют тысячелетия.

Так, например, находки в отложениях древнечерноморской ("первой морской") террасы вещественных остатков кобанской культуры [7, 13] позволили отнести ее формирование приблизительно к 2000 г. до н.э. По этим данным и по корреляции с датированными за рубежом аналогичными по высоте террасами Средиземноморья и Атлантики [4] возраст древнечерноморской террасы определялся примерно в 4–5 тыс. лет.

Верхний возрастной предел (т.е. несомненное наличие морфологически выраженной и уже осушившейся древнечерноморской террасы) фиксируется довольно точно благодаря тому, что в ряде мест (Херсонес, Ольвия и др.) на поверхности террасы расположены остатки сооружений и культурные слои древнегреческих поселений, существовавших здесь начиная с VII в. до н.э. [8, 14].

Отложения древнечерноморской террасы хорошо увязываются (в ряде речных долин — непосредственно) с верхним комплексом отложений первой надпойменной террасы побережья Западного Кавказа [15]; подошва этого комплекса, по данным А.Б. Островского, опущена в устьях на 16–17 м. Таким образом, формирование этой толщи охватывает достаточно продолжительный промежуток времени, по-видимому с ранних стадий древнечерноморской трансгрессии.

Первое и пока единственное определение абсолютного возраста древнечерноморской террасы —  $3480 \pm 60$  лет (Mo-500) — было получено лишь в 1970 г. Для этой цели использовались раковины, отобранные в шурфе, который был заложен на древнечерноморской террасе в районе Ольвии на западном берегу Бугского лимана. По нашему мнению, данный участок и разрез отложений террасы являются вполне репрезентативными.

Западный берег Бугского лимана принадлежит к относительно стабильной зоне, испытавшей в голоцене незначительные опускания [11]. Судя по карте скоростей современных тектонических движений, через этот район проходит нулевая изобазы. Следовательно, он очень удобен для определения рельефообразующей роли эвстатических колебаний уровня Черного моря. Наличие культурного слоя VII в. до н.э., перекрывающего морские террасовые осадки, позволяет проконтролировать верхний временной предел накопления террасовых отложений в субаквальных условиях.

Образцы для анализа были взяты К.К. Шиликом из шурфа, расположенного на территории "нижнего города" Ольвии. Здесь на отметках от  $+1,5 \div 2,0$  до  $-0,8$  м по отношению к современному уровню воды в лимане были вскрыты тонкозернистые кварцевые пески с переотложенными оолитами и довольно многочисленными раковинами *Mytilus galloprovincialis* Lmk., *Cardium edule* (L.), которые и подвергались анализу.

История позднего голоцена Причерноморья изучена наиболее подробно благодаря применению комплексного (археолого-геоморфологического) метода. Размещение на поверхности голоценовой древнечерноморской террасы многочисленных археологических памятников позволило точно установить верхний временной предел осушения террасы, а наличие целых кварталов древнегреческих поселений ниже современного уровня моря (на участках побережий в самых различных структурных зонах) — размеры последовавшей затем позднеголоценовой (фанагорийской, по П.В. Федорову) регрессии.

После максимума древнечерноморской трансгрессии, который, как говорилось выше, датируется временем около 3500 лет, началось довольно быстрое понижение уровня моря, что привело к образованию террасы и ее повсеместному осушению. Судя по тому, что поверхность террасы интенсивно застраивается, начиная с VII—VI вв. до н.э. (Ольвия), она осушилась примерно 2800—3000 лет назад. Специальные расчеты, проведенные на базе детальных археолого-геоморфологических исследований в Херсонесе (Западный Крым) [14] и Ольвии (Бугский лиман) [16], позволили установить, что в III—I вв. до н.э. уровень моря был ниже современного минимум на 4—6 м, а в I в. н.э. понизился, возможно, до 9 м.

Понижение уровня моря не сопровождалось уменьшением его солености. Напротив, верхние горизонты прибрежных отложений Черного моря (джеметинские слои, по Е.Н. Невескому) характеризуются преобладанием наиболее стеногалинных для Черного моря видов: *Divaricella divaricata* (L.), *Gafrarium minium* (Mont.), *Pitar rudis* (Poli), *Cardium papillosum simile* Mil.

Кроме того, как показал анализ чешуи кефали из античных раскопок [17], в I в. до н.э. температура моря была несколько выше современной, а соленость примерно такой же, что и сейчас. Во время фанагорийской регрессии очертания берегов Черного моря несколько отличались от современных, особенно в его мелководной северо-западной части, а также в Западном Крыму.

Последующий этап развития Черного моря и наличие на его берегах еще одной голоценовой террасы ("нимфейская", по П.В. Федорову) являются предметом дискуссии. Хотя П.В. Федоров в своей монографии [4] и статьях приводит примеры "нимфейской" террасы (высота ее не превышает 1,5—2,0 м над уровнем моря), мы не находим достаточно обоснованное выделение этого уровня в качестве самостоятельного и созданного "нимфейской" трансгрессией Черного моря (по П.В. Федорову, она имела место примерно в I в. н.э. и была очень кратковременной).

В отличие от древнечерноморской террасы, более низкий уровень встречен лишь в немногих пунктах (район Чаквы — Зеленого мыса и отдельные участки

побережья Болгарии). В тех местах, где фауна в террасовых отложениях присутствует, она имеет вполне современный состав. Исходя из ряда особенностей террасы, Д.А. Лилиенберг [6], изучавший побережье Болгарии, справедливо называет ее современной.

Серьезные сомнения против выделения "нимфейской" террасы высказал Е.Н. Невесский [7], который в ряде случаев наблюдал ее формирование современными штормами, особенно зимними. В самом деле, поверхность "террасы" высотой 1,5–2,0 м легко доступна штормам даже средней силы.

Особенно внушительны результаты шторма 28–29 января 1968 г. [18], когда мареограф в порту Сочи показал подъем уровня в акватории порта на 1,5 м, а высота волн на побережье от Туапсе до Гагры составляла 4–7 м. В течение одной ночи в центральной части Гагры через волноотбойные стены высотой 4 м выброшено на берег огромное количество песка и гальки, из которых образовались пляжи как бы "второго яруса".

Широко известны и последствия зимнего шторма на мысе Пицунда [19]. Следовательно, наличие высоких (1,5–2,0 м) аккумулятивных уровней в одних случаях объясняется динамикой современных волновых процессов. В других случаях, напротив, обнаруживается значительно большая, чем можно было ожидать, древность "нимфейского" уровня. Так, специально проведенные исследования в Западном Крыму, побережье которого изобилует хорошо датированными археологическими памятниками [14], показали, что на некоторых участках побережья низкая терраса (1–2 м), которая должна быть отнесена к "нимфейскому" уровню, является, несомненно, древнечерноморской, поскольку на ней существуют культурные слои и постройки, относящиеся к VII–V вв. до н.э. Наряду с этим тщательное обследование остатков многих античных поселений, расположенных на низких террасах вблизи уровня моря, показало, что они никогда не находились под уровнем моря, превышавшим современный. Все эти факты позволили нам еще несколько лет назад высказать серьезные сомнения в существовании "нимфейской" трансгрессии и созданной ею низкой террасы.

Наиболее детальные исследования позднеголоценовой истории, проведенные в Западном Крыму (особенно в Херсонесе), позволяют предполагать, что низкий ("фанагорийский") уровень моря сохранялся и в течение первых веков нашей эры. Об этом свидетельствуют продолжавшееся до IX в. строительство в районе порта на берегу Карантинной бухты и даже постепенное выдвигание в сторону бухты наземной крепостной стены, а также недавно обнаруженные на дне Карантинной бухты фрагменты построек, предварительно датированные ранне- и средневековым временем [14].

По нашим данным, последний этап черноморской трансгрессии, ее очередной "скачок" начался в X в., т.е. около 1000 лет назад. Поднятие уровня моря происходило весьма интенсивно: в настоящее время в ряде пунктов побережья можно видеть подтопленные фундаменты античных построек, многие из которых оказались под уровнем моря, уходящие под воду развалины стен. Изменилась и конфигурация берегов: так, за время с начала трансгрессии возникла бухта Круглая на Герacleйском полуострове в Западном Крыму.

В течение последнего столетия черноморская трансгрессия значительно замедлилась, о чем свидетельствуют показания футштоков [20] и наблюдения за динамикой берегов и особенно аккумулятивных форм [5].

Последовательные этапы развития голоценовой трансгрессии Черного моря запечатлены в виде подводных абразионных террас в различных участках побережья, а также в торфяных горизонтах Колхидской низменности [10, 21] и лиманов Болгарского побережья [6]. Абсолютные датировки торфа и других органических остатков по  $C^{14}$  позволяют осуществить предварительную корреляцию голоценовых уровней в пределах всего Черноморского бассейна [6]. С наибольшей достоверностью могут быть датированы террасы на глубине 4–6 м (около 2 тыс. лет) и 10–12 м (около 5–6 тыс. лет), а также береговая линия новоевксинского бассейна на глубине 45–55 м (9–10 тыс. лет).

## ABSTRACT

The successive stages in the development of the Holocene transgression of the Black Sea have been imprinted in the form of subwater abrasion terraces found in various sections of the coast as well as in the peat horizons of the Kolkhida lowland and limans of the Bulgarian coast. The absolute dating of the peat and other organic remains by  $C^{14}$  method allow preliminary correlation of the Holocene levels within the whole of the Black Sea basin.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Невеская Л.А.* Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематизация и экология. — Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 1965, 105.
2. *Виноградов А.П., Девириц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г.* Определение абсолютного возраста по  $C^{14}$ . Сообщение 5. — Геохимия, 1968, № 9.
3. *Виноградов А.П., Девириц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г.* Новые датировки позднечетвертичных отложений по радиоуглероду. — Геохимия, 1968, № 10.
4. *Федоров П.В.* Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. М., Изд-во АН СССР, 1963.
5. *Невеский Е.Н.* Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., "Наука", 1967.
6. *Лилиенберг Д.А.* Основные черты геоморфологии и палеогеографии юго-западного побережья Черного моря. — В кн.: Комплексные исследования Черноморской впадины. М., "Наука", 1970.
7. *Архангельский А.Д., Страхов Н.М.* Геологическое строение и история развития Черного моря. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1938.
8. *Федоров Б.П., Шилик К.К.* Погребенная новочерноморская терраса на берегу Бутского лимана. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1968, № 3.
9. *Дзвеля М.Ф.* Геологическое строение Колхидской низменности. — Докл. АН СССР, 1959, 156, № 3.
10. *Нейштадт М.И., Хотинский Н.А., Девириц А.Л., Маркова Н.Г.* Имнатское болото (Грузинская ССР). — В кн.: Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М., "Наука", 1965.
11. *Соколовский И.Л., Волков Н.Г.* Методика поэтапного изучения неотектоники. Киев, "Наукова думка", 1965.
12. *Благоволин Н.С., Смирнова И.П.* Карта падения рек Крыма и ее структурно-геоморфологический анализ. — В кн.: Комплексные исследования Черноморской впадины. М., "Наука", 1970.
13. *Громов В.И.* Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит). — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 64, № 17.
14. *Благоволин Н.С., Щеглов А.Н.* Колебания уровня Черного моря в историческое время по данным археолого-геоморфологических исследований в Юго-Западном Крыму. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1968, № 2.
15. *Островский А.Б.* Регрессивные уровни Черного моря и связь их с перетлублием речных долин Кавказского побережья — Изв. АН СССР, серия геогр., 1967, № 1.
16. *Шилик К.К.* Реконструкция топографии античной Ольвии. — Краткие сообщ. Ин-та археологии АН СССР, 1970, вып. 124.
17. *Бурдак В.Д., Щеглов А.Н.* О промысле рыбы у берегов Тарханкута в античную эпоху. — Рыбное хозяйство, 1965, № 3.
18. *Жданов А.М., Кузьминская Г.Г., Логинов В.Н.* Необычайный шторм на Черном море. — Океанология, 1968, № 4.
19. *Вендров С.Л., Зенкович В.П.* Проблемы исследований и защиты берегов. — Геоморфология, 1970, № 1.
20. *Благоволин Н.С., Победоносцев С.В.* Современные вертикальные движения берегов Черного моря. — Геоморфология, 1973, № 3.
21. *Церетели Д.В.* Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси, "Мецниереба", 1966.

## О НЕКОТОРЫХ ЛИНЕЙНЫХ СТРУКТУРАХ ПРИЧЕРНОМОРЬЯ И ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

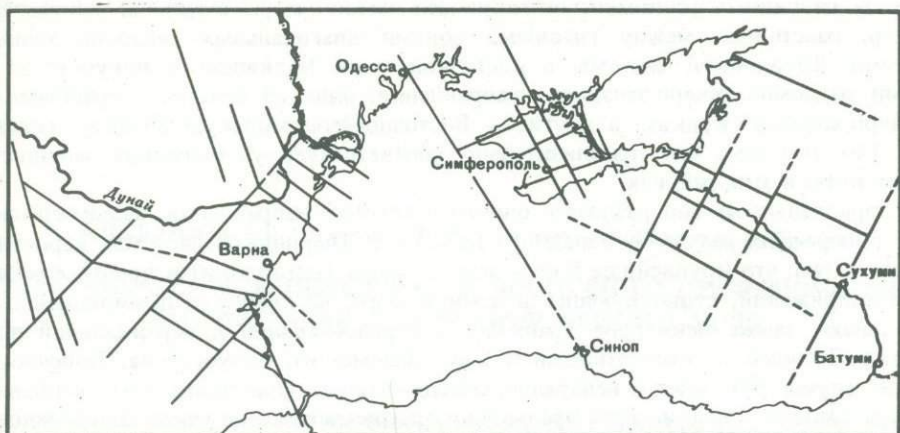
Геологическое строение Черноморской впадины в течение последних лет широко обсуждается большим кругом геологов и геофизиков. Одна из главных причин такого интереса, проявляемого к строению и истории развития этой огромной депрессии, заключается в особенностях ее глубинного строения, установленных по геофизическим данным. Относительно малая мощность земной коры при повышенной мощности ее неконсолидированной части и отсутствии так называемого "гранитного слоя" сразу обратили на себя внимание и стали по-разному интерпретироваться геологами и геофизиками, специалистами самых различных профилей. Океанологи увидели в этих особенностях строения земной коры достаточные основания для того, чтобы считать ее океанической, а Черноморскую впадину относить к реликтам древнего океана [1]. Странники такой точки зрения нашлись и среди геологов, изучающих прилегающие участки суши [2].

Противоположные воззрения на историю развития Черноморской впадины придерживается другая группа геологов, которая считает возможным на данной стадии изученности проследивать через всю акваторию Черного моря основные современные структурно-тектонические элементы прилегающей суши [3].

Представления о глубинном геологическом строении Черноморской впадины были получены в результате изучения рельефа дна и физических полей Черного моря и проведения ГСЗ [1]. Эти данные не позволяют в настоящее время принять ни одну из названных точек зрения. Черное море никак не может ставиться геологами в один ряд с океанами хотя бы уже потому, что мощность осадков в его центральной части превышает 14 км. По этой же причине земная кора под Черным морем не может называться "океанической". Что же касается "реликта", то строение консолидированной части земной коры Черноморской впадины представляется сейчас настолько сложным, что ни о каком "реликте" не может быть и речи. Еще меньше оснований для прослеживания через центральную часть Черноморской впадины современных складчатых областей прилегающей суши. Дело в том, что изученная верхняя часть осадочных отложений центральной части Черного моря, по крайней мере верхние 3–3,5 км, залегает практически горизонтально или очень полого наклонена в сторону осевой части Черноморской впадины, а о строении более глубоких слоев осадочной толщи пока нет никаких сведений.

Одним из путей познания геологического строения Черноморской впадины может быть поиск закономерностей в расположении главных линейных структур и крупнейших блоков земной коры, изученных на прилегающей суше и намечающихся по особенностям строения рельефа дна и физических полей на акватории Черного моря.

Линейность основных структурных элементов и разделение на блоки, по-видимому, не всегда были характерными для земной коры. Но с начала неогена эти особенности ее строения стали, несомненно, одними из самых главных [4–7]. Линейность проявлялась и проявляется в разное время и в различных регионах по-разному. В одних местах — это пологие дуги островов, в других — вытянутые в виде узких полос складчатые области, в третьих — зоны разрывных нарушений. Изучая наиболее типичные и элементарные линейные структуры земной коры —



Принципиальная схема расположения некоторых диагональных разрывных нарушений Причерноморья и Черноморской впадины (по материалам Ек. Бончева, Р. Киокардея и М. Соколеску, Л.Г. Плахотно, А.В. Нетребы, М.Л. Хурина, В.Б. Хомякова и М.Г. Шикунова, Г.В. Осипова, И.Ф. Глумова)

зоны разломов, многие исследователи неоднократно отмечали определенные закономерности в их расположении.

Одним из интересных примеров таких закономерностей могут служить Черноморская впадина и прилегающая к ней территория. Важную роль в формировании современного облика этого региона сыграла система диагональных северо-западных и северо-восточных разрывных нарушений (см. рисунок). Создается впечатление, что именно эта система разломов определила основные линии в очертаниях берегов современного Черного моря и главные черты глубинного строения Черноморской впадины. Обращает на себя внимание тот факт, что Твердицкая [8] и Западно-Кавказская системы разломов образуют бедра треугольника, основанием которого служат складчатые системы Понтид, также ограниченные разломами. Этот треугольник и определяет основные очертания черноморского берега. Вероятно, разделение этого треугольника на две части, между которыми располагается Крымский полуостров, связано с движениями по Главному черноморскому разлому, прослеженному по данным гидромагнитной съемки от Одессы на северо-западе до Синопа на юго-востоке [9], и по предполагаемой зоне разломов, идущей на северо-востоке параллельно общему направлению Южного берега Крыма до Мраморного моря на юго-западе. Основанием для предположения о существовании такой зоны разломов может служить строение поля силы тяжести Черноморской впадины. Эта зона ограничивает с юго-востока Западно-Черноморский, а с северо-запада — Восточно-Черноморский и Анапский максимумы силы тяжести.

Другая интересная особенность разломов этой системы связана с различной ролью северо-западных и северо-восточных разломов в формировании структуры земной коры Черноморского региона. Северо-западные разломы здесь как бы структурообразующие. Параллельно этим разломам, непосредственно прилегая к ним, как правило, развиты пликативные дислокации. В наиболее типичных случаях по ним закладывались геосинклинальные прогибы (Западный Кавказ, Северная Добруджа, Восточные Карпаты, Крайштиды). Северо-восточные разломы, наоборот, обычно лишь разделяют складчатые зоны на части. Особенно характерны в этом отношении поперечные разломы Кавказа [10–12] и Твердицкая система разломов, расчленяющая на блоки Балканиды и частично Мизийскую плиту [8, 13, 14]. Наиболее заметное исключение из этого правила — блок Крымского полуострова, где разломы северо-восточного простирания, очевидно, были структурообразующими, а северо-западные разломы, например такие, как Алуштинский, разделяют важнейшие структурные элементы на отдельные части.

Расположение разломов диагональной системы подтверждает известные идеи К.Ф. Тяпкина о зависимости ширины блоков земной коры от их толщины или,

в случае глубинных разломов, от мощности земной коры в данном районе. Например, расстояние между главными зонами диагональных северо-восточных разломов Твердицкой системы в восточной части Балканского полуострова и зонами разломов северо-западного направления, одни из которых ограничивают с северо-востока Кавказ, а другие — Восточно-Черноморскую впадину, составляет 140–160 км, что приблизительно соответствует учетверенной мощности земной коры в этих районах.

Непараллельность зон разломов одного и того же направления, например системы поперечных разломов Западного Кавказа и Твердицкой системы, вероятно, связана с тем, что крупнейшие блоки земной коры (мегаблоки) в процессе реализации напряжений, существующих в земной коре, не движутся прямолинейно, а испытывают также некоторое вращение в горизонтальной и вертикальной плоскостях. Типичен в этом отношении блок Крымского полуострова. Конечно, в данном случае речь идет о непараллельности главных, принципиальных направлений разломов и, как и во всех предыдущих рассуждениях, не учитываются многочисленные несущественные для намечающейся закономерности отклонения, например такие, как некоторая непараллельность отдельных поперечных разломов Западного Кавказа между собой. Изучение вопроса о времени наибольшей активности перечисленных элементарных линейных систем, располагающихся по периферии Черноморской впадины, может помочь сделать выводы и о возрасте самой впадины. Так, доказанные значительные смещения вдоль этих систем в верхнемезозойское и палеоген-неогеновое время дают основания предполагать, что с этим же временем связаны и наиболее интенсивные блоковые движения, сыгравшие важнейшую роль в образовании Черноморской впадины.

#### ABSTRACT

The Black Sea cannot be put on the same footing as the oceans because the thickness of its sediments in the central part is more than 14 km. On the other hand, at present the structure of the consolidated part of the Earth's crust of the Black Sea basin is so complicated that this basin cannot be classified among the relicts of the ancient ocean.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гончаров В.П., Непрочнова А.Ф., Непрочнов Ю.П. Геоморфология дна и глубинное строение Черноморской впадины. — В кн.: Глубинное строение Кавказа. М., "Наука", 1966.
2. Милановский Е.Е. Проблема происхождения Черноморской впадины и ее место в структуре альпийского пояса. — Вестн. МГУ, 1967, № 1.
3. Николаев П.Н. Тектоника Черноморской впадины. — Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, 1970, № 11.
4. Белькова Л.Н., Огнев В.Н. Тектоника и метаморфизм. — Вестн. ЛГУ, 1970, № 6.
5. Муратов М.В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития. — Геотектоника, 1970, № 2.
6. Павловский Е.В. Ранние стадии развития земной коры. — Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 5.
7. Шейнманн Ю.М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли. — Геотектоника, 1970, № 4.
8. Бончев Ек. Заметки об основных разломных структурах Болгарии. — В кн.: Трудове върху геологията на България, серия стратигр. и тектоника, II. София, 1961.
9. Маловицкий Я.П., Углов Б.Д., Осипов Г.В. Геомагнитное поле Черноморской впадины. — Геофиз. сб., вып. 32. Киев, 1969.
10. Шарданов А.Н. Тектоническое строение Северо-Западного Кавказа. — Труды Краснодар. филиала ВНИИнефть, вып. 3. Л., "Недра", 1960.
11. Хаин В.Е., Афанасьев С.Л., Борукаев Ч.Б., Ломизе М.Г. Основные черты структурно-фациальной зональности и тектонической истории Северо-Западного Кавказа (в связи с перспективами нефтегазоносности). — В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа. Труды Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ за 1959–1960 гг., № 3. М., Гостоптехиздат, 1962.
12. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
13. Бончев Ек. Проблема на българската геотектоника. София, "Техника", 1971.
14. Бончев Ек., Савов С., Чаталов Г. Върху блокового разчленяване на Странджанския антиклинорий. — Изв. ГИ при БАН и КГ, серия геотект., 1969, 18.

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ВОСТОЧНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ АКВАТОРИИ ЧЕРНОГО МОРЯ

В последние годы степень изученности Восточного Причерноморья существенно возросла в результате выполнения крупно- и среднемасштабных геологических съемок в обнаженной части Кавказа, структурно-картировочного и глубокого бурения, многочисленных геофизических исследований по периферии Кавказа и на прилегающих закрытых территориях. Значительный объем геолого-геоморфологических и геофизических работ проведен на прилегающей части Черного моря. Эти новые данные позволяют выполнить более обоснованное тектоническое районирование всего региона в целом, которое отличается от более ранних тектонических схем не только детальностью, но и рядом новых принципиальных разработок. В отличие от ранее проведенных исследований подобного рода, базировавшихся в основном на принципах статической тектоники, новый вариант тектонического районирования территории основывается на принципах динамической тектоники с выделением тел по структурно-формационным признакам с учетом возраста главной складчатости.

Геосинклинальная система Большого Кавказа образует северную ветвь альпийского геосинклинального пояса Евразии [1]. Северным ограничением ее является краевая часть Скифской эпипалеозойской платформенной системы с Западно-Кубанским и Терско-Каспийским краевыми прогибами и Адыгейско-Карачаевским краевым массивом. Южнее, через прилегающую часть акватории Черного моря и Закавказскую депрессию, протягивается полоса крупных погребенных массивов, разделяющая складчатые системы Большого и Малого Кавказа [2, 3]. От мезозойд антиклинория Горного Крыма альпиды западного погружения мегантиклинория Большого Кавказа отделены периклинальным (поперечным, по В.Е. Хаину [4] и А.Н. Шарданову [5, 6]) Керченско-Таманским прогибом.

В пределах западного погружения Большого Кавказа и смежных территорий выделены основные складчатые системы и тектонические зоны.

1. Складчатая система осевой зоны Большого Кавказа с антиклинориями Псебепско-Гойтхским и Главного хребта.

2. Складчатая система южного склона с Новороссийско-Лазаревским синклинорием и геоструктурными зонами Западной Грузии.

3. Складчатая система северного склона с синклинориями Собербашско-Гунайским и Гузерипльским и антиклинорием Передового хребта, который является поднятием эпипалеозойской Скифской платформы, вовлеченным в поднятие Большого Кавказа в альпийский этап; антиклинорий — основная часть морфологического единого Адыгейско-Карачаевского массива [7].

4. В западной части Грузии, кроме восточного продолжения складчатой системы южного склона, выделены следующие основные геоструктурные зоны: Грузинская глыба, Аджаро-Триалетская складчатая система, Артвино-Болниская глыба и Локско-Карабахская пологоскладчатая система [8, 9]. К складчатой системе южного склона также относятся: антиклинальная зона Ахцу-Кацирха, ограничивающая с юга Новороссийско-Лазаревский синклинорий, Гагра-Джавская, Чхалта-Лайлинская, Местия-Тианетская и Казбекско-Лагодехская зоны и Адлерская тектоническая депрессия (краевая зона Грузинской глыбы).

*Складчатая система северного склона.* Северное крыло мегантиклинория Большого Кавказа отвечает в современной структуре складчатой области крупному Собербашско-Гунайскому синклинирию. Последний сложен карбонатно-терригенной формацией верхней юры мощностью до 1 км и флишоидными формациями мела мощностью 4—4,5 км и сочленяется с Псебепско-Гойтхским антиклинорием по флектуре с разрывом. Северное крыло синклиниория ограничено Ахтырской шовной зоной. В пределах синклиниория выделяются Азовская, Абинская и Тхамахинская антиклинальные зоны. Тип складчатости — промежуточный.

Восточным продолжением Собербашско-Гунайской зоны в складчатой системе северного склона является Гузери́пльский синклинирий, расположенный севернее антиклинория Главного хребта.

Большую часть северного крыла Кавказа в междуречье Кубань — Белая образует Адыгейско-Караचाевский массив, основной частью которого является антиклинорий Передового хребта. Последний представляет собой крупную зону краевых поднятий Скифской плиты домезозойской (позднегерцинской) консолидации, вовлеченную в альпийское воздымание Большого Кавказа.

*Складчатая система осевой зоны.* Осевое положение на западе складчатой области Большого Кавказа занимает Псебепско-Гойтхский антиклинорий киммерийского заложения. Последний выражен полосой сплошного развития нижнесреднеюрских песчано-глинистых и вулканогенно-осадочных образований общей мощностью около 6 км. Западнее реки Псекупс ее продолжает постепенно сужающаяся полоса развития отложений верхней юры и нижнего мела, трансгрессивно перекрывающих более древние осадки.

Антиклинорию присущи полный тип складчатости и правильная перемежаемость антиклиналей и синклиналей. Наиболее крупными антиклинальными зонами являются Хабльская и Куколовская. Типичны крупные линейные складки сложного гребневидного строения. В осевой части антиклинория преобладают крупные локальные структуры, главным образом сундучного типа, в основном адыгейско-индийского заложения, сформировавшиеся окончательно в аттическую или роданскую фазу.

Восточным продолжением Псебепско-Гойтхского антиклинория является антиклинорий Главного хребта, состоящий в пределах рассматриваемой территории из двух крупных поднятий: Чугушского на западе и Софийского на востоке. Зона сложена древними комплексами: геосинклинальным байкальско-каледонским (кристаллические сланцы и гнейсы протерозоя, филлиты нижнего палеозоя), метаморфической серией девона (филлиты, рассланцованные песчаники, конгломераты, эффузивы и мраморовидные известняки), герцинским геосинклинальным (песчаники и глинистые сланцы карбона) и герцинским орогенным (красноцветная моласса нижней перми, известняки и песчаники верхней перми).

*Складчатая система южного склона.* Южнее Псебепско-Гойтхского антиклинория расположена наиболее крупная в складчатой системе южного склона зона — Новороссийско-Лазаревский синклинирий, который протягивается более чем на 200 км, имея ширину до 30—35 км. В составе Новороссийско-Лазаревского синклиниория выделены с севера на юг: Тхабский синклинирий второго порядка, Семигорская антиклинальная зона, Анапско-Агойский синклинирий второго порядка, а также зоны Невеб-Аутлинская, Чвижепсинская и Лазаревско-Кепшская. Тхабский синклинирий второго порядка ограничен с севера и востока Безепским разломом, с юга — Семигорским антиклинорием. Он имеет длину не менее 120 км и ширину от 6 до 20 км и сложен на поверхности толщей карбонатного флиша верхнего мела и терригенными формациями нижнего мела [10].

Семигорский антиклинорий представляет собой наиболее крупный структурный элемент Новороссийско-Лазаревского синклиниория. Он протягивается на 120 км и выражен рядом узких антиклиналей, осложненных взбрососдвигами.

Анапско-Агойский синклинирий соответствует полосе выхода на поверхность мощной серии флишевых формаций верхнего мела и палеогена. Длина зоны сос-

твляет около 140, ширина 8—15 км. Для нее характерны складки резко асимметричного и изоклиального строения с юго-западным наклоном осевой поверхности.

Для расположенных восточнее тектонических подзон Новороссийско-Лазаревского синклиория — Невеб-Аутлинской и Лазаревско-Кепшской — характерен в общем тот же тип полной складчатости общего смятия, что и для расположенных западнее. Большинство складок имеет изоклиальное строение с юго-западным запрокидыванием и осложнено сбросами и надвигами.

Чвижепсинская подзона имеет антиклинорное строение и морфологически отвечает поднятой ступени, разделяющей восточные окончания рассмотренных выше Невеб-Аутлинской и Лазаревско-Кепшской подзон. Размеры ступени 40 x 5 км.

Новороссийско-Лазаревский прогиб отделяется от эпиплатформенной области Грузинской глыбы Кепшским разломом. Расположенная южнее зона Ахцу-Кацирха, представляющая собой горст-антиклиналь адыгейского заложения, сложена в основном осадками карбонатной формации верхней юры и терригенно-карбонатной формации мела.

Адлерская тектоническая депрессия — краевая часть Грузинской глыбы (в пределах Краснодарского края) представляет собой крупную ступень, которая опущена сравнительно с поднятием Ахцу на 2—3 км и сложена верхнемеловыми и третичными субплатформенными образованиями. Для зоны характерны антиклинали коробчатой, редко гребневидной формы и куполовидные брахиформные структуры, разделенные широкими синклиналями. Поздне- и постинверсионная складчатость и гравитация проявились в образовании пологих надвигов и покровов (Воронцовский, Самшитовый и другие покровы).

Восточное продолжение складчатой системы южного склона в пределах Западной Грузии представлено четырьмя зонами: Казбекско-Лагодехской, Местия-Тианетской (флишевой), Чхалта-Лайлинской и Гагра-Джавской. Самой северной является Казбекско-Лагодехская зона, сложенная очень мощной серией нижне- и среднеюрских глинистых сланцев. Она тянется узкой полосой от Верхней Сванетии на восток и на юге надвинута по Мамисонскому надвигу роданского возраста на Местия-Тианетскую (флишевую) зону, которая также полосой тянется на восток от Верхней Сванетии и в свою очередь надвинута на юг по фронтальному роданско-валахскому надвигу флиша. Уровень складчатости во флишевом синклиории по подошве мела находится примерно на уровне моря, но резко воздымается в Казбекско-Лагодехской зоне и полого поднимается по простиранию к западу.

Южнее расположена Чхалта-Лайлинская зона, в которой выступают палеозойские породы (дизская серия) Сванетии. К западу, в Восточной Абхазии, зона выклинивается, а к востоку погружается под флишевую зону или выклинивается, не доходя до нее. Она тоже надвинута на юг (аттическо-валахский Сванетско-Рачинский надвиг). Наиболее южной является Гагра-Джавская зона, развитая на всей остальной площади южного склона от западной границы Грузии; ее протяженность свыше 350 км при ширине около 30 км. Характерной чертой этой зоны считается широкое развитие порфиритовой свиты байоса.

Для всех отмеченных зон складчатой системы южного склона Западной Грузии характерна в основном изоклиальная складчатость полного типа. Реже отмечаются асимметричные антиклиналы значительного размера (10 км и более). Возраст складок изменяется от адыгейско-аттического в Гагра-Джавской и Чхалта-Лайлинской зонах до андийско-роданского в Местия-Тианетской (флишевой).

*Поперечная тектоническая зональность западной части Большого Кавказа.* Наряду с продольной тектонической зональностью, имеющей определяющее значение, на Северо-Западном Кавказе четко проявилась поперечная зональность, связанная с субмеридиальными флексурами и разломами. С востока на запад выделяются: поперечные ступени — Белореченская, Лагонакская, Пшишская, Ново-Михайловская, Северская, Кабардинская и Гладковская; поперечные флексуры — Курджипская, Цицинская, Туапсинская (Ново-Дмитриевская), Геленджикская (Хабльская), Восточно-Крымская, Джигинская.

*Керченско-Таманский периклинальный прогиб*, как и периклинальная Индольская часть Индоло-Кубанского красного прогиба, выполнен мощной толщей (до 6 км) молассовых осадков альпийской орогенной формации.

Олигоцен-плиоценовые осадки Тамани интенсивно дислоцированы и слагают диапировые структуры, в ядрах которых обычно выходят на дневную поверхность майкопские отложения. Диапировые складки образуют десять почти параллельных антиклинальных зон западно-юго-западного и юго-западного простираний, выраженных в рельефе поднятиями.

По Джигинской флекуре область диапировой складчатости от Благовещенской зоны (в западном блоке) отходит к северу от ст. Джигинской (в восточном блоке). Это обстоятельство может свидетельствовать о наличии поперечного разрыва западнее Анапы, являющегося, по-видимому, взбрососдвигом. Анапский выступ следует рассматривать в качестве западной периклинальной части осевой зоны мегантиклинория Большого Кавказа, отделенного от последнего Кальмиус-Джигинским разломом (сдвигом), по которому восточный блок смещен к северу.

Данные морской геофизики дают основание также считать, что погребенное продолжение антиклинория Горного Крыма не прослеживается в море восточнее Феодосийского залива, а Крымский антиклинорий располагается к северу от западного погружения складчатой системы Кавказа, кулисообразно к ней.

### Грузинская глыба

Грузинская глыба представляет собой межгорный массив палеозойской консолидации с пологой складчатостью мезокайнозойского чехла. Глыба подразделяется на зоны.

В *Дзирульской зоне* поднятия, расположенной в восточной части описываемой территории, палеозойский фундамент выступает на поверхность, слагая Дзирульский кристаллический массив, по строению весьма схожий с антиклинорием Главного хребта. Складчатость здесь преимущественно промежуточного типа с асимметричными антиклиналями, с более крутым южным крылом. Возраст складок адыгейско-штирийский.

Западнее массива расположена *Западная зона* погружения, в которой мощность неогеновой молассы меньше, но четвертичные отложения занимают большую площадь. Наряду с этим здесь выступают меловые и палеогеновые отложения. В зависимости от преобладания тех или иных пород различаются следующие подзоны (с запада на восток): Гудаутская (оконечность молассового синклинория, срезанного берегом моря), Самурзаканская (узкая пологоскладчатая моноклираль неоген-палеогеновых пород, примыкающая к Гагра-Джавской зоне), Одишская (широкий и пологий синклинорий, окаймленный надразломными брахиантиклиналями) и Колхидская (область широкого развития четвертичных морских и континентальных отложений), занимающая всю низменную часть Западной Грузии. Складчатость в указанных подзонах промежуточного, реже прерывистого (в Колхидской подзоне) типа.

К северу и северо-западу от Дзирульской зоны поднятия располагается *Окриба-Хреитская зона*, охватывающая подзоны поднятия горы Асхи — Окрибскую, Хреитскую (антиклинорий) и Рача-Лечхумскую (синклинорий). Для зоны в целом характерны складки, в основном слабоасимметричные и симметричные ларамийско-пассаденского (в подзоне г. Асхи) и адыгейско-аттического возраста.

### Аджаро-Триалетская система

Аджаро-Триалетская система органичивается с юга Грузинскую глыбу. Это геосинклинальная, линейно-складчатая структура, наложенная на единую палеозойскую Закавказскую плиту в конце нижнего мела, с широким развитием меловых и палеогеновых вулканогенно-осадочных пород. Система делится на три зоны: северную, центральную и южную. В свою очередь в северной зоне различаются две подзоны: Гурийская, большей частью сложенная молассовыми неоген-четвертичными

отложениями, и Чаква-Саирмская, не имеющая таких отложений. Южная зона также состоит из подзон: Ахалцихской, с широким развитием континентальных отложений неогена, и Аспиндза-Манглисской, в которой отложения моложе олигоцена отсутствуют. Для северной зоны наиболее характерны резко асимметричные антиклинали с северной виргенцией. Тип складчатости в зоне полный. Возраст складок ларамийско-роданский.

*Артино-Болнисская глыба* вклинивается между Аджаро-Триалетской и Малокавказской складчатыми системами. Это межгорный массив палеозойской консолидации с кристаллическим фундаментом, подобным фундаменту Грузинской глыбы. Фундамент обнажен восточнее описываемой территории вместе с покрывающими мезозойскими и эоценовыми вулканогенно-осадочными породами. Для зоны характерны прерывистая складчатость. Локальные складки брахиформного типа роданско-валахского возраста.

*Локско-Карабахская пологоскладчатая зона Малого Кавказа* сложена нижнеплиоценовыми лавами, дислоцированными на описываемой территории в широтно-вытянутую антиклиналь. Тип складчатости в зоне прерывистый. Локальные структуры (Гек-Тапинская и др.) пологие, как правило симметричные, по возрасту роданско-валахские.

### Впадина Черного моря

По современным данным в составе Черноморской мегавпадины выделяются три основные зоны: центральная, промежуточная и периферийная. Центральная зона характеризуется сильно сокращенной мощностью земной коры и отсутствием гранитного слоя (по данным ГСЗ). Промежуточная зона отличается появлением и увеличением мощности гранитного слоя в сторону материка и расчленением поверхности фундамента на ряд крупных поднятий и впадин [11]. Периферийная зона восточной части Черноморской мегавпадины представляет собой внешнюю полосу, в пределах которой оказались вовлеченными в сравнительно молодое опускание участки альпийской складчатости Северо-Западного Кавказа и Грузинской глыбы.

Особенности рельефа дна Черного моря связаны с наиболее крупными тектоническими элементами окружающей суши [12–14]. На рассматриваемой части моря выделяются основные формы рельефа дна: материковая отмель, материковый склон и глубоководное ложе моря.

Материковая отмель у Кавказского побережья располагается в 3–12 км от берега (к западу от Анапы до 20–40 км), и почти повсеместно край ее отмечается изобатой 100 м. Исключение составляет Гудаутская банка, где переход к материковому склону происходит постепенно на глубине 400–500 м. Однако на глубине порядка 100 м здесь прослеживаются уступы, являющиеся, по-видимому, погруженной под уровень моря древней береговой линией [15, 16].

*Область альпийской складчатости Северо-Западного Кавказа, погребенная под водами Черного моря.* Судя по особенностям сейсмической записи и характеру флишевых образований на берегу, в пределах материковой отмели и сравнительно крутого материкового склона на дне моря развиты такие же осадки верхнемелового-палеогенового возраста. На участках перехода от материкового склона к абиссальной равнине Черного моря зафиксированные исследованиями МОВ поднятия интерпретируются как большие линейные складки (горст-антиклинали), сложенные верхнемеловыми-палеогеновыми отложениями, размытыми в сводах и местами перекрытыми более молодыми осадками.

В изученной региональными сейсмическими исследованиями прикавказской части Черного моря выделяется большое количество различных по характеру тектонических нарушений, по-разному проявляющихся на материалах МОВ. Основные из них выделены по резкой смене волновой картины. Многие разрывные нарушения опознаются на временных разрезах по смещению записи опорных отражающих границ и по другим признакам. При трассировании тектонических нарушений по материалам МОВ использовались данные и других методов (батиметрия, ГСЗ, магнитометрия), учитывалось геологическое строение прилегающей

суши. Выделяемые на суше в пределах Северо-Западного Кавказа флексуры (разломы в фундаменте), обуславливающие поперечную зональность, имеют свое продолжение в море в виде глубоких протяженных подводных долин. Некоторые из них удастся выделить на профилях МОВ по резкой смене волновой картины на связующих профилях, по изменению положения в разрезе недислоцированных осадков и их мощности, а также по смене простираний складок в плане.

В прикавказской части Черного моря выделяются следующие тектонические зоны:

- а) морское продолжение складчатых образований Северо-Западного Кавказа;
- б) морское продолжение Грузинской глыбы;
- в) область глубоководной депрессии Черного моря.

Морское продолжение альпийских складчатых образований Северо-Западного Кавказа охватывает площадь почти 10 000 км<sup>2</sup>, достигая ширины 50–60 км в районе Геленджик – Туапсе и протяженности порядка 250 км. Со смежной глубоководной депрессией Черного моря эта область имеет тектоническую границу, выраженную в виде Восточно-Черноморской шовной зоны. На юго-восток последняя продолжается в Гагра-Мухорскую шовную зону. Продолжение Восточно-Черноморской шовной зоны к западу от меридиана Новороссийска пока не выяснено. В рассматриваемой части Черного моря установленная по материалам МОВ Восточно-Черноморская шовная зона находит отражение и в магнитном поле, ограничивая с северо-востока Крымско-Аджарский магнитный максимум. Восточно-Черноморский шов следует рассматривать как южную тектоническую границу Крымско-Кавказской альпийской геосинклинали в периоды ее заложения и максимального развития.

Современная зона альпийской складчатости в пределах Черного моря включает продолжение складчатых образований Новороссийско-Лазаревского синклиория и, возможно, другие тектонические зоны, юго-западной границей которых служит Восточно-Черноморская шовная зона. В прибрежной полосе шириной 10–20 км, на участках материковой отмели и склона, на дне моря обнажаются смятые в складки флишевые образования верхнего мела и палеогена, аналогичные развитым на берегу. Антиклинальные линии и отдельные антиклинали, отмечающиеся в береговой полосе и срезанные берегом моря (Борисовская, Дообская, Усть-Пшадская, Бытхинская и др.), прослеживаются в пределы акватории на 3–5 км и более.

К юго-востоку, в районе Сочи – Адлер, мел-палеогеновые отложения сменяют осадки миоцена. Во внешней части материкового склона, в области его перехода к абиссальной равнине, развиты крупные линейные складки, ядра которых сложены в основном образованиями мела и палеогена. Они имеют простирания, близкие к общекавказскому, лишь изредка незначительно изменяя его. Длина антиклиналей достигает 20 км и более, а ширина 3–5 км. Большинство из них выражено в рельефе дна. В северо-западном направлении эта выраженность ослабевает и складки перекрываются плащом недислоцированных неогеново-четвертичных осадков. Отмечаемые материалами МОВ значительные мощности последних в глубоководной котловине Черного моря свидетельствуют о том, что область альпийской складчатости в этот период была резко приподнятой по Восточно-Черноморскому шву и служила источником обломочного материала.

К югу от Гагры в прибрежных участках моря по материалам МОВ выделяются участки морского продолжения Гудаутской и Самурзаканской тектонических подзон Грузинской глыбы, представляющие собой структурно-приподнятые участки земной коры. Эти участки разделяются широкой зоной тектонических нарушений антикавказского простирания. Зона нарушений проявляется в магнитном поле в виде резкого изменения простираний магнитных аномалий и в характере современного рельефа дна Черного моря. На материалах МОВ зона нарушений отмечается утратой выразительности записи отражающих границ и резким увеличением в ее пределах мощности мел-палеогеновых осадков. Существенное влияние на формирование современного тектонического плана прикавказской части Черного моря оказали также подвижки по нарушениям антикавказского

простирается в зоне, ограничивающей Гудаутский участок с северо-запада. По материалам МОВ здесь фиксируются большие смещения мезокайнозойских образований, обусловленные различной тектонической природой смежных блоков.

Морское продолжение Колхидской тектонической подзоны представляет собой наиболее погруженный участок Грузинской глыбы, выполненный третичными осадками большой мощности. Имеющиеся в ограниченном объеме данные МОВ позволяют предполагать продолжение ее и расположенной южнее складчатой системы Аджаро-Триалет в море.

Северо-Западный Кавказ и Западная Грузия, характеризующиеся наличием благоприятных структурных форм, нефтегазопроизводящих глинисто-карбонатных, трещинно-гранулярных и карбонатных коллекторов в юрско-меловом разрезе, представляют собой области, перспективные для поисков месторождений нефти и газа. Особенно выделяется прибрежная зона шириной до 20 км между Геленджиком и Архипо-Осиповкой. Она характеризуется развитием крупных линейных складок широтного и юго-западного простираний, а антиклинальные линии их прослеживаются, как отмечено выше, в акватории. Суммарная песчанность нижнего мела в Геленджикско-Архипо-Осиповской зоне превышает 200 м. Залежи газа выявлены в меловых отложениях в непосредственной близости от моря на Дообской, Прасковеевской и других площадях. В зоне перспективных поднятия Семигорского антиклинория и складки береговой полосы (Дообская, Семисамская и Борисовская).

В Западной Грузии главные перспективы поисков нефти и газа связаны с карбонатными коллекторами мела и верхней юры, а также трещинно-гранулярными коллекторами более древних комплексов. Наибольший практический интерес эти отложения представляют в Колхидской и Самурзаканской тектонических зонах, где мощность коллекторов превышает 1 км. Здесь отмечается ряд перспективных структур в Мингрелии (Абедатская, Накалакская, Экская) и Абхазии (Кодорская, Ингурская, Гальская, Очамчирская и др.). Перспективы нефтегазоносности прикавказской части Черного моря рассматриваются в тесной связи с перспективностью сухопутного обрамления.

Материалы региональных сейсмических исследований в прикавказской части Черного моря показали, что в области морского продолжения складчатой системы Северо-Западного Кавказа отмечается большое количество локальных поднятий. Прибрежная часть этой зоны шириной до 15 км сложена осадками палеогена — мела, которые, судя по береговым данным, имеют значительную мощность и, видимо, также перспективны для поисков нефти и газа. Образование нижнего мела, содержащего на суше промышленные залежи газа в непосредственно примыкающей морской части, можно расценивать как наиболее перспективные.

Наличие в пределах морского продолжения Колхидской, Гудаутской и Самурзаканской подзон Грузинской глыбы крупных поднятий в перспективных для Западной Грузии отложениях и сравнительно небольшие глубины моря выдвигают эти районы в число первоочередных объектов для нефтегазопроисковых работ. Значительные скопления нефти и газа здесь могут быть обнаружены в меловых и нижнетретичных осадках в диапазоне глубин порядка 1500—4000 м.

В целях более достоверной интерпретации морских геофизических данных и прогнозирования нефтегазоносности в пределах Восточно-Черноморского шельфа целесообразно бурение ряда параметрических скважин, в первую очередь на морских площадях севернее Анапы, южнее мыса Дооб и на Гудаутском поднятии.

Для комплексного изучения тектонической природы Черного моря и перспектив его нефтегазоносности необходимо активное проведение и других разведочных работ (гравимагнитных, электроразведочных, исследований ГСЗ, подводного геологического картирования и т.д.).

## АБСТРАКТ

The data provided by the regional seismic investigation into the near-Caucasian part of the Black Sea revealed a great number of local uplifts in the area of the sea continuation of the folded system in the North-Western Caucasus. The formation of the Lower Cretaceous containing commercial resources in the land immediately adjoining the marine part can be considered to be most promising.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Хаин В.Е. Положение Кавказа в альпийском геосинклинальном поясе Евразии и его соотношение к смежным складчатым сооружениям (по новым данным). — Вестн. МГУ, серия геол., 1964, № 4.
2. Белоусов В.В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Ч. I. Юра и нижний мел. М., ОНТИ, 1938.
3. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1962.
4. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального и Западного Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя. — Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 4.
5. Шарданов А.Н. Тектоническая карта Краснодарского края. — В кн.: Вопросы тектоники нефтегазоносных областей. М., Изд-во АН СССР, 1962.
6. Шарданов А.Н. Тектоника Западного Предкавказья и Северо-Западного Кавказа. — Труды Краснодар. филиала ВНИИнефть, вып. 17. Л., "Недра", 1966.
7. Дьяконов А.И., Байдюв Ф.К., Кузьменко Ю.Д. Типы локальных структур геосинклинальной и переходной областей (на примере западного окончания Большого Кавказа). — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 5. Принципы тектонического районирования. М., "Наука", 1972.
8. Гамкрелидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. — Геотектоника, 1966, № 3.
9. Гамкрелидзе П.Д., Цагарели А.Л. Основные черты и этапы структурного развития Кавказского перешейка в альпийском цикле. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3. М., "Наука", 1968.
10. Дьяконов А.И. Фациальные особенности нижнемеловых отложений Южного склона Северо-Западного Кавказа в связи с перспективами нефтегазоносности. — Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка, 1963, № 11.
11. Авдулов М.В. Строение земной коры Кавказа и Крыма по результатам геофизических исследований. — Геотектоника, 1969, № 2.
12. Гончаров В.П., Непрочнова А.Ф., Непрочнов Ю.П. Геоморфология дна и глубинное строение Черноморской впадины. — В кн.: Глубинное строение Кавказа. М., "Наука", 1966.
13. Непрочнов Ю.П. Результаты глубинного сейсмического зондирования на Черном море. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962.
14. Непрочнов Ю.П., Москаленко В.Н. Сейсмические исследования строения Черноморской впадины в прибрежной зоне между Сочи и Гудауты по сейсмическим данным. — Геотектоника, 1969, № 3.
15. Маловицкий Я.П., Бокун Ф.А., Бокун В.В. Новые данные сейсморазведки МОВ о геологическом строении континентального склона и глубоководной впадины акватории Черного моря. — В кн.: Вопросы геологии и нефтегазоносности Кавказа и Предкавказья. М., ЦНИИТЭнефтегаз, 1963.
16. Маловицкий Я.П., Бокун Ф.А., Мартынова Г.П. Новые данные о геологии морского продолжения Северо-Западного Кавказа. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1963, № 7.

## ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ КАЗАХСТАНСКОГО ШЕЛЬФА КАСПИЯ

Рассматривается часть шельфа Казахстана, охватывающая акваторию восточной части Среднего Каспия. На акватории Среднего Каспия проведен значительный по объему комплекс геофизических исследований.

Результаты геолого-геофизических работ и бурения последних лет свидетельствуют о высоких перспективах поисков и разведки месторождений нефти и газа, аккумулярованных в структурах Южного Мангышлака и прилегающей акватории Каспийского моря, на которой продолжают действовать структурные элементы, являющиеся зонами нефтегазонакопления на суше. Исследованная акватория относится к эпигерцинской платформе юга СССР. В ее пределах этап геосинклинального развития закончился в конце палеозойского времени. Фундаментом для эпигерцинской платформы служат в основном метаморфизованные и значительно дислоцированные палеозойские образования.

Эпигерцинская платформа имеет трехъярусное строение: к нижнему структурному ярусу относятся отложения палеозойского фундамента, к среднему — переходный комплекс пермо-триаса и к верхнему — осадочный чехол мезокайнозойского возраста. На территории Южного Мангышлака основным нефтегазоносным комплексом, с которым связываются прогнозные запасы нефти и газа, являются отложения юрского возраста, поэтому понятен интерес ко всем новым сведениям о строении структурного комплекса юрского возраста.

Проведенные за последнее десятилетие на акватории восточного побережья Среднего Каспия геофизические работы позволили представить в основных чертах геологическое строение района по меловым и юрским отложениям (структурно-тектоническое районирование проведено по схеме Я.П. Маловицкого).

На восточном шельфе Среднего Каспия, по результатам работ Геленджикского отделения, выделяются следующие структурные элементы: западное морское продолжение Тюб-Караганского вала, западная морская периклиналь Беке-Башкудукского вала, на котором выделены структуры Сегендымысская, Скалистая, структура Аралда-море, расположенная на самой западной части периклинали. Это поднятие рассматривается как следствие ступенчатой ундуляции шарнира Беке-Башкудукского вала. Особенности строения этой складки — ее удлиненная форма, совмещаемость структурных планов по горизонтам эоцена, готерива, бата, увеличение с глубиной амплитуды и крутизны крыльев — позволяют отнести эту складку к унаследованным структурам. Таким образом, эта структура имеет признаки, характерные для складок Мангышлака, а именно линейность при четкой унаследованности структурных планов на различных стратиграфических уровнях.

Новым элементом тектонического строения Беке-Башкудукского вала являются зоны нарушения, выделенные по характерным признакам. Протяженность их по отложениям юрского возраста 40—50 км. Зона нарушений осложняет сводовую часть морского продолжения Беке-Башкудукского вала, имеет характер сброса и обуславливает ступенчатое опускание южного крыла с образованием блока в центральной части. Важно указать, что это нарушение также выделено по данным электроразведки.

Нарушения сводовой части Беке-Башкудукского вала находятся в полном соот-

ветствии с характеристикой антиклинальных зон Мангышлакской системы дислокаций на суше, выявленной на основании анализа всех геолого-геофизических материалов Мангышлака и, главным образом, бурения.

На Беке-Башкудукском валу на суше известны значительные скопления нефти и газа, которые не могли сохраниться из-за глубокого эрозионного среза. На морском продолжении этого вала, в его западной периклинали, кровля юры опущена почти на 2 км, и, таким образом, над перспективными нефтесодержащими отложениями имеются мощные покрывки. Поэтому перспективы западного морского продолжения Беке-Башкудукского вала являются в достаточной степени высокими. То же относится и к Тюб-Караганскому валу. На запад, в пределы моря, кровля юры заметно погружается, и не исключено, что на далекой периклинали могут быть обнаружены локальные структурные формы, благоприятные для образования промышленных скоплений нефти и газа.

Зона морского продолжения Тюб-Караганского и Беке-Башкудукского валов, погружаясь, плавно переходит в Сегендыкскую депрессию, которая на основании структурно-тектонического районирования относится к другой крупной тектонической области — Южно-Мангышлакскому прогибу. О глубинном строении морской части Сегендыкской депрессии можно строить предположения лишь в региональном плане исходя из степени ее изученности.

Сегендыкская депрессия почти полностью располагается на акватории Среднего Каспия, за исключением крайней восточной части, расположенной на прилегающей суше. Северный борт Сегендыкского прогиба представляет интерес с точки зрения перспектив нефтегазоносности в связи с возможным обнаружением стратиграфических ловушек, образованных при выклинивании отдельных комплексов. Южнее Сегендыкский прогиб сочленяется с крупным Песчаномысским блоком, большая часть которого располагается на суше.

Песчаномысский блок представляет собой крупное поднятие изометричной формы, имеет довольно большие размеры и сравнительно малые амплитуды (20—30 м). Свод Песчаномысского поднятия располагается в прибрежной части мыса Песчаного. Это поднятие осложняется рядом локальных структур также изометричной формы: Оймашинской, Жагинской, Песчаномысской, Ащисорской. Форма и размеры их на разных стратиграфических уровнях меняются. Геологоразведочными работами установлено несоответствие структурных планов по различным горизонтальным платформенного чехла, что многие исследователи связывают со сложными условиями формирования блока. Палеотектонические построения свидетельствуют о кратковременном процессе унаследованного развития. Сложное строение блока связывается со специфическим строением фундамента.

Новые геолого-геофизические данные, полученные на суше и море, позволяют пересмотреть границы Песчаномысско-Ракушечного блока, в состав которого, по данным первых сведений о строении района в 1962—1963 гг., включалась и структура Ракушечная-море. Вопрос заключается в том, что локальные структуры, расположенные к югу и востоку от блока, различаются по структурно-морфологическим особенностям. Так, например, Южно-Карагаинская структура, расположенная на суше к востоку от Песчаномысского блока, представляет собой по подошве неокома брахиантиклиналь. Структура Ракушечная-море, которая ранее также включалась в состав Песчаномысского блока, — антиклинальное поднятие асимметричной формы.

Структура Южно-Песчаная, которая по предыдущим работам также включалась в состав блока, имеет антиклинальную форму и генетически связывается с региональным нарушением Казахского залива. Выделенная в 1971 и уточненная в 1972 г. локальная структура Саржа-море субширотного простирания, расположенная вблизи мыса Песчаного, также по форме, простиранию, генезису отличается от структур поднятия Песчаномысское.

Таким образом, имеющиеся данные позволяют, во-первых, ограничить Песчаномысский блок лишь включением структур, объединенных по морфологическим признакам (Оймашинская, Жагинская, Ащисорская и собственно Песчаномысская); во-вторых, морские локальные структуры — Ракушечная-море, Саржа-море,

морская Западно-Ракушечная, Кендырлинская и структуры, обнаруженные в 1971 г. по юрскому горизонту, — выделить в Южно-Мангышлакскую зону морских локальных поднятий. Перспективы нефтегазоносности Песчаномысского блока в связи со сложным строением невелики на данном этапе.

Южнее, в северной части Казахского залива, выделяется морская зона Южно-Мангышлакских поднятий, где по геофизическим данным прошлых лет выделены крупные хорошо выраженные структуры: Южно-Песчаная, Ракушечная-море, Кендырлинская. С юга эта зона ограничена глубинным разломом, который затухает в западном направлении. Результаты работ последних лет позволили выделить в этой зоне структуры Саржа-море, Западно- и Восточно-Ракушечные, Такмак-море. Этот факт находится в полном соответствии с ранее высказанными предположениями Б.Ф. Дьякова о возможности существования и открытия на Южном Мангышлаке погребенных структур юрского возраста. Большую часть Казахского залива охватывает широкий прогиб, осевая линия которого протягивается в субширотном направлении. В этом же направлении происходит и погружение шарнира.

С востока и юго-востока к прогибу Казахского залива примыкает Карабогазгольский свод, который на этой части акватории характеризуется моноклинальным залеганием осадочной толщи.

Карабогазгольский свод и Центрально-Каспийский свод, охватывающий значительную часть Среднего Каспия, образуют обширный тектонический приподнятый массив. По данным грави- и магниторазведки глубинная структура его значительно отличается от структур ограничивающих массив тектонических зон.

Все структуры Южного Мангышлака и прилегающей акватории Каспия являются высокоперспективными, поскольку эти площади территориально и геологически связаны со Средне-Каспийским промышленно-нефтегазоносным осадочным бассейном, из которого нефть и газ мигрировали на территорию Южного Мангышлака и образовали крупные скопления нефти и газа. Если принять предположения Б.Ф. Дьякова о том, что главные массы нефти и газа мигрировали на территорию Южного Мангышлака в основном из Средне-Каспийского бассейна, наибольшее значение в отношении перспектив поисков нефтяных и газовых месторождений имеет зона морского продолжения Южного Мангышлака, поскольку она располагается на путях миграции углеводородов из Средне-Каспийского бассейна на север к Жетыбай-Узеньской и Беке-Башкудукской зонам нефтегазоаккумуляции. При этом наиболее перспективным в нефтегазоносном отношении является поднятие Ракушечное-море, имеющее значительные размеры и амплитуду около 300 м. Эта локальная структура является первоочередным объектом бурения на акватории восточного побережья Среднего Каспия.

Согласно рассмотренным положениям о пространственном размещении месторождений нефти и газа на Мангышлаке, каждая четко выраженная в юрских отложениях структура, расположенная западнее и южнее Жетыбай-Узеньской тектонической зоны, может оказаться нефтегазоносной. Поэтому большая роль в прогнозировании и оценке перспектив нефтегазоносности отводится погребенным структурам юрского возраста, которые могут оказаться структурными ловушками нефти и газа.

Таким образом, акватория, примыкающая к Мангышлаку, является огромным полем, благоприятным для поисков нефтяных и газовых месторождений. В настоящее время Каспийское море — единственный в Советском Союзе бассейн, где ведется в широком масштабе добыча нефти в море. Если сейчас добыча нефти на Каспии сосредоточена в основном у берегов Азербайджана и Туркмении, то в дальнейшем необходимо начинать бурение на шельфе Среднего Каспия.

#### ABSTRACT

The results of geological and geophysical work and drilling conducted during a few recent years prove promising with respect to search for and prospecting of the deposits of oil and gas accumulated in the structures of the South Mangyshlak and the adjacent water area of the Caspian Sea with the structural elements spreading as the zones of oil-accumulation on land.

## НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ К НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ГОРНОГО КРЫМА

### Неогеновая поверхность выравнивания на Качинско- Курцовском поднятии и коррелятивные ей отложения

Историю развития рельефа Горного Крыма в неоген-четвертичное время можно восстановить лишь при изучении поверхностей выравнивания и соответствующих им коррелятивных отложений, так как именно они в наибольшей мере отражают взаимодействие эндогенных и экзогенных процессов. Одной из наиболее ярко выраженных особенностей Горного Крыма является ступенчатое строение его рельефа и плосковыровненный характер водоразделов. Вполне отчетливо здесь можно выделить три поверхности выравнивания, имеющие региональное развитие: две мезозойские, образующие яйлинские плато, и неогеновую, распространенную в предгорье, на территории Качинско-Курцовского структурного поднятия.

Как было показано ранее [1-3], платообразность яйлинских поверхностей в значительной степени могла быть обусловлена их внутренней тектонической структурой, а также денудацией в условиях низкой приморской равнины в эпоху раннего мела. Время и условия образования третьей поверхности довольно точно устанавливаются на основании изучения коррелятивных ей отложений, входящих в состав миоплиоценовых осадочных образований Предгорного и Равнинного Крыма. Поскольку эта поверхность выделяется впервые, нам хотелось бы несколько слов уделить истории ее изучения.

В работе [3] нами была сделана попытка обосновать возраст нижней поверхности выравнивания на Яйле с помощью предположенной М.В. Муратовым [4] абразии сарматского моря. Для выяснения этого вопроса мы изучили литолого-фациальный состав сарматских отложений, развитых в верхней части южного обрыва Внешней гряды. Оказалось, что сарматские конгломераты не содержат обломков верхнеюрских известняков и, таким образом, к выработке этой поверхности не имеют никакого отношения. Помимо этого, изучение литологического состава сарматских конгломератов позволило предположить возможность существования в Горном Крыму другой, совершенно самостоятельной поверхности выравнивания. Об этом свидетельствует состав тех же конгломератов, в преобладающем большинстве состоящих из хорошо окатанной гальки зеленовато-серых песчаников, кремня, кварца, а также нуммулитовых известняков и мергелей, которые происходят в результате разрушения триас-лейасовых, среднеюрских, нижнемеловых, верхнемеловых и палеогеновых отложений, т.е. тех пород, которыми сложено Крымское предгорье на участке Качинско-Курцовского поднятия.

Было также установлено, что по направлению к северо-востоку состав конгломератов несколько изменяется. Например, в районе Симферополя преобладают гравийно-галечные кварцево-песчаниковые конгломераты и гравийники. Полное отсутствие в их составе галек из верхнеюрских известняков Яйлы позволило предположить, что в начале неогена область Главной гряды не подвергалась интенсивной эрозии и денудации и если не находилась уже под уровнем моря, то была

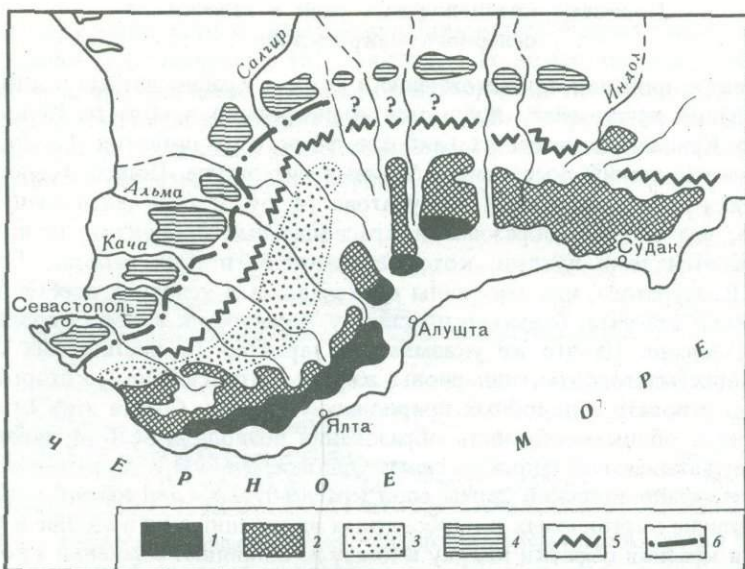


Рис. 1. Поверхности выравнивания Горного Крыма

1 – юрская поверхность выравнивания на Яйле (верхнее плато); 2 – раннемеловая поверхность выравнивания (нижнее плато); 3 – неогеновая поверхность выравнивания на Качинско-Курцовском поднятии; 4 – плиоценовая полигенетическая поверхность выравнивания в пределах Внешней куэстовой гряды; 5, 6 – Внутренняя и Внешняя куэстовая гряды соответственно

приподнята над его поверхностью на относительно небольшую высоту. Больше того, распространенные в ряде мест на нижнем плато Чатырдага кварцево-песчанниковые гравийники в понижениях закарстованного известнякового рельефа, по-видимому, образовались путем сноса обломочного материала с территории расположенного рядом Качинско-Курцовского поднятия. Состав юрских конгломератов, которыми сложено это поднятие, близок к составу отмеченных гравийников, что позволяет, таким образом, видеть между теми и другими непосредственную связь [5].

Преобладание преимущественно мелких кварцевых обломков размером 5–10 мм и единичных галек до 25–30 мм в сарматских конгломератах района Симферополя свидетельствует о том, что скорость водных потоков, переносивших обломочный материал, была незначительной, а денудированная суша располагалась невысоко над уровнем моря. Интересно отметить, что в сторону широких водоразделов мощность конгломератов уменьшается и они постепенно замещаются фациально пудинговыми известняками. Это говорит в пользу того, что в сарматский век основные речные долины уже существовали и по ним происходил транзитный сток обломочного материала с денудированной суши.

Описанные условия без существенных изменений, видимо, продолжались до начала плиоцена. К этому времени на Качинско-Курцовском поднятии уже сформировалась обширная поверхность выравнивания и возникли консеквентные речные долины. В настоящее время эта поверхность располагается на высоте 550–750 м над уровнем моря. Несмотря на то что за последующий плиоцен-четвертичный отрезок геологического времени она испытала значительное расчленение овражно-балочной и долинной сетью, плоские поверхности водоразделов и сейчас образуют единый уровень.

Поднятия плиоцен-четвертичного периода привели к значительной инверсии рельефа: районы Главной гряды, где прежде господствовала аккумуляция и формировалась красноцветная кора выветривания, испытали теперь максимальное поднятие и стали основным районом эрозии и денудации. Предгорья, и в том числе Качинско-Курцовское поднятие, были подняты на меньшую высоту и превратились в полого наклоненный к северо-западу склон Главной гряды (рис. 1).

## Проблема красноцветных глин и галечников северного макросклона

Условия формирования, происхождение и возраст красноцветных континентальных образований лучше всего поддаются расшифровке в области Равнинного и Предгорного Крыма, т.е. в местах наиболее полного их развития. Геологической природе этих отложений посвящена обширная литература. Полная геологическая характеристика дана в работах М.В. Муратова [4, 6]. В этой связи следует лишь подчеркнуть, что условия образования красноцветных продуктов, по-видимому, не исчерпываются теми путями, которые намечены в этих работах. Бесспорно указание М.В. Муратова, что эти глины образовались в условиях переменного-влажного и жаркого климата, близкого по своему характеру к климату современных тропических саванн. На это же указывает и характер фаунистических остатков млекопитающих (мастодонты, гиппарионы, жирафы, страусы и др.), которые только и могли существовать в подобных природных условиях. Состав этих отложений, их характерный облик и общность образования позволили М.В. Муратову выделить их в так называемую таврскую свиту. Одновременно М.В. Муратов указывает, что в разрезе толщи таврской свиты слои красно-бурых глин имеют подчиненное значение. Наличие марганцевых и карбонатных включений в их подошве и характер исчезновения красной окраски кверху и книзу не оставляют сомнений в почвенном происхождении этих образований.

Однако наряду с глинистыми прослоями, которые можно бесспорно отнести к ископаемым почвам, существует много разновидностей красноцветных образований, которые могут принадлежать к другим генетическим типам. Прежде всего среди них значительное место занимают более грубоскелетные красноцветные суглинки с включениями известнякового щебня и гравия, которые можно было бы отнести к делювиальному генетическому типу. Несомненно также присутствие красно-бурых глин, тесно связанных с песками и гравийниками, происхождение которых можно связать с пролювиальными процессами. Одни из них, по-видимому, полностью испытали переработку почвообразовательными процессами, другие (делювиальные и пролювиальные) могли быть лишь в слабой степени или вообще не затронуты почвообразованием.

Недостаточно отчетливо определен, на наш взгляд, возраст красно-бурых таврских глин. Там, где они залегают непосредственно на понтических известняках, нижний возрастной рубеж их образования определяется временем не ранее конца понтического века; в тех же местах, где они налегают на меотические, сарматские и более древние отложения, возраст их может быть и старше. Если принять во внимание, что территория Горного Крыма подверглась континентальной денудации уже несомненно в миоцене и, вероятно, еще ранее, то накопление красно-бурых продуктов выветривания и почвообразования могло осуществляться и ранее плиоцена. Это особенно важно отметить для районов Главной гряды, где на поверхности закарстованных известняковых массивов Караби, Долгоруковской и Демерджи-яйлы и сейчас встречаются местами красно-бурые глины. Сказанное позволяет сделать вывод, что предложенный М.В. Муратовым возраст красно-бурых глин не вмещается в рамки таврской свиты (верхний понт и киммерий) и должен быть для районов Предгорного и Горного Крыма расширен по крайней мере до начала миоцена. К такому же выводу пришел на основании геохимических исследований красноцветов Южного Крыма В.В. Добровольский [7]. В частности, он считает, что красноцветная кора выветривания Горного Крыма сформировалась в ландшафтно-геохимических условиях влажных тропиков (субтропиков) в эпоху, предшествовавшую образованию красноцветов таврской свиты. Процессы гумидного гипергенеза совершались здесь на протяжении миоцена (а может быть, и в более отдаленное время вплоть до палеогена) и закончились к началу плиоцена. В среднем плиоцене, по мнению В.В. Добровольского, процессы гипергенеза приобретают уже отчетливо выраженный аридный характер.

Большой интерес представляет также вопрос о путях накопления красноцветных глинистых образований в пределах Равнинного Крыма. По мнению ряда ис-

следователей, красноцветные образования Равнинного Крыма имеют аллохтонное происхождение. Е.С. Мичурина [8] связывает их возникновение с разрушением карстовыми и эрозионными процессами известняков на Яйле и рассматривает их как переотложенную красноцветную кору. В.В. Добровольский [7] объясняет их возникновение процессами размыва и переотложения аллитной коры выветривания, развитой на изверженных породах в пределах Горного Крыма. Следует



Рис. 2. Геолого-геоморфологические профили через территорию Горного Крыма  
а – в неогене; б – в настоящее время

отметить, что в формировании красноцветных глинистых образований Равнинного Крыма принимали участие все эти процессы, хотя не исключено, что значительная доля материала имеет и автохтонное происхождение за счет разрушения понтических, меотических и сарматских известняков.

Большое значение в определении генезиса красноцветных глинистых образований, по нашему мнению, имеют не столько сами глины, сколько связанные с ними фациально прослои, линзы и отдельные горизонты обломочных отложений: пески, гравийники и галечники. Интересно отметить, что пески и гравийники в нижней части разреза таврской свиты, развитой в пределах Альминской впадины (обнажения у с. Берегового, мыса Лукулл, Качи), также не содержат верхнеюрских известняков, а состоят преимущественно из местных меотических и скорее всего сарматских известняков. При этом поверхность их почти всегда покрыта черной блестящей корочкой железисто-марганцовистых соединений.

Песчано-сланцевая и известняковая галька появляется лишь в верхней части разреза таврской толщи. Это должно указывать на начало размыва и вынос продуктов этого размыва из области Главной гряды и одновременно с этим на начало крупных воздыманий. Особенно энергично начала размываться Главная гряда во время формирования кизилджарских галечников. Возможно, что время накопления кизилджарских галечников явилось весьма важным моментом в истории развития морфоструктуры Горного Крыма на неотектоническом (плиоценово-четвертичном) этапе (рис. 2).

### О речных террасах Горного Крыма и их связи с денудационными ступенями

Четвертичный этап развития рельефа Горного Крыма целиком связан с дальнейшим эрозионным расчленением и моделированием склонов горного поднятия: углублением и расширением речных долин, образованием ступенчатого эрозионно-аккумулятивного (террасового) рельефа в долинах и денудационного на водоразделах.

Вопрос о количестве террасовых аккумулятивных уровней в речных долинах Горного Крыма до последнего времени остается открытым. Большинство исследователей в настоящее время придерживаются предложенного Б.А. Федоровичем [9], а позднее фактически обоснованного В.И. Бабаком [10] мнения о наличии в речных долинах Горного Крыма по меньшей мере шести аккумулятивных террасовых уровней. При этом принимается, что аллювиальные отложения двух наиболее древних террасовых уровней — кизилджарского и булганакского — не

связаны с современными речными долинами, так как развитие их происходило при иных соотношениях рельефа.

По поводу высказанного М.В. Муратовым [6] мнения можно заметить, что оно безусловно справедливо лишь отчасти, по отношению к тем участкам речных долин, которые располагаются за пределами Внешней куэстовой гряды. Что же касается средних и верхних участков, то несомненно, что эти уровни должны иметь прямое отношение к речным долинам, так как по ним осуществлялся транзитный сток обломочного материала. Отсутствие здесь террасовых уровней еще не означает, что они не могли образоваться вовсе. Эти уровни не сохранились в рельефе потому, что были уничтожены эрозией.

В литературе довольно часто приводятся указания на остатки аллювиального покрова на вершине горы Присяжной в верховьях р. Бодрака, которые, по мнению Н.И. Николаева [11], могут сопоставляться с наиболее древним плиоценовым уровнем. Однако после работ Д.П. Найдина и Б.Т. Янина [12] эту точку зрения следует коренным образом пересмотреть. На самом деле, как показывают материалы наблюдений этих авторов, глыбовые известняковые накопления здесь связаны не с террасой, а с выполненной обломочным материалом депрессией альбского века и поэтому к формированию рельефа и гидросети четвертичного периода не имеют никакого отношения.

Испытавшая в конце позднего плиоцена и в раннем антропогене резкие поднятия Главная гряда в продолжение всего четвертичного времени подвергалась наиболее энергичному эрозионному расчленению, суммарная амплитуда которого составляет не менее 350 м. Отсутствие террас в пределах верхних участков речных долин, по нашему мнению, является косвенным подтверждением того, что ведущим фактором в образовании здесь речных долин была именно эрозия. Фрагментарность же развития наиболее древних (и в то же время наиболее высоких) террас на протяжении средних участков речных долин можно объяснить только тем, что они в наибольшей степени испытали эрозионное расчленение и подверглись особенно сильному влиянию склоновых делювиально-гравитационных и других процессов.

Помимо террас, происхождение которых связано с формированием речных долин, на склонах и водораздельных пространствах Горного Крыма широко распространены террасоподобные формы рельефа, не связанные своим происхождением с формированием речных долин. В зависимости от литологии пород, ширины водоразделов, положения их по отношению к базису денудации они представлены то относительно небольшими, то более значительными площадями останцово-денудационных поверхностей.

Учитывая ведущую роль денудации в их образовании, эти поверхности можно именовать денудационными ступенями. Они либо совершенно лишены рыхлых аккумулятивных отложений и их поверхности образованы выходами коренных пород, либо покрыты более или менее мощным плащом древних и современных делювиальных, пролювиальных или оползнево-гравитационных щебнисто-глыбовых накоплений. Особенно многочисленны такие образования на южных склонах Чатырдага, Бабугана, в районе Ялты (Массандра) и Симеиза, где они носят название "массандровской свиты", предложенное М.В. Муратовым в 1954 г.

Некоторой генетической разновидностью этих образований являются также известные судакские террасы в восточной части Южного берега Крыма, по отношению к которым существует довольно разнообразная геоморфологическая номенклатура. В последнее время появилась в литературе тенденция если не отождествлять, то по крайней мере коррелировать их с террасовыми уровнями в речных долинах. Особенно отчетливое отражение эта точка зрения нашла в последней сводке по геологии Крыма [6], где предпринята попытка заключить те и другие в единый эрозионно-аккумулятивный генетический ряд. Нам кажется, что такое объединение различных по происхождению уровней ничем не оправдано.

Давно известно, что формирование многочисленных эрозионно-аккумулятивных (денудационных) уровней южного макросклона связано с селевыми, гравитационно-обвальными, делювиально-пролювиальными и другими процессами, деятельность которых на протяжении позднего плиоцена и четвертичного периода

осуществлялась в условиях крутосклонной прибрежной зоны. Положение некоторых из них, в частности судакских террас, несомненно определялось влиянием колебания уровня моря как нижнего базиса денудации.

Что же касается речных террас, в особенности северного макросклона, то они формировались почти исключительно под влиянием эрозионных и аккумулятивных процессов, локализованных более закономерно в пространстве и времени. Влияние на них различного положения уровня моря как нижнего базиса денудации едва ли могло сказываться в значительной мере, тем более на всю протяженность от устья и до верховья долины. Будучи растянутыми по северному склону на многие десятки километров и имея значительный уклон русел, речные долины северного макросклона не могли испытывать такое воздействие колебаний уровня моря, как долины южного. Поэтому, не умаляя роли тектонических движений (поднятий), мы вынуждены признать определяющими в образовании террас изменения климата как наиболее динамического фактора, лимитирующего гидродинамические русловые процессы. Моделирование русловых процессов, произведенное Н.И. Маккавеевым [13], позволяет с большой точностью воспроизвести характер процессов при тех или иных заданных условиях. Теоретические выводы, вытекающие из этих работ, требуют, на наш взгляд, более внимательного и более дифференцированного подхода к изучению генезиса речных террас.

К сожалению, приходится констатировать, что односторонние схоластические выводы в этом отношении еще и сейчас нередки в геоморфологической и особенно в геологической литературе. Методически неверным, на наш взгляд, является также распространенный в геоморфологии Крыма метод датировки речных террас северного и южного макросклонов путем сопоставления их абсолютных и относительных отметок.

В заключение нам хотелось бы сказать о проблеме соотношения полных геоморфологических циклов, приводивших к образованию поверхностей выравнивания, и циклов террасообразования. Вслед за Ю.А. Мещеряковым [14] можно предполагать, что геоморфологические циклы четвертичного периода, с которыми связано образование речных террас, отличались от более древних геоморфологических циклов, с которыми связано образование поверхностей выравнивания, не только меньшей продолжительностью, но и своим происхождением. Если образование "лестницы" поверхностей выравнивания связано в основном с колебательными движениями земной коры, то формирование террас в значительной мере отражает влияние климата — смену оледенений межледниковыми эпохами, а также колебания уровня моря. Сказанное имеет глубокий геоморфологический смысл и безусловно должно учитываться при изучении условий развития рельефа Горного Крыма.

#### АБСТРАКТ

The geomorphological cycles of the Quaternary period associated with the formation of river terraces differ from the ancient geomorphological cycles not only in their shorter duration but also in their origin. Whereas the formation of the "steps" of the planation surfaces can be accounted for mainly by the oscillating movements of the Earth's crust, the formation of terraces reflects, to a considerable extent, the effect of the climate: the intermittent interglacial periods between glaciations and variations in the sea level.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Благоволлин Н.С.* Возраст морфоструктуры Горного Крыма. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1965, № 2.
2. *Благоволлин Н.С.* Некоторые вопросы истории развития рельефа Горного Крыма. — В кн.: Стрoение Черноморской впадины. М., "Наука", 1966.
3. *Лысенко Н.И.* К вопросу о происхождении поверхностей выравнивания на Крымской Яйле. — Геоморфология, 1972, № 2.

4. Муратов М.В. О миоценовой и плиоценовой истории развития Крымского полуострова. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1954, 29, вып. 1.
5. Лысенко Н.И., Гришанков Г.Е. Об одной загадке Чатырдага. — Бюл. Комиссии по изуч. четвертичного периода, 1972, № 32.
6. Муратов М.В. Стратиграфия континентальных четвертичных образований Крыма. — В кн.: Геология СССР. Т. 8. Крым. М., "Недра", 1969.
7. Добровольский В.В. Кора выветривания и этапы гипергенеза Южного Крыма. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1965, 30, вып. 3.
8. Мищурина Е.С. Карстовый процесс и коры выветривания Крыма. — Изв. ВГО, 1966, 98, вып. 4.
9. Федорович Б.А. К вопросу о террасах в долинах Качи и Альмы в Крыму. — Изв. АН СССР, VII серия, 1929.
10. Бабак В.И. Очерк неотектоники Крыма. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1959, 34, вып. 4.
11. Николаев Н.И. О возрасте рельефа Горного Крыма. — Бюл. Комиссии по изуч. четвертичного периода, 1946, № 8.
12. Найдин Д.П., Янин Б.Т. Некоторые особенности геологического строения окрестностей с. Прохладного. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1965, 30, вып. 3.
13. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в его бассейне. М., Изд-во АН СССР, 1965.
14. Мещеряков Ю.А. Рельеф СССР. М., "Мысль", 1972.

И.Н. Галкин, Е.А. Старшинова, Е.М. Чесноков

## ВЫЯВЛЕНИЕ АНИЗОТРОПИИ СКОРОСТЕЙ В МАНТИИ ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ

При современных методах интерпретации сейсмических наблюдений используется модель среды, намного более близкая к реальной, чем однородно-горизонтально-слоистая модель, принятая в прошлом.

В настоящее время исследователи стремятся изучить латеральную изменчивость свойств поля сейсмических скоростей, блоков, переходные слои, мелкую неоднородность, непрерывность, анизотропию физических характеристик. Анизотропия скоростей сейсмических волн представляет интерес с нескольких точек зрения. Во-первых, ее исследование поможет понять процессы, происходящие в недрах Земли. Во-вторых, надежное утверждение самого факта анизотропности реального поля скоростей позволит уточнить пути усовершенствования метода теоретического описания распространения волн и приемов интерпретации в связи с необходимостью учета и определения существенно большего числа сейсмических параметров.

Изучение анизотропии скоростей в мантии началось лишь в последнем десятилетии. Американские исследователи провели специальные наблюдения на небольших полигонах с известным сейсмическим разрезом у берегов Калифорнии [1–3] и Гавайских островов [1, 4, 5]. Использовалась система прострелки по круговым и крестообразным профилям, позволяющая изучить распределение скоростей в зависимости от азимута. Интерпретация проведена методом так называемых "временных составляющих", при котором скорость представлялась, согласно [2], в виде многочлена в зависимости от азимута, а коэффициенты разложения определялись методом наименьших квадратов по большому числу измерений времени пробега мантийных волн.

При использовании более тысячи отдельных измерений времени пробега волн в разных азимутах с погрешностью определения скоростей 0,01–0,04 км/сек выявлена статистически значимая зависимость скоростей от азимута. У берегов Калифорнии максимальная скорость, отмеченная по азимуту 72–81°, превышала минимальную на 0,27–0,36 км/сек. В районе Гавайских островов скорость в субширотном направлении преобладала над субмеридиональной на 0,6 км/сек.

Представляет несомненный интерес проверка эффекта анизотропии верхней мантии в других регионах Земли. Ориентировочный анализ распределений граничных скоростей в мантии в районах срединных хребтов в Атлантике, Аденском заливе и Тихом океане (правда, по малому числу измерений скорости – около 20) показывает, что скорости в направлении, перпендикулярном оси хребтов, больше, чем скорости вдоль них. Однако при исследованиях в районе хребта Рейкьянес [6] анизотропия скоростей не обнаружена.

В настоящей работе проведен анализ пространственного распределения скоростей продольных ( $P$ ) волн в верхней части мантии Черноморской впадины. Впадина располагается на стыке тектонических структур, так что характер распределения скоростей мог бы пролить свет на историю тектонического развития региона.

Из-за отсутствия специальной системы наблюдений не было возможности получить скорости в различных азимутах и обработать их по методике, описанной в работах [1, 2, 4, 5]. В то же время система встречных годографов позволила определить граничные скорости и изучить анизотропию свойств этого физического параметра.

Были систематизированы и частично вновь интерпретированы оригинальные и опубликованные годографы мантийных  $P$ -волн, статистически обработаны величины кажущихся скоростей на разноориентированных профилях ГСЗ в пределах западной части Черноморской впадины и составлена карта распределения граничных скоростей верхней мантии в пределах Черноморской впадины.

### Кажущиеся и граничные скорости мантийных волн

Исследования ГСЗ на акватории Черноморской впадины до 1960 г. проводились Институтом океанологии АН СССР, а в 1961, 1966 и 1968 гг. — междуведомственными экспедициями [7—11].

На большой площади западной и центральной частей Черного моря проведены измерения на пересекающихся профилях субмеридионального направления (профиль 25 в западной части впадины, профили 17, 18, 29 в центральной части) и субширотного направления (профиль 27 в западной части, профили 10, 19, 30 в центральной и восточной частях впадины). Использовалась ставшая стандартной методика морского ГСЗ, разработанная в ИФЗ АН СССР: неподвижные (дрейфующие или донные) станции регистрации и передвижной пункт взрыва.

Наиболее детальные исследования 1966 г. в западной части моря: взрывы через 3—4 км, станции через 30—40 км (профили 25, 27). Способ отметки момента взрыва гарантирует погрешность отсчета времени на записях не хуже 0,02 сек, строение земной коры исследовано по годографам первых вступлений (рис. 1) в рамках детерминированной слоистой модели методом полей времен.

Регион характеризуется субокеаническим типом строения: неконсолидированные осадки ( $H=1$  км,  $V_{\Gamma} \approx 1,8$  км/сек и  $H=3$  км,  $V_{\Gamma} = 2,8 \div 3,0$  км/сек), консолидированные осадки ( $H=8$  км,  $V_{\Gamma} = 4,0$  км/сек), "базальтовый" слой ( $H = 6$  км,  $V_{\Gamma} = 6,7 \div 6,8$  км/сек), граница  $M$  располагается на глубине 18 км,  $V_{\Gamma} = 8,1$  км/сек.

Существенно, что в пределах блока коры размером 200 км выдерживаются одинаковые свойства по горизонтали. Это следует прежде всего из рассмотрения сводного редуцированного годографа  $t_{ред}$  ( $R$ ) для всех ПВ креста профилей 25 и 27 (рис. 2). В интервале эпицентральных расстояний до 110 км разброс времен на встречных и нагоняющих ветвях каждого из профилей не превышает в среднем  $\pm 0,14$  сек.

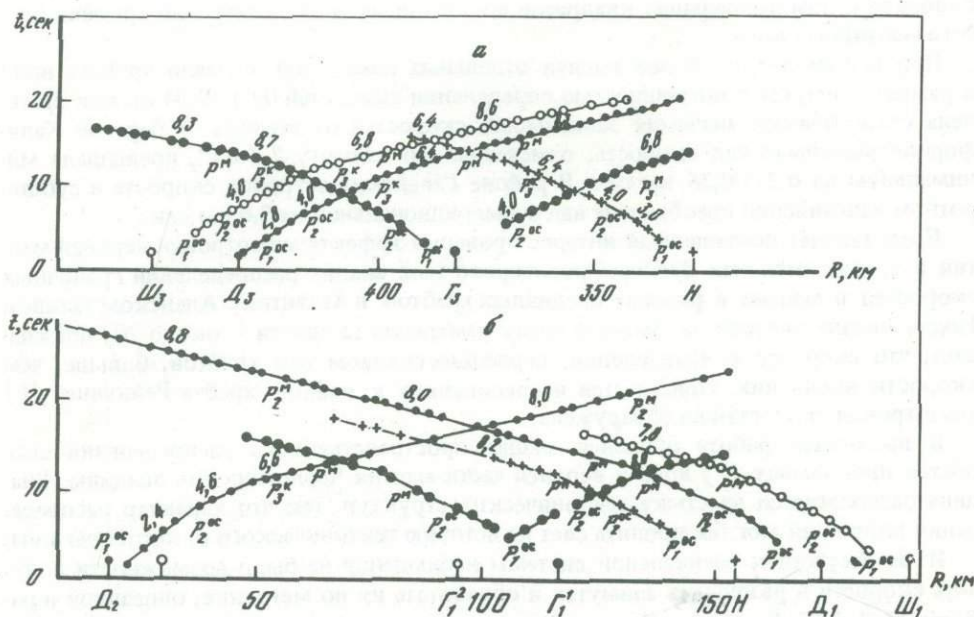
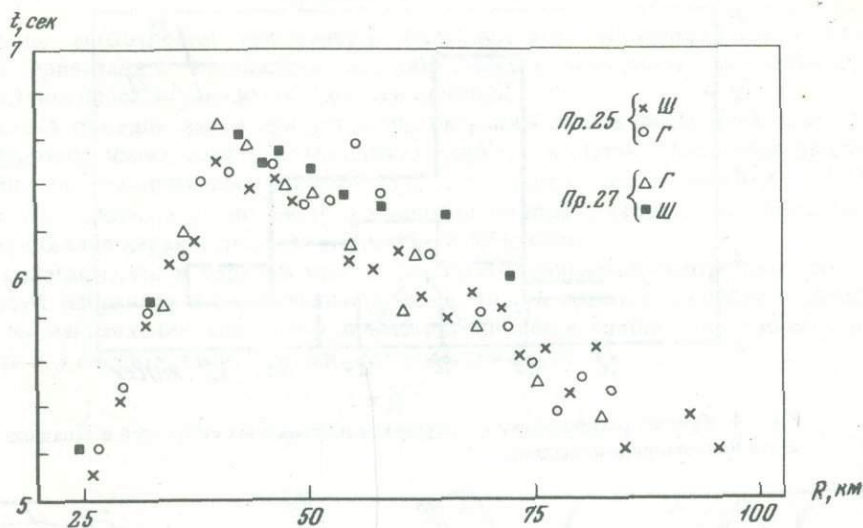
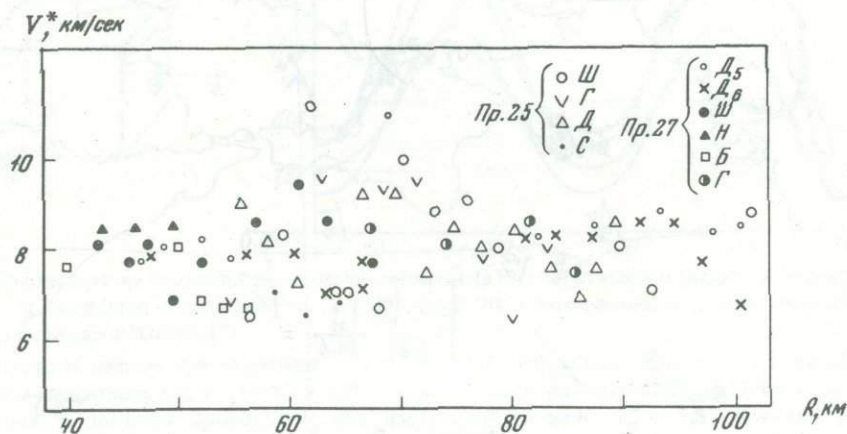


Рис. 1. Годографы первых волн на профилях 25 (а) и 27 (б) в западной части Черноморской впадины



Р и с. 2. Редуцированные годографы профилей 25 и 27  $V_{const} = 7,0$  км/сек



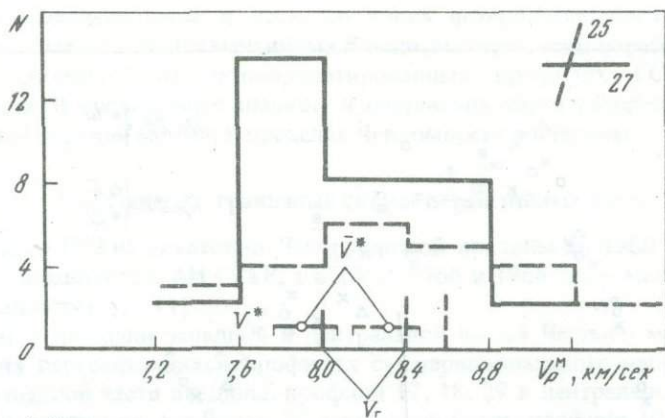
Р и с. 3. Изменение кажущихся скоростей мантийных волн на профилях 25 и 27

Из анализа кривых зависимости кажущихся скоростей мантийных волн от эпицентрального расстояния (рис. 3) видно, что отсутствуют заметные различия характера  $V^*(R)$  на встречных профилях (значит, нет заметного наклона границ) при переходе от станции к станции вдоль каждого профиля (мала горизонтальная неоднородность) и с удалением от источника (невелики вертикальные градиенты в мантии).

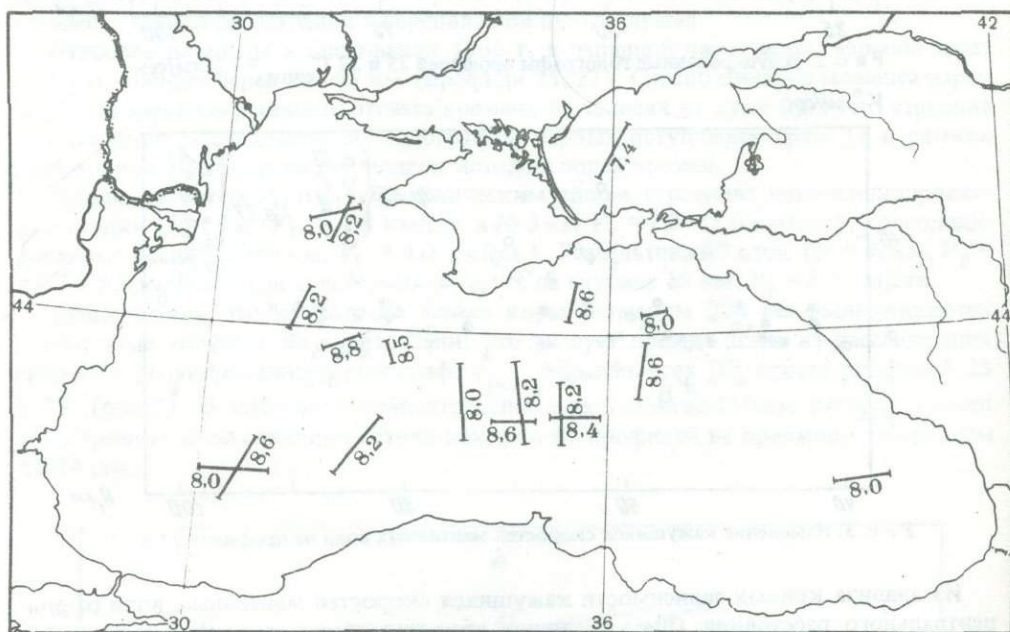
Вместе с тем как на  $t_{ред}(R)$ , так и на  $V^*(R)$  отмечаются флуктуации кажущихся скоростей, обусловленные погрешностями определения времен первых вступлений (в среднем 0,1 сек) и мутностью среды (0,1 сек) [7, 10].

Слабый рельеф границы  $M$  в западной части впадины позволяет рассматривать кажущиеся скорости годографов наряду с граничными для характеристики реального поля скоростей в верхней мантии.

На рис. 4 приведены кривые распределения кажущихся и граничных скоростей на годографах мантийных волн профиля 25 (4 ветви, 40 значений  $V^*$ ) и профиля 27 (6 ветвей, 55 значений  $V^*$ ). Они имеют отчетливые максимумы, разнесенные по оси абсцисс. Среднее значение кажущейся скорости на субмеридиональном профиле 25 ( $8,31 \pm 0,16$  км/сек) больше, чем на субширотном профиле 27 ( $7,9 \pm 0,15$  км/сек), причем различие превосходит ошибки определения средних значений. Если считать распределения  $V^*$  нормальными, то, по критерию Стьюдента, различие статистически значимо с вероятностью 0,8. Граничные скорости на профилях близки к средним значениям кажущихся скоростей.



Р и с. 4. Кривые распределения кажущихся и граничных скоростей в западной части Черноморской впадины



Р и с. 5. Карта граничных скоростей верхней мантии Черноморской впадины

Структура коры и верха мантии в центральной части впадины сходна со структурой в западной; она характеризуется устойчивыми значениями скоростей в пределах систем наблюдений, в то же время отмечаются наклоны границы  $M > 1^0$ , что затрудняет анализ кажущихся скоростей.

На рис. 5 изображена карта граничных скоростей для поверхности  $M$  во впадине и указаны участки профилей, для которых эти значения определялись методом полей времен. В центральной части моря также отмечаются различия граничных скоростей мантийных  $P$ -волн на разноориентированных профилях: на субширотном профиле 19 получены значения  $V_r = 8,6$  км/сек, на профиле 10, являющемся его восточным продолжением, —  $8,4$  км/сек, на субмеридиональных профилях в пределах собственно впадины значения скоростей ниже  $8,0$ – $8,2$  км/сек. Различия также достигают  $0,4$  км/сек, но направление максимума скорости, в отличие от западной части, — субширотное.

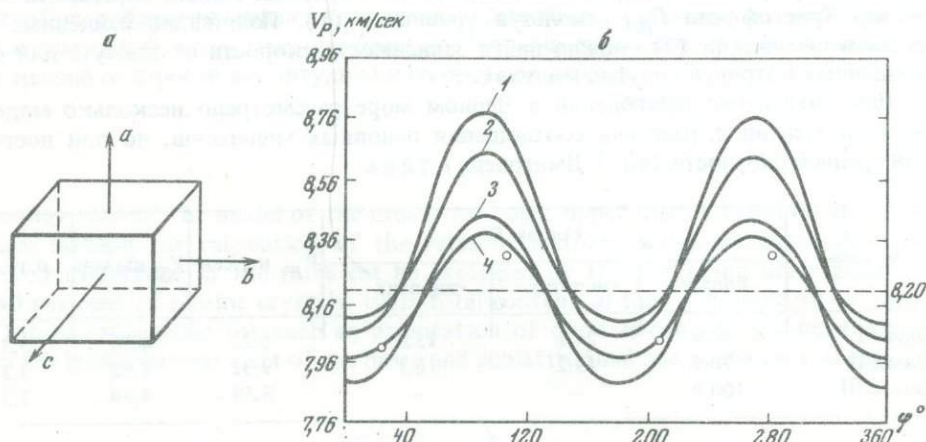
В восточной части впадины, по-видимому, следует ожидать такую же картину, как и в западной; скорости по первым вступлениям на встречных субмеридиональных годографах для волн  $P^M$   $8,6$  км/сек (профиль 13).

## Природа анизотропии

Природа анизотропии связывается большинством исследователей с региональной ориентацией кристаллов порообразующих минералов (в особенности оливина) под действием направленных напряжений.

Кристалл оливина характеризуется ромбическим типом симметрии, и его тензор упругости имеет девять независимых упругих констант. Скорости продольных волн по главным осям кристалла  $a$ ,  $b$ ,  $c$  оливина составляют 9,87; 7,73 и 8,65 км/сек соответственно. Чисто оливиновая порода с хаотическим распределением кристаллов характеризуется скоростью 8,59 км/сек.

Мы полагаем, что в верхней мантии образуется поперечно-изотропная структура, причем направления максимальной скорости  $a$  и средней скорости  $c$  располагаются по направлению сил; осью симметрии является направление минимальной скорости  $b$ , а плоскостью изотропии — плоскость  $ac$  (рис. 6).



Р и с. 6. Распределение скоростей в кристалле оливина (а) и сопоставление расчетных и экспериментальных скоростей в зависимости от азимута  $\varphi$  (б) в поперечно-изотропной оливиновой мантии (для модели "Океан-1")

1, 2 — расчетные данные при ориентации оси  $a$ ,  $D = 40$  и 30% соответственно; 3, 4 — расчетные данные при ориентации оси  $b$ ,  $D = 40$  и 30%, кружки — экспериментальные значения  $V_p$ , штриховая линия — значение скорости  $V_p$  для изотропной модели;  $V_p^a = 9,87$  км/сек,  $V_p^b = 7,76$  км/сек,  $V_p^c = 8,65$  км/сек

В анизотропной среде уравнение распространения упругих волн — уравнение Кристоффеля — имеет вид

$$|\Gamma_{ik} - \rho V^2 \delta_{ik}| U_k = 0, \quad (1)$$

где  $\Gamma_{ik}$  — тензор Кристоффеля;  $V$  — фазовая (нормальная) скорость;  $\rho$  — плотность;  $\delta$  — единичный тензор, равный 1 при  $i \neq k$  и 0 при  $i = k$ ;  $U_k$  — вектор смещения.

В случае поперечно-изотропной среды тензор Кристоффеля будет равен [12, 13]:

$$\begin{aligned} \Gamma_{11} &= n_1^2 c_{11} + n_2^2 c_{66} + n_3^2 c_{44} \\ \Gamma_{22} &= n_1^2 c_{66} + n_2^2 c_{11} + n_3^2 c_{44} \\ \Gamma_{33} &= n_1^2 c_{44} + n_2^2 c_{44} + n_3^2 c_{33} \\ \Gamma_{12} &= (c_{11} - c_{66}) n_1 n_2 \\ \Gamma_{13} &= (c_{13} + c_{44}) n_2 n_3 \\ \Gamma_{23} &= (c_{13} + c_{44}) n_1 n_2 \end{aligned} \quad (2)$$

где  $n_i$  — направляющие косинусы при  $i = 1, 2, 3$ ;  $c_{ik}$  — компоненты тензора упругих модулей в матричном виде при  $i, k = 1, 2, \dots, 6$ .

Таким образом, поперечно-изотропная среда характеризуется пятью независимыми упругими константами.

Полагая плоскость  $ac$  плоскостью изотропии, рассмотрим поведение упругих волн в плоскости  $ab$  в зависимости от азимута. Групповая (лучевая) скорость волн  $V_{gi}$  может быть определена как отношение плотности потока энергии к плотности энергии:

$$V_{gi} = \frac{P_i}{E} = \frac{c_{ikem}}{\rho} \frac{U_k U_m n_e}{V(n_e)}, \quad (3)$$

где  $c_{ikem}$  — тензор упругих модулей,  $n_e$  — направление распространения волны (направляющие косинусы),  $U_k, U_m$  — компоненты смещения,  $V(n_e)$  — фазовая (нормальная) скорость.

Величину фазовой скорости и компоненты смещения можно определить через тензор Кристоффеля  $\Gamma_{ik}$ , используя уравнение (1). Подставляя найденные значения в выражении (3), можно найти зависимость скорости от азимута для сред в заданных матрицей упругих модулях.

Для объяснения наблюдений в Черном море рассмотрено несколько моделей верхней мантии с разными соотношениями основных минералов, но при постоянной средней плотности (по Л. Дмитриеву).

Модель	Состав, %			$V_p$ , км/сек	$V_s$ , км/сек	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>
	оливин	энстатит	диопсид			
Океан-I	60,9	24,1	15,0	8,22	4,76	3,3
Океан-II	70,7	19,2	10,1	9,32	4,82	3,3
Океан-III	100,0	—	—	8,59	4,99	3,3

В таблице приведены значения скоростей, рассчитанные для изотропной среды указанного состава. Для выбора типа модели табличные скорости сопоставлены со средними значениями наблюдаемых скоростей ( $8,1 \pm 0,12$  км/сек). Они ближе всего к модели "Океан-I".

Теоретические кривые распределения скорости в плоскости  $ab$  в зависимости от углового отклонения от точки минимальной скорости  $b$  представлены на рис. 6. Здесь же представлены и экспериментальные значения  $V_p$ . Сейсмические данные соответствуют  $D = 30 \div 40\%$  — количеству ориентированных кристаллов оливина при его содержании в породе 60,9%.

Данные по центральной части впадины в общем отвечают той же модели "Океан-I" при сходном процентном содержании ориентированного оливина.

### Заключение

Сейсмические исследования ГСЗ в Черноморской впадине не были специально ориентированы на изучение анизотропии, и система наблюдений не была достаточно детальной. В то же время наличие пересечения профилей со встречными ветвями годографов позволило определить граничные скорости, а спокойный рельеф глубинных границ — использовать статистику кажущихся скоростей мантийных волн.

Район исследования оказался латерально однородным, во всяком случае все вместе взятые помехи не затмили важного эффекта: скорости продольных волн в мантии в направлении меридиана существенно отличаются от субширотных.

Использование модели поперечно-изотропной верхней мантии на основе теоретического метода расчета величин скоростей упругих волн показало, что наблюдаемое различие скоростей может быть объяснено ориентацией 30–40% кристаллов оливина из общего 60%-ного содержания в породе. Силы, вызвавшие такую ориентацию кристаллов, могли быть направлены субмеридионально в западной

части впадины и субширотно — в центральной. Анализ их тектонофизической природы на основе совместного рассмотрения всей геолого-геофизической ситуации в изучаемом регионе выходит за рамки настоящей статьи.

Хочется надеяться, что приведенные результаты явятся стимулом для постановки специальных опытов по изучению анизотропии упругих свойств мантии в океанических структурах.

Необходимо иметь в виду, что зависимость скорости от азимута — самый существенный, но не единственный признак анизотропии. Другим свойством поперечно-изотропной среды является распадение волны  $S$  в направлении, перпендикулярном оси симметрии, на две —  $SV$  и  $SH$ , имеющие разные скорости. Кроме того, в анизотропной среде распространение энергии и волнового фронта могут не совпадать, т.е. вектор лучевой скорости составляет некоторый угол с нормалью.

Учитывая все сказанное, можно сделать вывод, что методика наблюдений должна представлять синтез "американской" и "черноморской" систем: нужна система годографов, обеспечивающая определение граничных скоростей по нескольким (более чем двум) азимутам; при этом необходимо проводить трехкомпонентную регистрацию со строгой амплитудной калибровкой канала.

#### ABSTRACT

Employment of the model of the cross-isotropic upper mantle based on the theoretical method for calculation of the rates of resilient waves indicates that the observed difference in the rates can be explained by the prevailing orientation of 30–40 per cent of olivine crystals, their total content in the rock being 60 per cent. The forces responsible for such an orientation of crystals could have submeridional direction in the western part of the basin and sublatitudinal one in the central part.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Моррис Д.Б. Анизотропия скоростей в верхней мантии Тихого океана. — В кн.: Материалы Международного совещания экспертов по взрывной сейсмологии. Киев, "Наукова думка", 1969.
2. Backus G.E. Seismic anisotropy. — J. Geophys. Res., 1965, 70, 4.
3. Непрочнов Ю.П. Результаты глубинного сейсмического зондирования на Черном море. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. М., Гостоптехиздат, 1962.
4. Raitt R.W. et al. Anisotropy of the Pacific upper mantle. — J. Geophys. Res., 1969, 74, 3095–3109.
5. Hess H. Seismic anisotropy of the upper mantle under ocean. — Nature, 1964, 203, 629.
6. Whitmarsh R.B. Seismic anisotropy of the upper mantle absent beneath the east flank of the Reykjanes Ridges. — Bull. Seismol. Soc. America, 1971, 61, 5.
7. Francis T.J.G. Generation of seismic anisotropy in the upper mantle along the mid-ocean ridges. — Nature, 1969, 221, 162–165.
8. Непрочнов Ю.П. Глубинное строение земной коры под Черным морем к юго-западу от Крыма по сейсмическим данным. — Докл. АН СССР, 1959, 125, № 5.
9. Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф., Зверев С.М., Миронова В.И. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в центральной части Черноморской впадины. — В кн.: Вопросы методики глубинного сейсмического зондирования. М., "Наука", 1965.
10. Меловицкий Я.П., Непрочнов Ю.П., Гаркаленко И.А. и др. Строение земной коры в западной части Черного моря. — Докл. АН СССР, 1969, 186, № 4.
11. Галкин И.Н., Николаев А.В., Старшинова Е.А. Флуктуации волновых характеристик и мелкая неоднородность земной коры Черного моря. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1973, № 11.
12. Чесноков Е.М., Глико А.О. О сейсмической анизотропии верхней мантии. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1973, № 3.
13. Чесноков Е.М. Об упругой анизотропии верхней мантии (многокомпонентная модель). — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1973, № 5.

В.П. Пекло, Я.П. Маловицкий, А.И. Дьяконов, С.Ф. Сидоренко

## ТЕКТОНИКА ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ТАМАНИ, ЗАПАДНОГО КАВКАЗА И СМЕЖНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Изучение глубинного строения Тамани и притаманской части Черного моря является одной из актуальных проблем.

Таманский и Керченский полуострова расположены между погружающимися навстречу друг другу горными сооружениями Кавказа и Крыма и представляют собой глубокую депрессию, заполненную мощной толщей майкопских и миоплиоценовых осадков. Сложность геологического строения этой территории обусловлена специфическим положением ее в системе альпийской складчатости, а также широким развитием диапиризма и грязевого вулканизма. Несмотря на то что геологическому строению указанной территории посвящено большое количество работ многочисленных исследователей, единого представления о тектонике этого региона, истории геологического развития и формирования складчатой структуры до сих пор нет. Проведенные геологические, буровые и геофизические работы дали возможность детально изучить геологическое строение Керченского и Таманского полуостровов лишь по верхнему, миоплиоценовому, структурному этажу. Сейсмические работы, охватившие северную и северо-восточную части Черного моря, позволяли проследить к юго-западу область развития таманской диапировой складчатости и северо-западное продолжение Кавказа в пределах Черного моря. На территории сочленения Северо-Западного Кавказа и Горного Крыма выделяют следующие структурные элементы (см. рисунок).

1. Центральное ядро мегантиклинория Горного Крыма, северное и южное его крыло. Северо-восточное продолжение мегантиклинория восточнее Феодосийского поперечного разлома занимает юго-западную равнину Керченского полуострова и осложнено, по-видимому, еще одним поперечным разрывом (сдвигом). По этим двум крупным разрывам каждый восточный блок по отношению к смежному с запада несколько смещен к северу. Мезозойские образования ядра мегантиклинория, слагающие нижний структурный этаж, перекрыты майкопской толщей, образующей брахиантиклинальные и диапировые складки того же юго-восточного простирания.

Южное крыло мегантиклинория располагается большей частью на территории Феодосийского залива и лишь частично захватывает юго-восточную равнину. С юга южное крыло граничит с западным продолжением Керченско-Таманского прогиба.

Северное крыло мегантиклинория Горного Крыма в пределах Керченского полуострова занимает почти всю западную часть. Здесь нижний структурный этаж перекрыт мощной толщей олигоцен-миоценовых пород, слагающих диапировые и криптодиапировые складки верхнего структурного этажа, относящиеся к южному борту Индольского прогиба. Простирание этих структур варьирует от восточно-юго-восточного до восточно-северо-восточного.

Взаимоотношение структурных планов нижнего структурного этажа северного крыла мегантиклинория Горного Крыма и верхнего олигоцен-миоценового, наложенного и принадлежащего Индольскому прогибу, пока не ясно. Можно лишь предположить, что простирание складчатости в нижнем структурном этаже будет близким к крымскому.

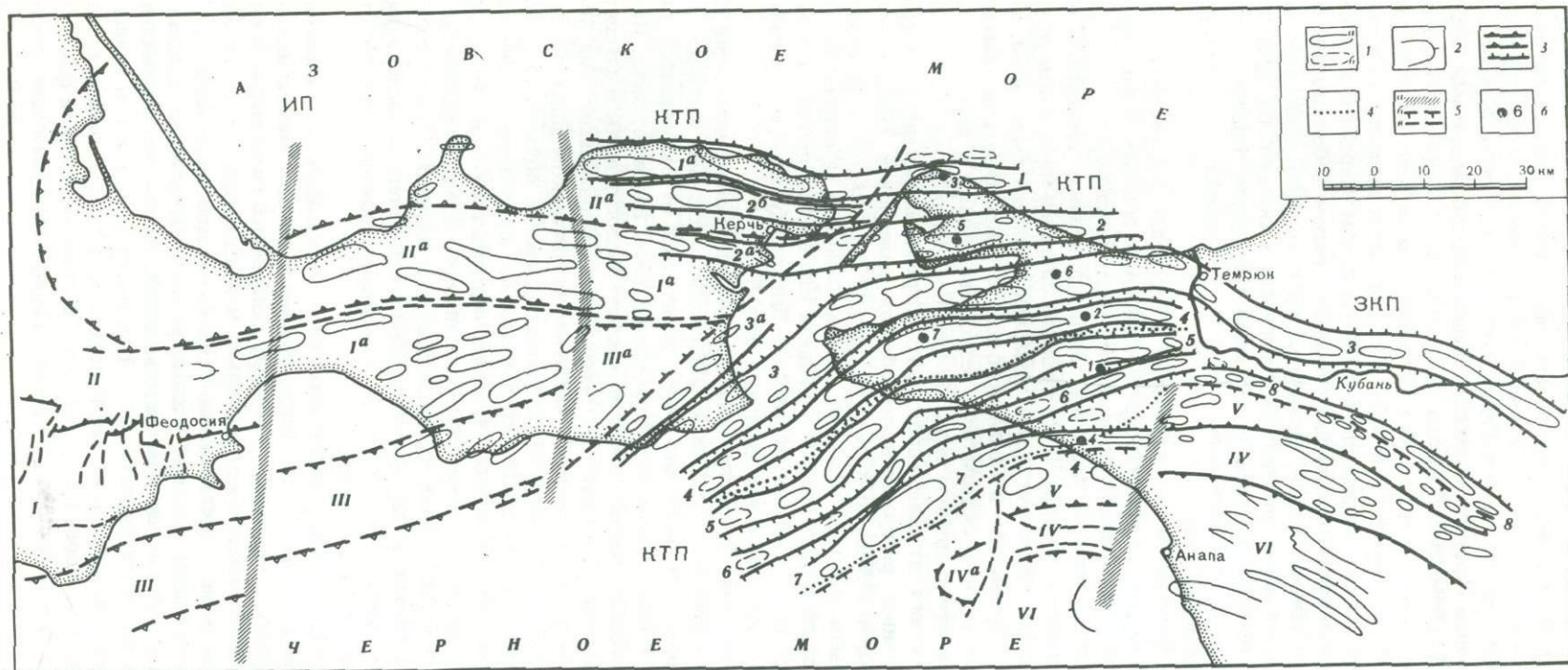


Схема современной складчатости Керченско-Таманского прогиба и прилегающих районов

I – антиклинальные складки (а – выявленные, б – предполагаемые); 2 – структурные выступы; 3 – границы тектонических зон; 4 – область распространения майкопских песков; 5 – разрывные нарушения (а – поперечные разломы, флексуры в верхнем структурном этаже, б – взбросо-надвиги и надвиги, в – наиболее крупные взбросы и сбросы); 6 – рекомендуемые параметрические скважины. Цифры и буквы на схеме. Горный Крым: I – центральное ядро, II – северное крыло, III – южное крыло; Северо-

Западный Кавказ; IV – центральная (Псебепско-Гойтхская) геоантиклиналь, V – северное крыло, VI – южное крыло; I<sup>а</sup>; II<sup>а</sup>; III<sup>а</sup>; IV<sup>а</sup> – погребенные продолжения соответствующих структурных элементов; ЗКП – Западно-Кубанский краевой прогиб, ИП – Индольский прогиб, КТП – Керченско-Таманский межпериклиналильный прогиб. Антиклинальные зоны: 1 – Мыса Каменного, 1<sup>а</sup> – Булганакская; 2 – Фонталовская, 2<sup>а</sup> – Мало-Бабчикская, 2<sup>б</sup> – Восходовская; 3 – Троицко-Таманская, 3<sup>а</sup> – Опукская; 4 – Карабетовская; 5 – Кизилташская; 6 – Ереминская; 7 – Благовещенская; 8 – Крымско-Верениковская

2. В области Северо-Западного Кавказа нижний структурный этаж интенсивно дислоцирован и осложнен разрывами. В нем четко выделяются западное погружение центральной геоантиклинали, северное и южное крыло мегантиклинория Большого Кавказа. Центральная (Псебепско-Гойтхская) геоантиклиналь выражена в виде крупной погребенной горстантиклинали, ограниченной субширотными разрывами, и перекрыта 2,5-километровой толщей осадков верхнего олигоцен-миоценового структурного этажа. Южное крыло мегантиклинория выполнено мощной толщей верхнемелового и палеоценового флиша. В его пределах выделяются Куматырские гемантиклинали, погружающиеся в северо-западном направлении. Более изученное северное крыло мегантиклинория осложнено рядом взбросонадвигов, расчленяющих его на отдельные блоки, надвинутые друг на друга. Олигоценовые и миоплиоценовые осадки образуют здесь ряд диапировых складок. От Западно-Кубанского краевого прогиба северное крыло мегантиклинория отделено крупным Ахтырским надвигом, фиксируемым в скв. 4 — Джигинской. Амплитуда надвига на этом участке около 4 км.

Северо-западное погружение мегантиклинория в пределах рассматриваемого района осложнено рядом поперечных флексур и разрывов, в подмайкопских отложениях соответствующих Джигинскому поперечному разлому (сдвигу).

3. Керченско-Таманский прогиб является непосредственным продолжением Западно-Кубанского краевого прогиба. В его пределах олигоцен-миоценовые осадки образуют ряд антиклинальных зон. Самые северные антиклинальные зоны, по-видимому, едины для Керченского и Таманского полуостровов. Основная область развития Таманской диапировой складчатости резко заворачивает к юго-западу и, захватывая лишь самую юго-восточную часть Керченского полуострова, далее к западу прослеживается к югу от северо-восточного погружения мегантиклинория Горного Крыма. Указанное распространение области диапировой складчатости свидетельствует о том, что Западно-Кубанский прогиб соединяется с тыльным прогибом Горного Крыма, который в течение олигоцен-миоцена развивался более активно, чем его передовой Индольский. В этой связи Индольский прогиб, вероятно, следует рассматривать как небольшой сегмент Западно-Кубанского прогиба, а Керченско-Таманский — как межпериклиналиный прогиб.

В пределах Черного моря Керченско-Таманский межпериклиналиный прогиб охватывает участки материковой отмели и материкового склона, которые по своим размерам и формам рельефа дна резко отличаются от окружающих их прибрежных районов. Мощность неконсолидированной коры достигает здесь 10—12 км. Отложения олигоцен-плиоцена также интенсивно дислоцированы и слагают диапировые структуры, обнаруженные сейсмическими исследованиями; они образуют субпараллельные зоны, имеющие продолжение на Таманском полуострове. Данные о структуре осадочного чехла, выполняющего южную область прогиба, сводятся к результатам сейсмических исследований по единичным профилям МОВ. Согласно этим данным, в пределах внешней части материковой отмели, к югу от Благовещенской антиклинальной зоны, осадочные образования прогиба также интенсивно дислоцированы. Здесь зафиксирован ряд антиклинальных перегибов, осложненных разрывными нарушениями. Наибольшая степень дислокации осадков отмечается у Джигинской флексуры, в непосредственной близости от складчатой зоны Северо-Западного Кавказа.

В пределах материкового склона структурный план, по крайней мере верхней части разреза (200—300 м), упрощается. Здесь отмечается пологое моноклиналиное погружение отражающих горизонтов в сторону центральной части моря. Углы наклона отражающих границ близки или несколько меньше среднего уклона дна моря. Редкие и очень пологие антиклинальные перегибы в этой части Керченско-Таманского прогиба перекрыты мощным чехлом плиоцен-четвертичных осадков (1500—2000 м). К центральной части моря отмечается увеличение количества отражающих границ и их протяженности. Общий характер сейсмической записи (количество и протяженность границ, их выразительность и т.д.) показывает, что район акватории к западу от морского продолжения Восточно-Крымской флексуры, ограниченный с юга Новороссийско-Адлерским субширотным разломом, пред-

ставляет собой переходную область между зоной альпийской складчатости Северо-Западного Кавказа, погребенной под водами Черного моря, и южной зоной Керченско-Таманского межпериклиналичного прогиба.

Формирование линейно-вытянутых диапировых зон верхнего структурного этажа Керченско-Таманского межпериклиналичного прогиба обусловлено наличием мощной пластичной толщи и тангенциального сжатия, направленного к северу — со стороны северо-западного окончания Кавказа и к югу — со стороны мегантиклинория Горного Крыма. Данные о строении нижнего структурного этажа пока отсутствуют. Можно лишь предположить, что оно будет значительно отличаться от строения верхнего. Для него, по-видимому, характерны большие размеры складок, более простое их строение в связи с отсутствием явлений диапиризма; большое значение здесь будут играть разрывные дислокации, и в первую очередь поперечные. Простирание же складчатости, возможно, окажется несколько отличным.

Несмотря на большой объем геолого-геофизических работ, проведенных на рассматриваемой территории, информация о подмайкопском структурном этаже почти отсутствует, что обусловлено большой мощностью майкопских отложений, препятствующей его изучению геофизическими методами, и недостаточными техническими возможностями бурения. Поэтому здесь необходима постановка региональных работ: параметрического бурения глубиной 6000–6500 м в комплексе с геофизическими исследованиями (МОГТ и РНП). Перед параметрическим бурением на Таманском полуострове ставятся следующие задачи:

- 1) получение новых данных о глубинной структуре района;
- 2) изучение геологического строения подмайкопских отложений;
- 3) повышение эффективности геофизических исследований;
- 4) получение новых данных о нефтегазоносности перспективных комплексов палеогена и мела.

Для решения этих задач предусматривается бурение семи параметрических скважин с проектной глубиной от 6000 до 6500 м.

Параметрические скважины располагаются в двух параллельных меридионально ориентированных профилях. В восточном профиле рекомендуется заложение четырех скважин, которые осветят геологическое строение южной части полуострова, и трех — в западном профиле для получения информации по северной половине региона. На первом этапе необходимо бурение четырех скважин, которые закладываются в различных структурных условиях по верхнему структурному этажу. К ним отнесены скважины 1, 2 и 4 (восточный профиль) и 3 (западный профиль).

Основные перспективы нефтегазоносности Таманского полуострова и прилегающей акватории Черного моря связаны с верхнемеловым карбонатным комплексом, в котором могут быть обнаружены залежи углеводородов, связанные с трещинным типом коллекторов. Перспективны флишевые отложения эоцена и палеоцена в южных районах. Здесь же выявлена зона распространения песчано-алевритовых горизонтов в майкопских породах. В пределах этой полосы имеется много неразведанных антиклиналей, которые представляют практический интерес для поисков залежей нефти и газа. По майкопским отложениям к более перспективным относятся площади: Северо-Джигинская, Восточно-Кизилташская, Белого Хутора и Анапская.

#### ABSTRACT

A tectonic scheme is considered of the joining of Taman, Western Caucasus and the adjacent part of the Black Sea designed on the basis of geological interpretation of geophysical data and drilling. The prospects for the oil and gas content of the Taman peninsula and the adjacent Black Sea water area are associated with the Upper Cretaceous carbonaceous complex. The deposits of the Eocene and Paleocene periods in the south areas also offer some prospects.

Г.И. Буачидзе, М.П. Шаоршадзе

## СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ СУШИ

Изучение тепловых потоков и вообще геотермического поля имеет большое значение при решении задач глубинного геологического строения. При этом неискаженный тепловой поток определяется процессами, происходящими в нижней части коры и в верхней мантии. Другие элементы теплового поля (температурный градиент и теплопроводность пород), на данной стадии изученности, можно использовать для характеристики верхней части земной коры.

Ввиду того что отдельные параметры теплового поля зависят от многих факторов, при установлении закономерностей их распределения необходимо использовать статистические методы. С учетом этого была проведена оценка генеральных средних температурных градиентов, которые в свою очередь сравнивались между собой с разницей на 5%-ном уровне значимости. При этом крупные стратиграфические единицы в литологическом отношении принимались за однородные.

Наиболее низкие значения температурных градиентов характеризуют меловые карбонатные отложения зоны западного погружения Грузинской глыбы,  $25^{\circ}\text{C}/\text{км}$ , далее идут третичные отложения Аджаро-Триалетии, представленные на побережье вулканогенными отложениями среднего эоцена,  $30^{\circ}\text{C}/\text{км}$ , и приблизительно такие же градиенты имеются в третичных породах Грузинской глыбы.

Интересным представлялось сравнение меловых отложений, так как породы неокома и верхнего мела состоят из известняков, а в разрезе сеномана, апта и альба большое место занимают глины. На 5%-ном уровне значимости разница между ними оказалась незначительной и среднее оценивалось как  $25 \pm 3^{\circ}\text{C}/\text{км}$ .

Донные осадки Черного моря характеризуются в общем повышенными градиентами температур — среднее  $57^{\circ}\text{C}/\text{км}$ . На этом фоне выделяется аномальная точка на Гудаутской банке —  $290^{\circ}\text{C}/\text{км}$ , где значение теплового потока резко повышено.

При обработке значений теплопроводности  $\lambda$  (измеренных более чем в 500 образцах) были выделены как геотектонические зоны, так и литологические группы (известняки, песчаники, мергели и глины). Выяснилось, что внутри групп наблюдается довольно большой разброс: даже для очень однородной литологической группы известняков интервал равен  $2,5-7,3 \cdot 10^{-3}$  кал/см · сек ·  $^{\circ}\text{C}$ . В то же время большое значение имеют геологический возраст и геотектоническое положение исследуемых групп. Так, мергели Грузинской глыбы, имеющие возраст верхнего мела-палеогена, характеризуются теплопроводностью  $2,93 \pm 0,49$  кал/см · сек ·  $^{\circ}\text{C}$ , а мергелей третичного возраста —  $3,63 \pm 0,82$  кал/см · сек ·  $^{\circ}\text{C}$ ; верхнемеловые-палеогеновые мергели Аджаро-Триалетии обладают теплопроводностью  $5,78 \pm 1,29$  кал/см · сек ·  $^{\circ}\text{C}$ .

Таким образом, совершенно очевидно, что для конкретных региональных геотермических построений нельзя пользоваться обобщенными данными, не говоря уже о табличных значениях.

Обработка всех данных приводит к выделению двух пар (с незначительной разностью внутри пар): глины и мергели со средним  $\lambda = 3,3 \pm 0,4$  кал/см · сек ·  $^{\circ}\text{C}$ , известняки и песчаники с  $\lambda = 4,8 \pm 0,2$  кал/см · сек ·  $^{\circ}\text{C}$ .

Теплопроводность донных осадков Черного моря характеризуется гораздо большим постоянством (1,7–2,6) со средним значением  $\lambda = 1,9 \pm 0,5$  кал/см · сек · °С, что вызвано наличием воды в этих отложениях.

Анализ значений тепловых потоков подтверждает наиболее общую закономерность: тепловой поток на молодых складчатых системах больше (для Аджаро-Триалетии  $q = 2,0$  кал/см<sup>2</sup> · сек), чем на платформах и глыбах (для Грузинской глыбы  $q = 0,9$  кал/см<sup>2</sup> · сек). Эта закономерность прослеживается на каком-то расстоянии и в море; к сожалению, из-за малого количества станций (менее 30) ее не удается проследить более четко.

Малая, но существенная разница наблюдается между величинами тепловых потоков для суши и моря. В соответствующих районах для суши  $q = 0,95 \pm 0,14$  кал/см<sup>2</sup> · сек и для моря  $1,34 \pm 0,34$  кал/см<sup>2</sup> · сек. Так же как и в Мировом океане, в акватории Черного моря получается очень большой разброс величин теплового потока (более чем в 10 раз). При общем среднем значении  $q = 1,1$  кал/см<sup>2</sup> · сек встречаются и очень низкие величины, например  $q = 0,3$  кал/см<sup>2</sup> · сек на траверзе Адлера. Кроме того, пониженные величины характерны в этом районе и для суши (Хостинские скважины). Вероятно, это положение можно объяснить нисходящим интенсивным движением холодных подземных вод.

Повышенные значения тепловых потоков характеризуют район Гудаутской банки ( $q \sim 2,0$  кал/см<sup>2</sup> · сек), где геофизическими методами фиксируется крупное поднятие. Здесь же, в районе магнитной аномалии, замерена наибольшая для наших исследований величина  $q = 4,9$  кал/см<sup>2</sup> · сек.

При проверке нулевой гипотезы средние величины тепловых потоков через дно Черного моря и на суше оказались равными, и их среднее значение  $q = 1,06 \pm 0,13$  кал/см<sup>2</sup> · сек.

В дальнейшем большой интерес представляет установление коррелятивных связей между параметрами теплового и других полей (например, магнитного). Для решения подобных задач с использованием вероятностных критериев необходимо создание соответствующих статистических моделей.

Обязательным условием дальнейшего развития работ является увеличение количества станций для более равномерного покрытия акватории и сгущения точек на опорных геофизических разрезах.

#### ABSTRACT

A comparative analysis of geothermal parameters of the eastern part of the Black Sea and the adjacent land areas is given. The lowest values of the temperature gradient are found in the Cretaceous deposits of the western plunge of the Georgian block as well as in the Tertiary deposits of the Adzhara-Trialetian. The given sediments of the Black Sea are characterized as a whole by higher temperature gradients.

## ГЛУБИННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КРЫМА, КАВКАЗА, КОПЕТДАГА И ПРИЛЕГАЮЩИХ АКВАТОРИЙ ЧЕРНОГО И КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ

Полученные за последние годы геологические и геофизические материалы по территории Кавказского перешейка и смежных регионов позволяют уточнить и частично изменить представления об их глубинном строении. Это дает новые возможности в отношении геологической интерпретации материалов по Черному и Каспийскому морям [1–4]. Сделаем оговорку, необходимую для понимания дальнейшего: речь будет идти о глубинном геологическом строении рассматриваемой территории.

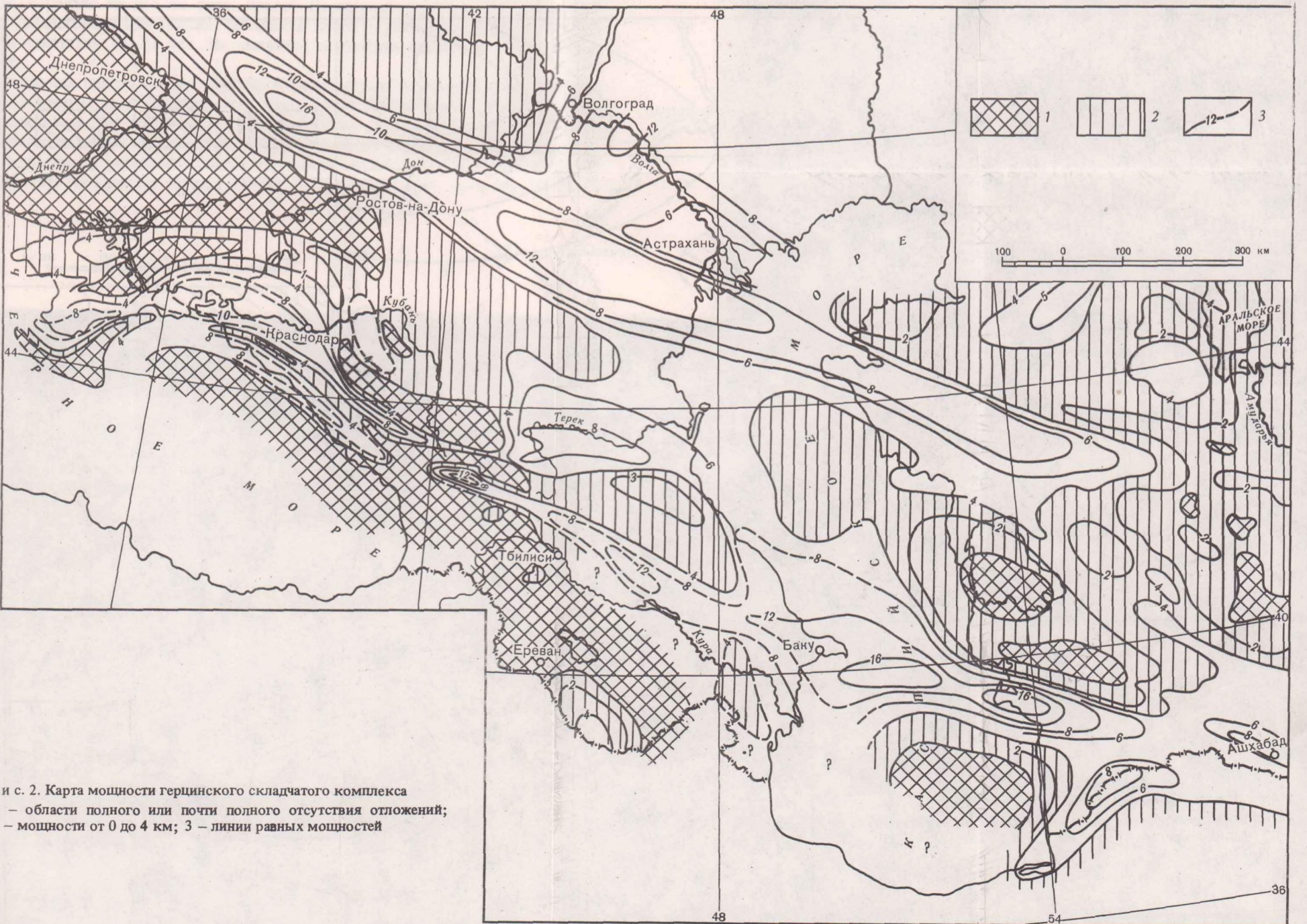
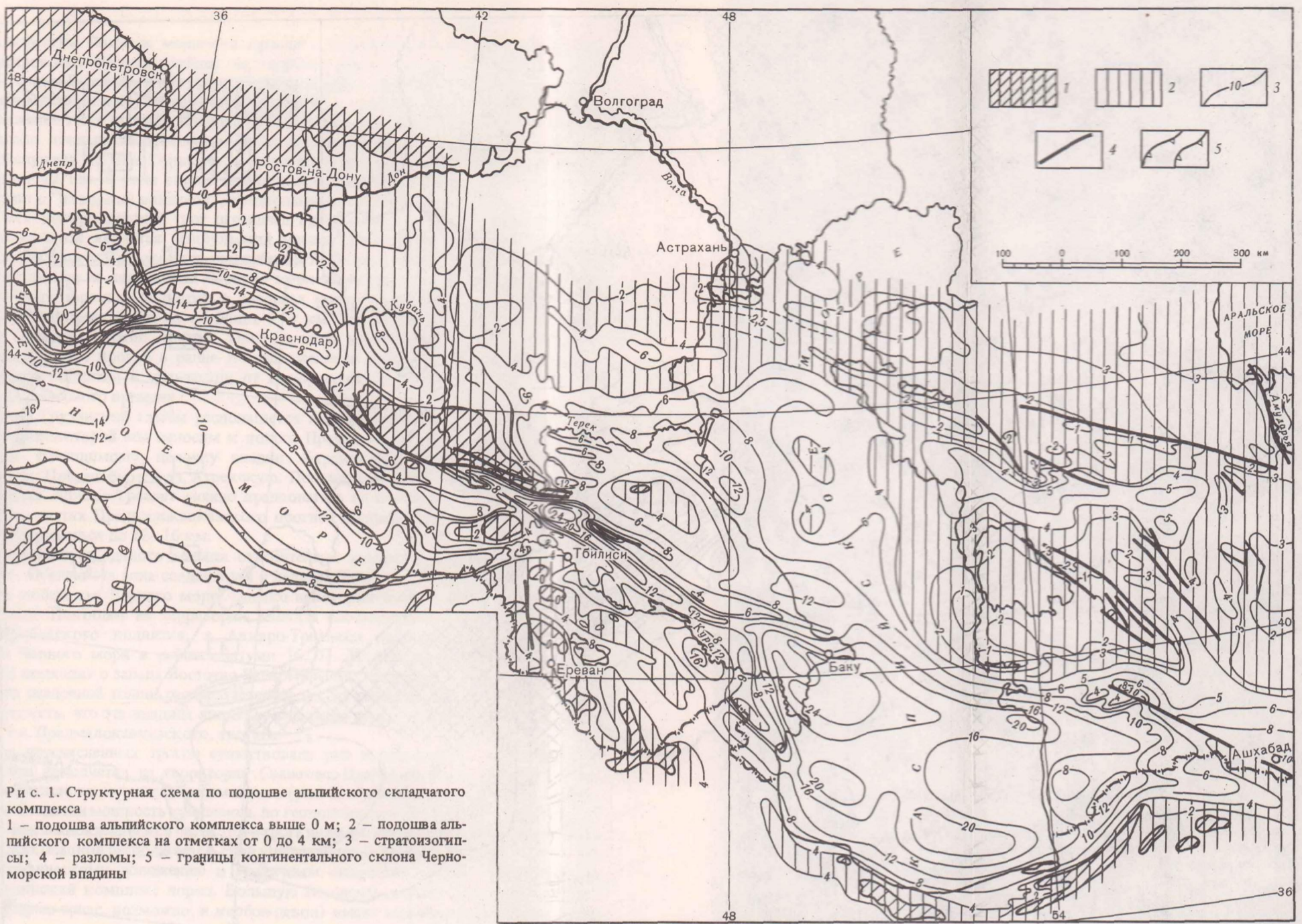
Глубинное строение изучается различными геофизическими методами, и каждым из этих методов можно выделить некоторые объемы пород, объединяемые каким-либо общим физическим параметром: плотностью, электропроводностью, намагниченностью, скоростью прохождения сейсмических волн и т.д. Геологию же, как науку историческую, в первую очередь интересуют объемы земной коры, объединяемые общностью происхождения и развития. Эти критерии выделения совпадают не всегда и только в определенных пределах.

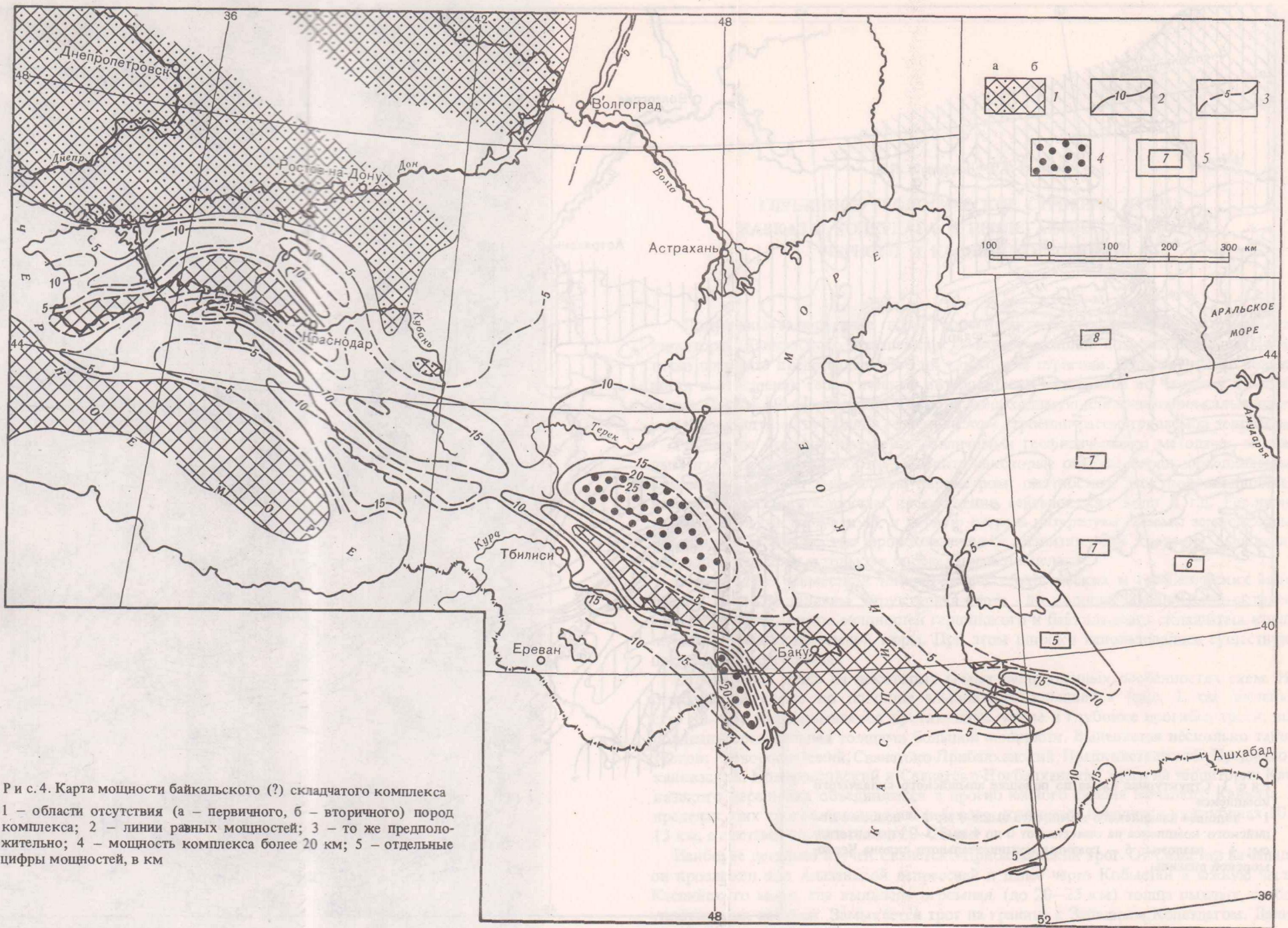
В результате совместной интерпретации геологических и геофизических материалов были составлены структурная карта по подошве альпийского складчатого комплекса, карты мощностей герцинского и байкальского складчатых комплексов и мощности земной коры. При этом широко использовались существующие аналогичные схемы.

Остановимся лишь на некоторых самых существенных особенностях схем. На структурной схеме по подошве альпийского комплекса (рис. 1, см вклейку, стр. 88–89) вырисовываются протяженные узкие и глубокие прогибы, трогои, выполненные осадочными толщами большой мощности. Выделяется несколько таких трогов: Новороссийский, Сванетско-Прибалханский, Предкопетдагский, Предмапокавказский. Новороссийский и Сванетско-Прибалханский трогои на территории Кавказского перешейка объединяются в прогиб южного склона Большого Кавказа. В пределах этих трогов подошва альпийского комплекса находится на глубинах 10–15 км, а местами опускается до 20–25 км.

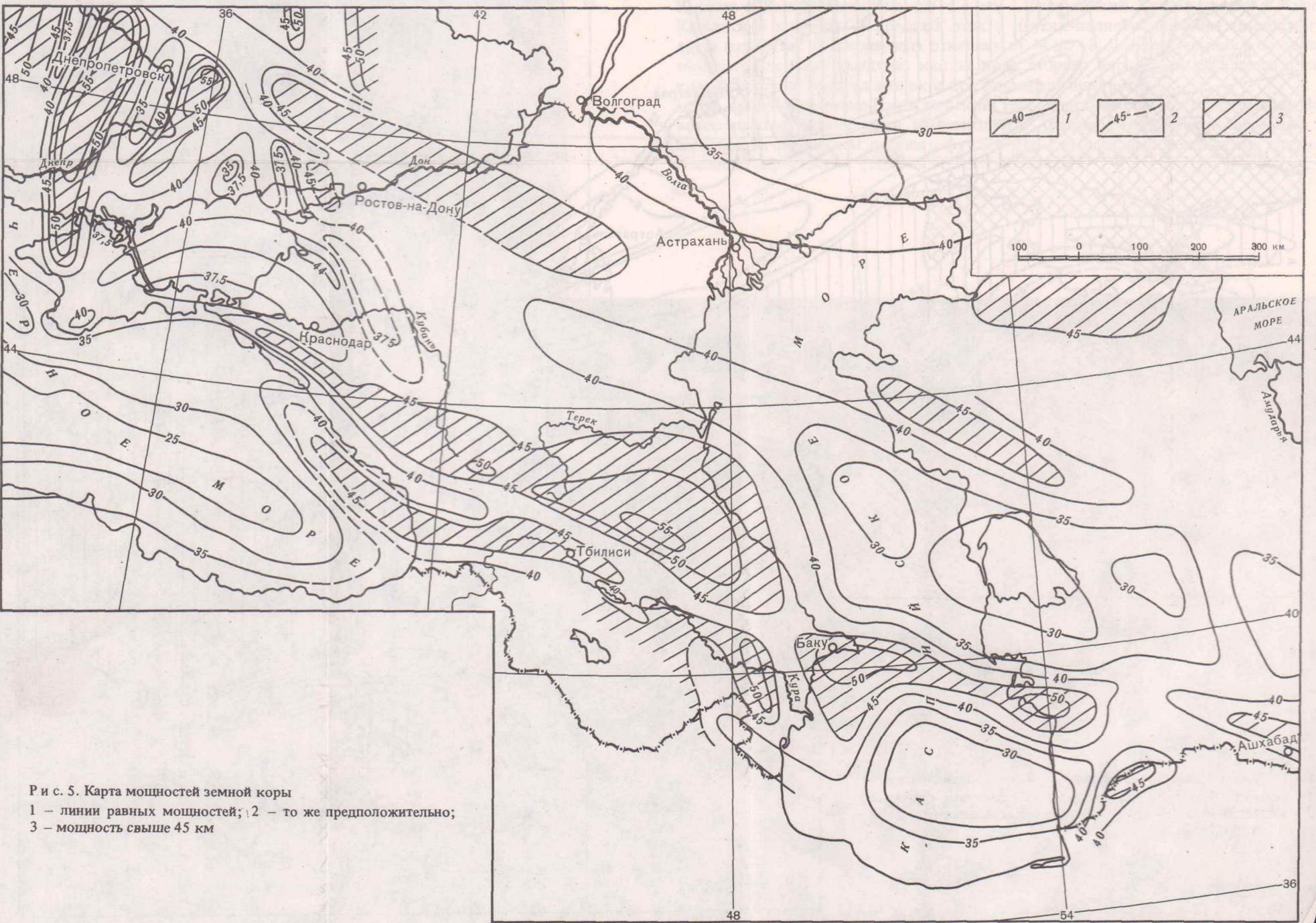
Наиболее детально изучен Сванетско-Прибалханский трог. От Сванетии на западе он прослежен под Алазанской депрессией и далее через Кобыстан в южную часть Каспийского моря, где выявлена огромная (до 20–25 км) толща рыхлых, слабоуплотненных осадков. Замыкается трог на границе с Западным Копетдагом. Далее на восток его кулисообразно подставляет Предкопетдагский прогиб. С севера Сванетско-Прибалханский трог органичивают поднятия Центрального и Восточного Кавказа и Карабогазский массив, а с юга – Дзирульский, Кюрдамирский и Южно-Каспийский массивы. В пределах этих и других поднятий подошва альпийского яруса находится на абсолютных отметках от +4 до –8. Дифференциация в пределах межтроговых глыб выглядит как явление второго порядка по сравнению с той контрастностью, которая возникла при формировании трогов.

На западе Сванетско-Прибалханский трог подставляется по простиранию Новороссийским. Между ними в Центральной Абхазии располагается перемычка с неглубоким залеганием древнего фундамента, с небольшими мощностями юрских и эпиплатформенными фациями меловых отложений. В пределах Новороссийского





Р и с. 4. Карта мощности байкальского (?) складчатого комплекса  
 1 - области отсутствия (а - первичного, б - вторичного) пород комплекса; 2 - линии равных мощностей; 3 - то же предположительно; 4 - мощность комплекса более 20 км; 5 - отдельные цифры мощностей, в км



Р и с. 5. Карта мощностей земной коры  
 1 - линии равных мощностей; 2 - то же предположительно; 3 - мощность свыше 45 км

трога известны большие мощности юрских и меловых отложений, что позволяет ориентировочно оценить глубину до подошвы юрских отложений в его пределах в 10–12 км. В районе п-ова Абрау северо-западное простирание Новороссийского прогиба меняется на субширотное, и он уходит в пределы Черного моря. Западное продолжение этого прогиба установлено несколько южнее Таманского полуострова, но дальше пока он не прослежен. Мы полагаем, что продолжением этого прогиба может служить впадина Сорокина, в пределах которой мощность осадочной толщи достигает 12 км. В этом случае западное продолжение Новороссийского прогиба совпадает с "начальной впадиной", предполагаемой М.В. Муратовым [5].

С юга Новороссийский трог ограничен Грузинской глыбой, наиболее поднятой частью которой является Дзирульский массив. Подошва альпийского структурного яруса располагается здесь на глубинах не более 4–8 км. Продолжением Грузинской глыбы на территории Черного моря является, вероятно, Абхазское (Восточно-Черноморское) поднятие, в пределах которого подошва осадочного комплекса расположена также на глубинах 6–8 км. Это поднятие ограничивает с юго-запада Новороссийский прогиб. Оно служило источником сноса обломочного материала в этот прогиб в ранне- и позднемеловой периоды. Существование относительного поднятия к юго-западу от Новороссийского прогиба устанавливается уже для лейасового времени.

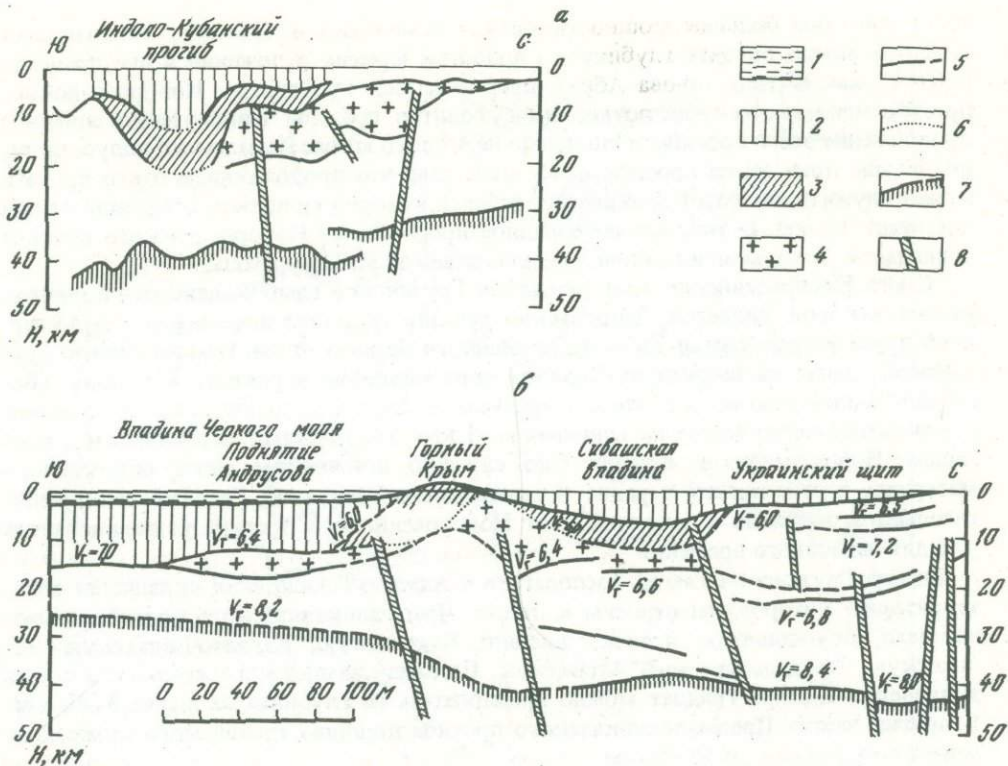
Южнее Грузинской глыбы располагается Аджаро-Триалетская складчатая зона, территорию которой мы относим к полосе Предмалокавказского прогиба, включающего, по-видимому, цепочку впадин: Бардинскую, Караязо-Евлахскую, Талышскую, Предэльбурскую, Атрекскую. Подошву альпийского комплекса пород в пределах Аджаро-Триалет можно предполагать на глубинах не менее 8–10 км. В других частях Предмалокавказского прогиба подошва альпийского комплекса может погружаться до 12–16 км.

Не существует единого мнения относительно западного продолжения Аджаро-Триалет. Обычно эта зона соединяется с цепями Понтид, протягивающимися вдоль южного побережья Черного моря. Однако некоторые исследователи полагают, что Восточным Понтидам на территории Кавказа соответствует северная часть Сомхето-Карабахского поднятия, а Аджаро-Триалеты срезаются восточным побережьем Черного моря в районе Батуми [6, 7]. Но именно к этому участку побережья подходит с запада Восточно-Черноморская впадина, в пределах которой подошва осадочной толщи располагается на тех же глубинах 10–12 км [8]. Можно предположить, что эта впадина является западным продолжением Аджаро-Триалетского, т.е. Предмалокавказского, прогиба.

Часть перечисленных трогов существовала уже в палеозое — триасе. Теми же 10–15 км измеряется на территории Сванетско-Прибалханского прогиба и мощность герцинского складчатого комплекса (рис. 2, см. вклейку, стр. 88–89). На территории Сванетии мощность комплекса, по геологическим данным, не менее 8 км. На территории южнокаспийской части этого трогов ниже 24-километровой толщи рыхлых альпийских осадков располагается слой уплотненных осадков, который, судя по его стратиграфическому положению и граничным скоростям, можно рассматривать как герцинский комплекс пород. Большую мощность породы герцинского комплекса (пермо-триас, возможно, и карбон-девон) имеют под Предкопетдагским прогибом.

На схеме мощности герцинского складчатого комплекса отмечаются еще два прогиба, вероятно такого же типа: прогиб Передового хребта на Северном Кавказе и Донецко-Мангышлакский. Мощность пород герцинского комплекса в последнем достигает 12–17 км. На смежных поднятиях мощность сокращена до 0–4 км.

Что касается палеозойского прогиба Передового хребта Центрального Кавказа, то его восточным продолжением, вероятно, служит Сунженский хребет Восточно-Предкавказья, где (по данным ГСЗ) мощность герцинского складчатого комплекса превышает 8 км. Продолжение прогиба Передового хребта в западном направлении выявлено в результате сейсмологических исследований в Западном Предкавказье [9]. На профиле Ленинградская — Геленджик (рис. 3) в верхней части



Р и с. 3. Сейсмогеологические профили через Западное Предкавказье (а) и Украинский щит — Крым — Черное море (б) (по данным [9, 10] с небольшим упрощением и нашей интерпретацией)

1 — водный слой; 2 — альпийский складчатый комплекс; 3 — герцинский складчатый комплекс; 4 — байкальский (?) складчатый комплекс; 5 — сейсмические границы, достоверные и менее точные; 6 — участки интерполяции сейсмических границ; 7 — подошва земной коры; 8 — разломы

коры выделяются две основные поверхности, на которых происходит обмен волн. Верхняя, судя по всем имеющимся структурным схемам, соответствует подошве альпийского комплекса пород. Вторая сверху граница располагается на глубинах около 3 км на территории Каневско-Березанского вала и севернее его и погружается по крайней мере до 20 км под Индоло-Кубанским прогибом. В сторону антиклинория Западного Кавказа она испытывает существенный подъем. Для того чтобы выяснить геологическую природу второй сверху границы и возраст пород, заключенных между нею и подошвой альпийского комплекса, примем во внимание следующие обстоятельства.

1. Индоло-Кубанский прогиб располагается на простираии Передового хребта Центрального Кавказа.

2. В зоне Передового хребта установлена большая мощность пород герцинского структурного комплекса, а под Индоло-Кубанским прогибом резко увеличивается (до 8–10 км) мощность этого комплекса, располагающегося непосредственно ниже альпийского. Севернее и южнее в обоих случаях мощность доальпийского комплекса резко уменьшается или он выклинивается.

3. С юга Передовой хребет ограничен Тырнауз-Пшекишской зоной разломов, продолжением которой на запад служит Ахтырский разлом, ограничивающий с юга Индоло-Кубанский прогиб.

4. С севера Индоло-Кубанский прогиб и зона Передового хребта ограничены Каневско-Березанским валом и Лабино-Малкинским поднятием, образующими единую зону поднятия.

Эти данные позволяют считать, что вторая сверху граница на профиле Ленинградская — Геленджик соответствует подошве герцинского структурного яруса,

а территория Индоло-Кубанского прогиба в герцинское время может рассматриваться как непосредственное продолжение прогиба Передового хребта (Северо-Кавказского).

Рассмотрим строение земной коры Крыма (см. рис 3). Здесь выделяется "гранитный" слой, который южнее и севернее Горного Крыма разделяется на две части [10] Верхняя северная часть, как предполагают, соответствует палеозойско-триасовому и нижнеюрскому комплексам пород, т.е. включает таврическую свиту или ее аналоги. На юге эта часть "гранитного" слоя выклинивается на северном склоне поднятия Андрусова. В самом Горном Крыму такого расчленения "гранитного" слоя, мощность которого равна приблизительно 10 км, не проведено.

Очень существенно, что в северной части Индоло-Кубанского прогиба и на его северном обрамлении широко развиты терригенные отложения триасового возраста. По своему облику они близки к породам таврической свиты Горного Крыма. Одновозрастные отложения (причем, вероятно, большей мощности) развиты, очевидно, и на всей территории Индоло-Кубанского прогиба, где устойчивое прогибание фиксируется в течение альпийского этапа развития, начиная с юрского периода [11] и где увеличены мощности отложений герцинского возраста. Но если это так, то область развития триаса Горного Крыма можно рассматривать как западное продолжение палеозойско-триасового прогиба, включающего, как уже отмечалось, территории Передового хребта Центрального Кавказа и Индоло-Кубанского прогиба. Судя по тому, что мощность только таврической свиты достигает 4—5 км, весь "гранитный" слой Горного Крыма, вероятно, соответствует палеозойско-триасово-нижнеюрскому комплексу пород.

Таким образом, мы предполагаем, что Горный Крым и зона Передового хребта на Кавказе — это части единого, длительно развивавшегося геосинклинального Крымско-Северо-Кавказского прогиба, превратившиеся в разное время в поднятия. Его средняя и наиболее широкая часть, которой соответствует Индоло-Кубанский прогиб, сохранила свою тенденцию к опусканию значительно дольше и может рассматриваться как остаточная впадина. Аналогичный характер развития устанавливается и для Сванетско-Прибалханского прогиба [3].

Характер фундамента Предмалокавказского прогиба не ясен. На территории Черного моря толща осадочных пород, которая считается альпийской, ложится на "базальтовый" слой. Это может означать, что герцинского осадконакопления на территории Предмалокавказского прогиба (или западной его части) не было вообще или оно было очень незначительным. Это согласуется с тем, что на Кавказском перешейке в полосе прогиба палеозойские отложения неизвестны.

Перейдем к рассмотрению карты мощностей байкальского складчатого комплекса или, точнее, послекарельской — догерцинской части "гранитного" слоя (рис. 4, см. вклейку, стр. 88—89). При ее построении из мощностей "гранитного" слоя вычитали (в тех случаях, когда это возможно) мощность герцинского и альпийского складчатых комплексов, которые в ряде мест частично или полностью включаются в этот слой, а также ту часть "гранитного" слоя, которая заведомо представлена добайкальскими метаморфическими породами.

Обширная область первичного отсутствия пород байкальского возраста располагается на территории Украинского щита. Южнее породы байкальского возраста распространены повсеместно, как показали М.В. Муратов и В.Е. Хаин. Распределение мощностей на этой территории подчиняется простой закономерности: под поднятиями кровли байкальского фундамента мощность рассматриваемого слоя возрастает, а под опусканиями — сокращается, в ряде случаев до полного выклинивания. Такое выклинивание, по геофизическим данным, имеет место под Индоло-Кубанским, Новороссийским и Сванетско-Прибалханским прогибами. Как известно, "гранитный" слой отсутствует на территории Западно- и Восточно-Черноморских впадин.

Рассмотрим карту мощностей земной коры (рис. 5, см. вклейку, стр. 88—89). На Кавказском перешейке и западнее положение поверхности *M* зеркально обратное по отношению к подошве герцинско-альпийского структурных ярусов. В пределах под-

нятий (Симферопольско-Березанский вал, Центральный Кавказ, Восточный Кавказ, Грузинская глыба и ее продолжение — Абхазское поднятие) поверхность *М* опускается до глубин 40—55 км. В то же время в полосах разделяющих их прогибов (Днепровско-Донецкий, Сивашский, Индоло-Кубанский, Новороссийский, Сванетский) она поднимается до глубин 30—40 км, а в осевой части Черного моря (прогибы Западно- и Восточно-Черноморские) — до отметок 20—25 км. На территории Каспийского моря и к востоку от него соотношение между рельефом подошвы земной коры и структурных границ в верхней ее части прямое. Карабогазскому и Южно-Каспийскому массивам соответствуют подъемы границы *М*, а соответствующей части Сванетско-Прибалханского прогиба — опускание. На Украинском щите установлены субмеридиональные полосы больших и малых мощностей коры [12].

Таким образом, мы рассмотрели строение верхних слоев коры, а также положение подошвы коры. С той или иной степенью надежности удалось проследить прогибы и поднятия, выделяемые на суше, в пределы акваторий. Характеристика прогибов и поднятий этих двух столь геоморфологически различных областей оказывается в самых существенных чертах сходной. Для прогибов и на суше, и на море характерны большие мощности альпийского и в ряде случаев герцинского складчатых комплексов, измеряемые цифрами одного порядка. На поднятиях мощности этих комплексов сокращаются приблизительно в одинаковой пропорции. Под прогибами на суше выклинивается или резко сокращается по мощности досреднепалеозойская часть "гранитного" слоя, а на море такие же изменения испытывает сам "гранитный" слой. Соотношение прогибов и поднятий с рельефом границы *М* одинаково на море и на суше. В результате напрашивается вывод, что тектоническая дифференциация, установленная как на акватории Черного и Каспийского морей, так и на прилегающей суше, имеет одинаковую природу и связана, судя по тому, что мы знаем о сухопутной части региона, с геосинклинальным процессом.

В связи с этим возникает вопрос о характере Черноморской и Южно-Каспийской мегавпадин, об их месте в ряду тех структур, которые возникли в результате геосинклинального развития региона. Для ответа на этот вопрос прежде всего определим, где проходят границы собственно Черноморской мегавпадины. Представляется наиболее правильным считать ими континентальный склон. Соотношение его со структурной картой по подошве альпийского складчатого комплекса (см. рис. 1) таково, что оно указывает на наложенный характер полосы континентального склона, и следовательно Черноморской мегавпадины. Это наиболее отчетливо видно в северо-восточной части мегавпадины, где в связанное с ней опускание вовлечены часть антиклинория Горного Крыма, Южно-Крымское поднятие, Абхазское поднятие, западное продолжение Новороссийского прогиба и т.д. Следовательно, процесс образования Черноморской мегавпадины не зависит от геосинклинального развития, приведшего к дифференциации всей этой области, о которой уже упоминалось. Вероятно, формирование мегавпадины как самостоятельного структурного элемента началось позже, в середине или второй половине кайнозоя. Такой точки зрения придерживаются многие исследователи.

В южной части Каспия различия между Южно-Каспийским массивом и прилегающей частью Сванетско-Прибалханского прогиба, по данным Я.П. Маловицкого, перестают иметь первостепенное значение с начала кайнозоя. Возможно, следовательно, что Южно-Каспийская мегавпадина начала формироваться с этого времени.

Таким образом, как Черноморская, так и Южно-Каспийская мегавпадины территориально, а возможно, и генетически связаны с более узкими трогами, имеющими, вероятно, геосинклинальную природу. Соотношение этих мегавпадин и трогов напоминает соотношение некоторых синеклиз с расположенными в их осевых частях авлакогенами. Еще раз подчеркнем, что область отсутствия "гранитного" слоя на территории Черного и Каспийского морей относится не к самим мегавпадинам в целом, а к соответствующим участкам трогов.

## АБСТРАКТ

Considered are the structural map designed according to the foot of the Alpine folded complex, the maps of the thicknesses of the Hercynian and Baikalian folded complexes, the scheme of the thicknesses of the Earth's crust obtained as a result of the combined interpretation of the geological and geophysical data.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Краснопевецова Г.В., Резанов И.А., Шевченко В.И. Глубинное строение центрального сектора Большого Кавказа. — Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 1.
2. Резанов И.А., Шевченко В.И. Глубинное геологическое строение Кавказа, Южного Каспия и Западной Туркмении. — Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка, 1970, № 4.
3. Шевченко В.И., Резанов И.А. Основные этапы тектонического развития Кавказа, Южного Каспия и Западной Туркмении. — Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка, 1971, № 8.
4. Шевченко В.И., Резанов И.А. Глубинное геологическое строение западной части Кавказа, Крыма и прилегающей акватории Черного моря. — Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 10.
5. Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. М., "Недра", 1969.
6. Дзюценидзе Г.С., Твалчрелидзе Г.А. Некоторые особенности вулканизма и металлогении Среднегорско-Понтийско-Сомхетского пояса. — В кн.: Материалы VII съезда КБГА. Докл. сов. геологов. Киев, "Наукова думка", 1967.
7. Леонов Г.П. К вопросу о соотношении и типе геологического развития Аджаро Триалетской и Восточно-Понтийской тектонических единиц. — Вестн. МГУ, серия геол., 1971, № 3.
8. Маловицкий Я.П., Левин Л.Е., Байбулатова З.К. и др. Группа южных морей. — В кн.: Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР. Л., "Недра", 1970.
9. Померанцева И.В., Мозженко А.Н., Егоркина Г.В. и др. Результаты изучения строения земной коры и верхней мантии с помощью станции "Земля" в Азово-Кубанской впадине. — Прикл. геофизика, 1969, вып. 55.
10. Геофизические исследования и тектоника юга Европейской части СССР. Киев, "Наукова думка", 1969.
11. Пустильников М.Р., Корнеев В.П. История развития Западного и Центрального Предкавказья в альпийском цикле тектогенеза. — Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 1.
12. Соллогуб В.Б. Структура земной коры Украины. — Геофиз. сб., вып. 38, Киев, "Наукова думка", 1970.

## СО Д Е Р Ж А Н И Е

<i>Я.П. Маловицкий.</i> Основные проблемы и направления геолого-геофизического изучения внутренних морей Тетиса . . . . .	5
<i>В.С. Белокуров.</i> Комплексное геофизическое районирование и некоторые вопросы тектоники Черноморской впадины . . . . .	11
<i>Ф.А. Щербаков, Ю.Г. Моргунов, П.Н. Куприн.</i> Изучение новейшей тектоники северо-западной части шельфа Черного моря . . . . .	22
<i>Е.А. Старшинова, И.Н. Галкин, Я.П. Маловицкий, Р.С. Цыганенкова, А.М. Антонова.</i> Скоростная модель земной коры на меридиональном разрезе центральной части Черного моря . . . . .	26
<i>В.И. Головинский, И.Ф. Глумов.</i> Геологическое строение Черноморского шельфа Болгарии . . . . .	33
<i>Л.Э. Левин.</i> Некоторые черты истории формирования осадочной толщи и нефтегазоносности впадин Северного и Черного морей . . . . .	36
<i>Н.И. Черняк.</i> Перспективы нефтегазоносности северо-западного шельфа Черного моря и задачи геолого-геофизических исследований . . . . .	43
<i>Н.С. Благоволин.</i> Голоценовая история Черноморского бассейна . . . . .	48
<i>В.И. Головинский.</i> О некоторых линейных структурах Причерноморья и Черноморской впадины . . . . .	54
<i>А.И. Дьяконов, А.Л. Цагарели, Я.П. Маловицкий, Ф.К. Байдов, А.А. Терехов.</i> Тектоническое районирование Восточного Причерноморья и прилегающей акватории Черного моря . . . . .	57
<i>Е.Я. Николаева.</i> Перспективы нефтегазоносности Казахстанского шельфа Каспия . . . . .	65
<i>Н.И. Лысенко, Г.Е. Гришанков.</i> Некоторые замечания к неоген-четвертичной истории развития рельефа Горного Крыма . . . . .	68
<i>И.Н. Галкин, Е.А. Старшинова, Е.М. Чесноков.</i> Выявление анизотропии скоростей в мантии Черноморской впадины . . . . .	75
<i>В.П. Пекло, Я.П. Маловицкий, А.И. Дьяконов, С.Ф. Сидоренко.</i> Тектоника области сочленения Тамани, Западного Кавказа и смежной части Черного моря . . . . .	82
<i>Г.И. Буачидзе, М.П. Шаоршадзе.</i> Сравнительный анализ геотермических параметров восточной части Черного моря и прилегающих районов суши . . . . .	86
<i>В.И. Шевченко, И.А. Резанов.</i> Глубинное геологическое строение Крыма, Кавказа, Колетдага и прилегающих акваторий Черного и Каспийского морей . . . . .	88

## CONTENTS

<i>Ya.P. Malovitsky</i> . Principal problems and trends of the geological and geophysical study of the Tethys enclosed seas . . . . .	5
<i>V.S. Betokurov</i> . Complex geophysical zonation and some problems of tectonics of the Black Sea depression . . . . .	11
<i>F.A. Shcherbakov, Yy.G. Morgunov, P.N. Kuprin</i> . Study of the latest tectonics of the north-western part of the Black Sea shelf . . . . .	22
<i>E.A. Starshinova, I.N. Galkin, Ya.P. Malovitsky, R.S.Tsyganenkova, A.M.Antonova</i> . Rate model of the Earth's crust in the meridional section of the Black Sea central part . . . . .	26
<i>V.I. Golovinsky, I.F. Glumov</i> . Geological structure of the Bulgarian Black Sea shelf . . . . .	33
<i>L.E. Levin</i> . Some features of formation history of sedimentary statum and of oil and gas content in the basins of the North and Black Seas . . . . .	36
<i>N.I. Chernyak</i> . Prospects of oil and gas content in the north-western shelf of the Black Sea and the tasks of geological and geophysical research . . . . .	43
<i>N.S. Blagovolin</i> . The holocene history of the Black Sea basin . . . . .	48
<i>V.I. Golovinsky</i> . Some linear structures of the near-Black Sea area and the Black Sea depression . . . . .	54
<i>A.I. Dyakonov, A.L. Tsagareli, Ya.P. Malovitsky, F.K. Baydov, A.A. Terekhov</i> . Tectonic zonation of the Eastern near-Black Sea area and of the adjacent water area of the Black Sea . . . . .	57
<i>E.Ya. Nikolaeva</i> . Prospects of oil gas content of the Kazakhstan shelf of the Caspian Sea . . . . .	65
<i>N.I. Lysenko, G.E. Grishankov</i> . Some notes to the Neogene-Quaternary history of the development of the Mountain Crimea relief . . . . .	68
<i>I.N. Galkin, E.A. Starshinova, E.M. Chesnokov</i> . Discovery of anisotropy of rates in the mantle of the Black Sea depression . . . . .	75
<i>V.P. Peklo, Ya.P. Malovitsky, A.I. Dyakonov, S.F. Sidorenko</i> . Tectonics of the jointing area of Taman, Western Caucasus and the adjacent part of the Black Sea . . . . .	82
<i>G.I. Buachidze, M.P. Shaorshadze</i> . Comparative analysis of geothermal parameters of the eastern part of the Black Sea and the adjacent land areas . . . . .	86
<i>V.I. Shevchenko, I.A. Rezanov</i> . Abyssal geological structure of the Crimea, Caucasus, Kopetdag and the adjacent wayer areas of the Black and Caspian Seas . . . . .	88

УДК 550.3

Основные проблемы и направления геолого-геофизического изучения внутренних морей Тетиса. Маловицкий Я.П. "Комплексное исследование Черноморской впадины". М., "Наука", 1976.

Дается краткая сравнительная характеристика геологического строения внутренних морей Тетиса, показано, что основной материал для суждения о глубинном строении этих акваторий содержится в данных морских геофизических исследований.

УДК 550.3

Комплексное геофизическое районирование и некоторые вопросы тектоники Черноморской впадины. Белокуров В.С. "Комплексное исследование Черноморской впадины". М., "Наука", 1976.

Проводится анализ геолого-геофизических данных по акватории Черного моря и окружающей суши, дается их сопоставление и обобщение. Рассматриваются структуры, вещественный состав и возраст осадочного чехла Черноморской впадины, тектоника и структура консолидированной коры и верхней мантии. Прослеживается связь между приповерхностными и глубинными структурами акватории Черного моря и его геологического обрамления.

Ил. 4.

УДК 550.3

Изучение новейшей тектоники северо-западной части шельфа Черного моря. Щербakov Ф.А., Моргунов Ю.Г., Куприн П.Н. "Комплексное исследование Черноморской впадины". М., "Наука", 1976.

Анализ мощностей современных осадков и их распределение по площади указывают на наличие разрывных нарушений субширотного простирания. Разрывные нарушения диагонального направления выявлены к западу от Одесского разлома. Изучение новейших движений дна северо-западной части Черного моря указывает на блоковую структуру фундамента.

Ил. 1. Библиогр. 4 назв.

УДК 550.3

Скоростная модель земной коры на меридиональном разрезе центральной части Черного моря. Старшинова Е.А., Галкин И.Н., Маловицкий Я.П., Цыганенкова Р.С., Антонова А.М. "Комплексное исследование Черноморской впадины". М., "Наука", 1976.

Рассматривается скоростная модель земной коры в центральной части Черного моря, основанная на материалах ГСЗ экспедиции 1968 г. Изучен субмеридиональный профиль от Феодосийского залива на юго-восток к заливу Бафра, пересекающий основные элементы переходной зоны: шельф, материковый склон, глубоководную впадину.

Ил. 5. Табл. 1.

УДК 550.3

Геологическое строение Черноморского шельфа Болгарии. Головинский В.И., Глумов И.Ф. "Комплексное исследование Черноморской впадины". М., "Наука", 1976.

Морские геофизические исследования, выполненные на Черноморском шельфе НРБ, показали, что эта акватория представляет значительный интерес для поисков залежей нефти и газа. В качестве наиболее важных объектов разведки выделены локальные структуры в пределах Тюленевского поднятия.

Ил. 1.

УДК 550.3

Некоторые черты истории формирования осадочной толщи и нефтегазоносности впадин Северного и Черного морей. Левин Л.Э. "Комплексное исследование Черноморской впадины". М., "Наука", 1976.

Сравнительный анализ истории формирования осадочной толщи Северного и Черного морей показывает, что сходство в их развитии наиболее отчетливо проявляется в смене мелководной обстановки глубоководной с последующими компенсацией прогибания осадконакоплением и, применительно к Черному морю, новообразованием современной глубоководной котловины в плиоцене.

Ил. 1. Табл. 1. Библиогр. 28 назв.

УДК 550.3

Перспективы нефтегазоносности северо-западного шельфа Черного моря и задачи геолого-геофизических исследований. Ч е р н я к Н.И. "Комплексное исследование Черноморской впадины". М., "Наука", 1976.

За последнее десятилетие большое внимание было уделено изучению глубинного строения Черноморской впадины и обрамляющей ее шельфовой зоны. На основании геофизических исследований установлены крупные тектонические элементы первого порядка, намечены зоны нарушений, разделяющие эту территорию на ряд блоков, и на отдельных участках изучено строение верхнего структурного этажа.

Ил. 1. Библиогр. 21 назв.

УДК 550.3

Голоценовая история Черноморского бассейна. Б л а г о в о л и н Н.С. "Комплексное исследование Черноморской впадины". М., "Наука", 1976.

Последовательные этапы развития голоценовой трансгрессии Черного моря запечатлены в виде подводных абразионных террас в различных участках побережья, а также в торфяных горизонтах Колхидской низменности и лиманов Болгарского побережья. Абсолютные датировки торфа и упругих органических остатков по  $C^{14}$  позволяют осуществить предварительную корреляцию голоценовых уровней в пределах всего Черноморского бассейна.

Библиогр. 21 назв.

УДК 550.3

О некоторых линейных структурах Причерноморья и Черноморской впадины. Г о л о в и н с к и й В.И. "Комплексное исследование Черноморской впадины". М., "Наука", 1976.

Черное море нельзя поставить в один ряд с океанами, поскольку мощность осадков в его центральной части превышает 14 км. С другой стороны, строение консолидированной части земной коры Черноморской впадины представляется сейчас весьма сложным, что также не позволяет Черноморскую впадину относить к реликтам древнего океана.

Ил. 1. Библиогр. 14 назв.

УДК 550.3

Тектоническое районирование восточного Причерноморья и прилегающей акватории Черного моря. Д љ а к о н о в А.И., Ц а г а р е л и А.Л., М а л о в и ц к и й Я.П., Б а й д о в Ф.К., Т е р е х о в А.А. "Комплексное исследование Черноморской впадины". М., "Наука", 1976.

Материалы региональных сейсмических исследований в прикавказской части Черного моря показали, что в области морского продолжения складчатой системы Северо-Западного Кавказа отмечается большое количество локальных поднятий. Образования нижнего мела, содержащие на суше промышленные запасы газа, в непосредственно примыкающей морской части можно расценивать как наиболее перспективные.

Библиогр. 16 назв.

УДК 550.3

Перспективы нефтегазоносности Казахстанского шельфа Каспия. Н и к о л а е в а Е.Я. "Комплексное исследование Черноморской впадины". М., "Наука", 1976.

Результаты геолого-геофизических работ и бурения последних лет свидетельствуют о высоких перспективах поисков и разведки месторождений нефти и газа, аккумулированных в структурах Южного Мангышлака и прилегающей акватории Каспийского моря, на которой продолжают структурные элементы, являющиеся зонами нефтенакопления на суше.

УДК 550.3

Некоторые замечания к неоген-четвертичной истории развития рельефа Горного Крыма. Л ы с е н к о Н.И., Г р и ш а н к о в Г.Е. "Комплексное исследование Черноморской впадины". М., "Наука", 1976.

Геоморфологические циклы четвертичного периода, с которыми связано образование речных террас, отличаются от древних геоморфологических циклов не только меньшей продолжительностью, но и своим происхождением. Если образование "лестницы" поверхностей выравнивания связано в основном с колебательным движением земной коры, то

формирование террас в значительной мере отражает влияние климата — смену оледенений межледниковыми эпохами, а также колебания уровня моря.

Ил. 2. Библиогр. 14 назв.

УДК 550.3

Выявление анизотропии скоростей в мантии Черноморской впадины. Галкин И.Н., Старшинова Е.А., Чесноков Е.М. "Комплексное исследование Черноморской впадины". М., "Наука", 1976.

Использование модели поперечно-изотропной верхней мантии на основе теоретического метода расчета величин скоростей упругих волн дало возможность показать, что наблюдаемое различие скоростей может быть объяснено преимущественной ориентацией 30–40% кристаллов оливина из общего 60% содержания в породе. Силы, вызвавшие такую ориентацию кристаллов, могли быть направлены субмеридионально в западной части впадины и субширотно в центральной.

Ил. 6. Табл. 1. Библиогр. 13 назв.

УДК 550.3

Тектоника области сочленения Тамани, Западного Кавказа и смежной части Черного моря. Пекло В.П., Маловицкий Я.П., Дьяконов А.И., Сидоренко С.Ф. "Комплексное исследование Черноморской впадины". М., "Наука", 1976.

Рассматривается тектоническая схема сочленения Тамани, Западного Кавказа и смежной части Черного моря, составленная на основе геологической интерпретации геофизических данных и бурения. Перспективы нефтегазоносности Таманского полуострова и прилегающей акватории Черного моря связаны с верхнемеловым карбонатным комплексом. Перспективны также отложения эоцена и палеоцена в южных районах.

Ил. 1.

УДК 550.3

Сравнительный анализ геотермических параметров восточной части Черного моря и прилегающих районов суши. Буачидзе Г.И., Шаоршадзе М.П. "Комплексное исследование Черноморской впадины". М., "Наука", 1976.

Дается сравнительный анализ геотермических параметров восточной части Черного моря и прилегающих районов суши. Наиболее низкие значения температурного градиента имеют меловые отложения западного погружения Грузинской глыбы, а также третичные отложения Аджаро-Триалетии. Данные осадки Черного моря характеризуются в общем повышенными градиентами температур.

УДК 550.3

Глубинное геологическое строение Крыма, Кавказа, Копетдага и прилегающих акваторий Черного и Каспийского морей. Шевченко В.И., Резанов И.А. "Комплексное исследование Черноморской впадины". М., "Наука", 1976.

Рассматриваются структурные карты, составленные по подошве альпийского складчатого комплекса, карты мощностей герцинского и байкальского складчатых комплексов и схема мощности земной коры, полученные в результате совместной интерпретации геологических и геофизических материалов.

Ил. 5. Библиогр. 12 назв.

**КОМПЛЕКСНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ  
ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ**

*Утверждено к печати  
Межведомственным геофизическим комитетом  
при Президиуме АН СССР*

Редактор *А.Д. Подольский*  
Редактор издательства *С.Д. Казанчева*  
Художественный редактор *Н.Н. Власик*  
Технический редактор *Г.П. Каренина*

Подписано к печати 18/V-76 г. Т-07663  
Усл.печ.л. 8,75+1,05 вклейки. Уч.-изд.л. 10,3  
Формат 70×108 1/16. Бумага офсетная № 1.  
Тираж 1000 экз. Тип.зак. 1074  
Цена 72 коп.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука"  
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

72 коп.

5579