

УДК (551.35+551.76) (262.5)

**Некоторые черты мезозойской истории
 Черноморской впадины по данным изучения коренных пород**

К. М. Шимкус, А. С. Жигунов

Первые сведения о составе и возрасте коренных отложений, слагающих склоны Черноморской впадины, получены во время нескольких экспедиций НИС «Академик С. Вавилов» в период с 1973 по 1975 гг. [6, 7, 21, 23, 28]. В значительном объеме новый фактический материал с Крымского и Анатолийского склонов нами собран в 1977 г. во время 61-А рейса НИС «Витязь» и изучен в литологическом, петрографическом и минералогическом аспекте; возраст определен по нанофоссилиям.

Сбор материала осуществляли драгированием дна. Использовали в основном круглые драги разного диаметра. Для драгирования выбирали наиболее крутые откосы с акустически жесткой поверхностью, что определяли по характеру записей на эхолентах. Если поперечное сечение предполагаемого обнажения было достаточно большим и прослеживалось до 0,5 км и больше, то проводили многоярусное его драгирование с тем, чтобы получить материал с разных частей обнажения.

Образцы коренных пород собраны из двух районов крымского и четырех полигонов анатолийского склонов всего на 20 станциях (рис. 1). Лабораторное исследование включало определение породного состава визуально и в шлифах, а также изучение минерального состава пород. Под микроскопом описано 85 шлифов, с помощью рентгеновского дифрактометра определены содержания ряда порообразующих минералов в 44 пробах. С целью выяснения возраста пород в 52 образцах определен иодовой состав известкового нанопланктона (С. И. Шуменко, Харьковский госуниверситет). Выявленные комплексы сопоставляли с комплексами, обнаруженными в мезозойских и кайнозойских породах побережья [24].

Крымский континентальный склон

Алуштинский участок. Этот район интересен тем, что его пересекает морское продолжение Центрально-Крымского разлома, выраженное интенсивной магнитной аномалией [8]. Подводные обнажения выявлены в верхней зоне склона на глубинах 300—450 м (рис. 1, А, станции 7638, 7642). Уклоны дна здесь колеблются от 13 до 27°. Выходы коренного ложа фиксируются на сейсмопрофилях [10, 13]. С этого участка подняты аргиллиты, алевролиты, песчаники и сидериты, т. е. типичные породы таврической серии. К такому выводу приводит детальное петрографическое их изучение и сопоставление с отложениями Горного Крыма, что подробно освещено в отдельной работе А. С. Жигунова [6]. Подобные образования в этом же районе встречены и ранее [22, 28]. Наряду с породами таврической серии на этом участке при глубинах моря 300—450 м подняты среднеюрские туффиты (рис. 2, Е) и верхнеюрские мелкозернистые известняки.

Форосский участок. Драгирование произведено на четырех станциях — 7643, 7645—7647, глубины моря от 340 до 1550 м (рис. 1, А); поднято 37 петрографических разновидностей коренных пород. Наиболее представительные пробы взяты на станциях 7645 и 7646, расположенных в средней части склона. На ст. 7646 вес каменного материала превышал 100 кг. Размер обломков составлял в основном до 10 см, но встречались и более крупные экземпляры.

С глубин 340—400 м (ст. 7646) подняты кварц-полевошпатовые известковые песчаники с глауконитом, горизонтальнослоистые, слабо- и

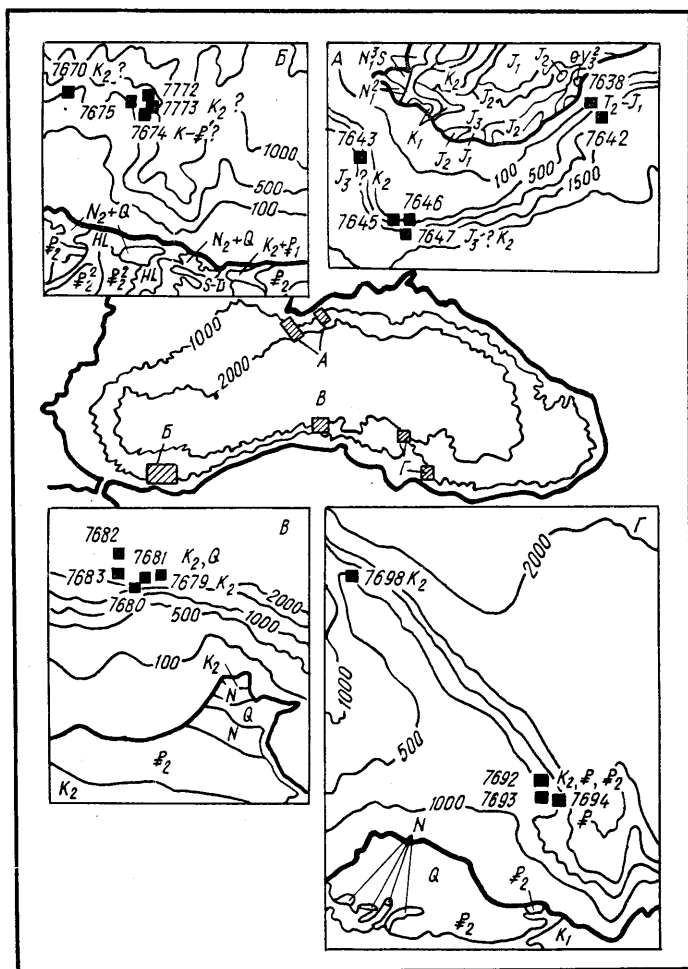


Рис. 1. Схема участков драгирования (НИС «Витязь», рейс 61-А, 1977 г.) в Черном море:

А — Крымский; Б — подводной долины Сакарри; В — Синопский; Г — подводного хребта Архангельского

среднесцементированные, с неровным песчаниковидным изломом. По своему составу они отличаются от встреченных на Алуштинском участке. Состоят из полевых шпатов (10%), кварца (60—70%), значительной примеси обломков кислых эффузивов (5—10%) и продуктов разрушения отложений таврической серии (рис. 2, Д). Обычен глауконит (до 10%) — типичный минерал ниже- и верхнемеловых отложений Крыма.

В средней зоне склона (глубины моря 830—1210 м, станции 7645, 7646) широко распространены вулканогенные породы (туфы андезитового, андезито-дацитового и дацитового состава), а также разнообразные туффиты (известковые, доломитовые, мергелистые), которые мы по минералого-петрографическим признакам относим к верхам ниж-

него мела [7]. На ст. 7645 (глубины моря 1100—1210 м) поднят обломок измененного диабаз, возраст которого, вероятно, среднеюрский.

В нижней части склона (глубины моря 1500—1550 м, ст. 7643) обнажаются разнообразные карбонатные породы: известняки крепкие,

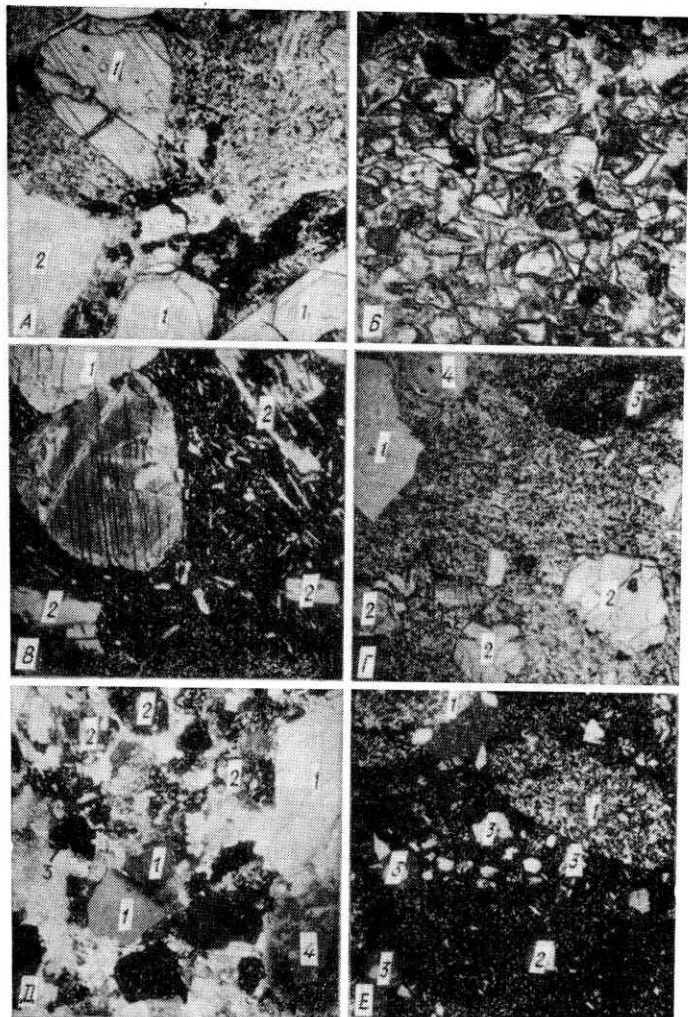


Рис. 2. Микрофотографии шлифов коренных пород континентального склона Черноморской впадины (ув. 70):

А — пироксеновый андезит. Порфировые вкрапленники гиперстена (1) и плагиоклаза (2) в основной массе, сложенной микролитами плагиоклаза, пироксеном, рудным минералом и вулканическим стеклом; подводная долина Сакарьи, ст. 7674, обр. ч-275, ник. ||. Б — туф андезитов мелкообломочный, кристалло-витрокластический. Кристаллы пироксена и среднего плагиоклаза редки; обломки стекла частично хлоритизированы; Синопский участок, ст. 7679, обр. ч-277, ник. ||. В — авгитовый андезит. Порфировые вкрапленники авгита (1) и плагиоклаза (2) в основной массе, сложенной вулканическим стеклом, микролитами плагиоклаза, пироксеном, рудным минералом; подводный хребет Архангельского, ст. 7694, обр. ч-364, ник. +. Г — андезит. Порфировые вкрапленники плагиоклаза (1), гиперстена (2) и биотита (3) в основной массе, сложенной вулканическим стеклом, микролитами плагиоклаза, пироксеном и рудным минералом, поры выполнены хлоритом и кремнеземом (4); подводная долина Сакарьи, ст. 7673, обр. ч-262, ник. ||. Д — песчаник среднезернистый. Кварц (1), обломки пород (2), пирит (3) псевдооолитовые образования (4) в базальном карбонатном цементе; Форосский участок, ст. 7647, обр. ч-251, ник. +. Е — туффит. Обломки алевритов, кварцитов, сланцев (1), эффузивов, вулканического стекла, полевого шпата (3), биотита сцементированы пепловым материалом (2); Алуштинский участок, ст. 7638, обр. ч-215 ник. +

микрозернистые и мелкозернистые, органогенные с кораллами, мшанками и водорослями, сходные с верхнеюрскими известняками Горного Крыма [16], а также мелоподобные и перекристаллизованные мелко-раковинные известняки и мергели, содержащие хорошей сохранности известковые нанофоссилии верхнего мела [22, 28].

Подводная долина Сакарья. На левом борту подводной долины на глубинах 1200—1710 м (станции 7670, 7672—7674) обнажается эффузивно-осадочный комплекс пород (рис. 1, Б). Уклоны дна здесь колеблются от 9 до 34°. Широко распространены разнообразные известняки: а) крепкие мелко- и микрокристаллические, перекристаллизованные, серой окраски, с признаками микрослоистости, пятнистые, плотные, однородные и брекчированные (ст. 7670, глубины моря 1360—1710 м); б) известняки органогенные, мелкодетритовые, частично перекристаллизованные, светло-зеленовато-серые, средней крепости, часто пористые (станции 7672—7674, глубины моря 1010—1440 м); известняки рифогенные с кораллами и рудистами (ст. 7673, глубины моря 1200—1400 м). В известняках не удалось обнаружить нормальной сохранности кокколитов, встречаются только неопределимые фрагменты. Но поскольку в Черноморской области в позднем мелу широко были распространены рудисты [25], есть основание полагать, что встреченные нами породы относятся к этому периоду. Доломиты (до 85,39 % доломита) обнаружены на ст. 7672 (глубины моря 1250—1320 м).

Обнажения эффузивов тяготеют к наиболее крутой средней зоне левого борта подводной долины Сакарья, где уклоны дна достигают до 34° (станции 7673, 7674). Они представлены авгитовыми андезитами серого и темно-серого цвета, заметно измененными. Порфиновые вкрапленники, достигающие размера 0,5—2 мм, представлены средне-основным зональным плагиоклазом и авгитом. Основная масса сложена авгитом, зональным андезином и небольшим количеством хлоритизированного стекла (рис. 2, А, Г). В некоторых образцах основная масса сложена почти полностью желтовато-зеленым хлоритизированным пухрыстым стеклом.

Аналогичный эффузивно-осадочный комплекс отложений широко развит на побережье Болгарии, где относится к верхнему мелу [18].

Синопский участок. Пятью станциями драгирования (рис. 1, В) охвачена большая часть поперечного профиля континентального склона (глубины моря 750—2200 м, станции 7679—7683). Выходы коренных пород выявлены в основном на интервале глубин от 1650 до 2200 м. Эта зона склона отличается наибольшими уклонами, местами достигающими 22—36°. Глубже 1900 м распространены главным образом выходы эффузивов и туфов, а выше, как правило, доминируют известняки с туфами и туффитами.

На западной границе обширного Синопского полигона на глубинах 1700—1900 м (ст. 7683) найдены выходы известняков и эффузивов, сходных с таковыми из района долины Сакарья. Известняки микрозернистые и микрокристаллические серого и светло-серого цвета, обычно крепкие, отдельные образцы брекчированы. Известняки чаще всего не содержат известковых нанофоссилий, в отдельных образцах встречены лишь редкие их фрагменты. Кроме этой разновидности подняты также светло-серые мелкодетритовые известняки, содержащие рудисты (как и в районе Сакарья), возраст которых, очевидно, поздний мел. Эффузивы представлены измененными пироксеновыми андезитами зеленовато-серыми на поверхности и темно-серыми в свежем изломе. В нижней части склона (ст. 7682, глубины моря 2050—2200 м) крутые уступы представлены исключительно выходами андезитов.

В восточной части полигона с глубин 1650—1950 м (ст. 7681) подняты мелоподобные мелкозернистые известняки и мергели, изобилующие известковыми нанофоссилиями позднего мела [22, 28]. Здесь распространены также туфы, переслаивающиеся с карбонатными породами. Контакт туфов и известняков отмечен в ряде образцов. Некоторые известняки содержат примесь пеплового материала.

Известняки обнаружены и на ст. 7680 (глубины моря 1810—1980 м). Они весьма крепкие, светло-серые и коричневатосерые, мик-

рокристаллические. Некоторые образцы брекчированы. Кокколиты в них не обнаружены. На этой же станции поднята зеленая хлоритизированная слабосцементированная туфобрекчия.

На ст. 7679 (глубины моря 1800—2100 м), расположенной немного восточнее, разрез состоит из мергелей, известняков, доломитов и туфов. Наряду с крепкими микрокристаллическими темно-серыми и серыми известняками, почти лишенными кокколитов, здесь залегают мелоподобные известняки и мергели светло-серого и зеленовато-серого цвета, слабой и средней крепости, содержащие фораминиферы и изобилующие известковым нанопланктоном позднего мела. Туфы (рис. 2, Б) андезитовые, зеленовато-серые, от грубообломочных до пелитовых, средне-, тонко- и микрослоистые, лито-кристалло-витрокластические, измененные (хлоритизированные и монтмориллонитизированные), слабой крепости. Часты существенно карбонатные прослои.

Подводный хребет Архангельского (рис. 1, Г). Это крупная форма рельефа дна, простирающаяся на северо-запад от побережья Турции. Склоны хребта имеют небольшие уклоны и большей частью покрыты рыхлыми отложениями. Согласно данным НСП [12], хребет сложен двумя комплексами пород: нижним — более дислоцированным и верхним — недислоцированным (неоген-четвертичным). С целью детализации геологического разреза в рейсе 61-А драгирование проведено в тех же районах, что и ранее.

В районе ближе к азиатскому побережью последовательное драгирование осуществлено в интервале глубин от 850 до 1500 м. Уклоны дна здесь достигают 14—16°. По мере снижения глубин станции драгирования несколько смещались в сторону берега. Здесь выявлен разрез нижне-, верхнемеловых и палеогеновых отложений, представленный в основном вулканогенно-карбонатной толщей, аналогичной комплексу, развитому на близлежащем побережье Турции [25].

С нижней части склона (ст. 7692, глубины моря 1400—1520 м) подняты микрозернистые известняки, крепкие, серые, светло-серые до белых. Некоторые из них доломитизированы или окремнены, отдельные образцы трещиноваты. Кроме них распространены мелоподобные известняки средней крепости, содержащие известковые нанофоссилии позднего мела. Их комплекс тот же, что и в аналогичных отложениях Синопского участка. Из карбонатных пород на ст. 7692 обнаружены также темно-серые крепкие доломиты и мелкодетритовые известняки.

Широко представлены обломки разнообразных вулканогенных пород: туфов андезитового, дацитового и андезит-дацитового состава и соответствующих эффузивов, а также диоритов и андезито-базальтов? Весьма обычны смешанные породы — туфоизвестняки и известковые туфы.

Андезитовые туфы зеленовато-серые, средней крепости, слоистые, широкого гранулометрического диапазона, лито-кристалло-витрокластические, хлоритизированные. Состоят из обломков пироксеновых андезитов, плагиоклаза, авгита (реже диопсида), биотита.

Дацитовые туфы — светло-серые с зеленоватым оттенком, как и андезитовые, разнообразны по гранулометрическому составу, микрослоистые, обычно крепкие. Они сложены кварцем, средним плагиоклазом, биотитом, желтовато-зеленым вулканическим стеклом.

Туффиты известковые, слоистые. Сложены андезитовой и андезито-дацитовой тефрой, мелкозернистым кальцитом и кокколитами. Содержат примесь диатомей и спикул губок.

Авгитовые андезиты — серые и темно-серые, измененные, с массивной или миндалекаменной текстурой. Порфирные вкрапленники представлены авгитом и плагиоклазом. Основная масса состоит из вулканического стекла, микролитов плагиоклаза, пироксена и рудного минерала (рис. 2, В).

С глубин 1150—1350 м (ст. 7693) подняты разнообразные известняки: микрозернистые, перекристаллизованные, органогенные, с примесью тефры и органогенного кремнезема. Вулканиты составляют

более значительную часть собранного материала, чем на ст. 7692, и более разнообразны по петрографическому составу. Они представлены туфами (в том числе туфобрекчиями) и туффитами андезитового, андезито-дацитового и дацитового состава, андезитами и базальтами. В известняках и известковых туффитах встречены плохой сохранности кокколиты позднего мела.

На глубинах 900—1050 м (ст. 7694) на поверхность дна выходит почти такой же комплекс отложений, что и на предыдущих станциях: мелоподобные известняки и мергели позднего мела (от апта до маастрихта), эоценовые микрокристаллические известняки, туфы андезитового, дацитового и липаритового состава, туфобрекчии андезитов, известковые туффиты с примесью органического кремнезема.

Другой район драгирования расположен в наиболее мористой части подводного хребта Архангельского. С самой крутой (уклоны дна 8—16°) северо-восточной части склона (ст. 7698, глубины моря 1220—1550 м) удалось поднять небольшие угловатые обломки серых микрозернистых известняков позднего мела.

В результате изучения коренных пород с континентального склона Черноморской впадины выяснено следующее.

В пределах крымского склона простирается погруженная часть мегантиклинория Горного Крыма, сложенная таврической серией, средневерхнеюрскими и меловыми отложениями; в пределах анатолийского склона — погруженная часть структур Западного и Восточного Понта.

Крымский склон разнороден по строению. На Алуштинском участке (глубины моря от 240 до 850 м) распространены обломочные породы таврической серии, среднеюрские вулканогенно-терригенные образования и верхнеюрские? известняки. На Форосском участке (глубины моря от 340 до 1550 м) обнажаются среднеюрские? магматические породы, верхнеюрские известняки, вулканогенно-обломочные породы альбского яруса нижнего мела, известняки, мергели и песчаники позднемелового возраста.

В пределах анатолийского континентального склона на всех изученных участках обнажается вулканогенно-карбонатный комплекс пород, преимущественно позднемелового возраста.

Ближе к Босфору в районе подводной долины Сакарьи на глубинах 1200—1710 м встречены андезиты и мелкодетритовые известняки, содержащие рудисты, возраст которых, предположительно, поздний мел.

К западу от Синопа (глубины моря 1650—2200 м) обнажаются пироксеновые андезиты и крепкие мелкозернистые и мелкодетритовые известняки с рудистами. Напротив Синопа на глубинах 1810—1980 м выявлены мелоподобные известняки и мергели позднего мела (турон, коньяк, сантон, кампан, маастрихт), а также андезитовые туфы.

На восточном склоне подводного хребта Архангельского обнажается складчатая вулканогенно-осадочная толща пород мелового возраста (апт, альб, турон, коньяк, сантон, кампан, маастрихт): андезитовые, андезито-дацитовые и дацитовые туфы, разнообразные известняки.

По периферии впадины четко выделяются две протяженные зоны андезитового вулканизма: северная — раннемеловая и южная — позднемеловая.

Новый фактический материал, представленный преимущественно мезозойскими образованиями, в совокупности с геофизическими данными позволяет осветить некоторые вопросы мезозойской истории Черноморского региона.

В пределах глубоководной впадины мезозойские образования погружены под мощной толщей более молодых отложений, что удалось установить сейсмопрофилированием МОВ ОГТ.

До подножия современного крымского склона прослежено южное крыло крымского мегантиклинория [10, 13, 15], где оно срезается глубинным разломом. По всей видимости, киммерийские образования тяготеют лишь к периферийной зоне впадины и простираются далее на вос-

ток в пределы ныне погруженной зоны южного склона Северо-Западного Кавказа, а на западе уходят в область Северной Добруджи.

Прогибы, в которых накапливались мощные толщи терригенных верхнетриасовых отложений, в общих чертах вырисовываются на карте рельефа доюрского фундамента, составленной Е. Е. Милановским и В. Е. Хаиным [14]. В современной структуре Северо-Западного Кавказа точно откартирован прогиб в Западном Предкавказье с мощной толщей темных аргиллитов карнийского и норийского ярусов, а на южном склоне верхний триас фаунистически доказан лишь в районе Мзымты, где образует толщу глинистых сланцев с прослоями и пачками известняков, содержащих норийские кораллы. Вероятно, в позднем триасе это был единый прогиб с интенсивным терригенным осадконакоплением.

В поздне триасское—раннеюрское время в границах современной Черноморской области простиралась погруженная часть гетерогенного Понтического массива, входящего в состав континентальной окраины Тетиса. Этот массив являлся составной частью Понто-Каспийской плиты [3]. Вдоль континентальной окраины развивался прогиб или, вероятнее всего, сложная система прогибов, где происходило интенсивное терригенное осадконакопление. За его пределами роль терригенного материала снижалась и накапливались также карбонатные отложения. На это, в частности, указывают находки глинистых сланцев и мергелисто-песчанистых известняков на побережье Западного Понта [25, 27].

Признаки сингенетичного складкообразования, отмеченные в таврической серии Крыма, дают основание предположить, что северная окраина не была пассивной. Здесь происходили латеральные перемещения всей литосферной плиты или отдельных ее блоков. Однако зона субдукции в это время не получила нормального развития. На это указывает отсутствие ярко выраженного островодужного вулканизма в позднем триасе—ранней юре в Крымско-Кавказской области.

Океаническая кора в зоне субдукции, видимо, достигла необходимых глубин лишь в средней юре, что отмечено мощным среднеюрским вулканизмом на Кавказе и в Крыму. Правда, что касается крымских вулканитов, то в отношении их принадлежности к средней юре высказываются сомнения [2].

По материалам площадной разведки МОВ ОГТ в Гудаутской области платформенного типа [9] осадочный чехол поздней юры и мела прослежен в пределах восточной глубоководной впадины. В западной части Черноморской впадины, по таким же данным, предполагается распространение мезозойского осадочного чехла типа Мизийской плиты [4].

По нашим данным на крымском и западно-анатолийском склонах выявлены сходного состава карбонатные морские верхнемеловые отложения, свидетельствующие о существовании в это время сравнительно глубоководного бассейна.

Верхнемеловые карбонатные отложения прослежены по всей площади глубоководной впадины по данным региональной съемки МОВ ОГТ [19, 20]. Их присутствие предполагается в составе пологослоистого осадочного чехла крупнейших погребенных структур Черноморской впадины: Восточно-Черноморского и Центрально-Черноморского поднятий (валы Шатского и Андрусова, по Д. А. Туголесову). Если это действительно так, то в мелу могла существовать геоморфологическая единая впадина.

По нашим представлениям, в этот период произошли радикальные изменения в строении земной коры региона и началось формирование коры субокеанического типа.

Поздне меловой период характеризовался довольно быстрым сокращением океана Тетис и активной субдукцией океанической коры под Понтический массив [1, 26, 27]. Ускорение субдукции в северном направлении в раннем мелу отмечено проявлениями островодужного вулканизма в Крымско-Кавказской области [5, 7, 11, 17]. Характер суб-

дукции претерпел определенные изменения в позднем мелу, на что указывают проявления позднемелового вулканизма как в Кавказской, так и в Анатолийской зонах Черноморской впадины. Правда, на Кавказе андезитовый вулканизм характерен в основном для начала позднего мела, а в Анатолийской зоне, судя по нашим данным, — для всего позднего мела.

Можно предположить, что в позднем мелу под Понтический срединный массив был субдуцирован срединный хребет Тетиса. При достижении определенной глубины здесь по древним расколам возобновились магматические процессы, давшие начало мантийному диапиру, который вызвал расплав определенной части земной коры срединного массива, некоторое раздвижение и опускание его, положив тем самым начало глубоководной впадины. Одновременно мог произойти и раскол единой погружающейся ветви океанической коры с образованием более крутой южной части. Дальнейшее ее погружение на заключительной стадии закрытия Тетиса обусловило мощный позднемеловой вулканизм на южном краю срединного массива (зона Понта), превращенном в островную дугу. Субдукция океанической коры и полное закрытие океана Тетис завершилось вспышкой палеогенового, в основном эоценового, вулканизма.

Обращает на себя внимание то, что субокеаническая кора не возникла в области, занятой Центральным поднятием (валом Андрусова). Очевидно, оно трассирует положение зоны трансформного разлома, вдоль которого происходили неравномерные латеральные перемещения западного и восточного блоков Понтического массива.

Summary

In 1977 expedition of the R/V «Vitjaz» dredged the Turkish and Crimean continental slopes from which numerous bedrocks samples were obtained. The petrography of the rocks has been studied. Their age has been determined based on nannoplankton. Dredging in the Black Sea has revealed that the eastern and western Pont structures extend into the Anatolian slope and the Crimean anticlinorium extends into the Crimean shelf and slope.

1. *Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б.* Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа // Геотектоника.— 1977.— № 4.— С. 88—103.
2. *Афанасьев Г. Д.* Основные итоги изучения магматизма Большого Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1967.— № 7.— С. 3—26.
3. *Бончев Е.* Понто-Каспийская плита и ее геотектоническая позиция // Geol. Balcanica.— 1975.— Т. 5, № 1.— С. 5—26.
4. *Геология и гидрология западной части Черного моря* / Отв. ред. Я. П. Маловицкий.— София: Изд-во БАН, 1970.— 292 с.
5. *Дзоценидзе Г. С.* Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его тектонической историей // Геотектоника.— 1966.— № 3.— С. 15—29.
6. *Жигунов А. С.* Петрография коренных обнажений таврической серии юго-восточной части Крымского континентального склона // Океанология.— 1982.— Т. 22, вып. 2.— С. 267—272.
7. *Жигунов А. С.* Нижнемеловые вулканогенные породы с южного участка Крымского континентального склона // Там же.— 1983.— Т. 23, вып. 1.— С. 95—99.
8. *Земная кора и история развития Черноморской впадины* / Ред. Ю. Д. Буланже, М. В. Муратов, С. И. Субботин, Б. К. Балавадзе.— М.: Наука, 1975.— 360 с.
9. *Исмагилов Д. Ф., Терехов А. А.* Строение осадочного чехла прикавказской части Черного моря // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 269, № 2.— С. 424—426.
10. *Козан Л. И., Маловицкий Я. П., Москаленко В. Н., Шимкус К. М.* Новые данные о структуре осадочной толщи дна Черного моря южнее Крыма // Там же.— 1977.— Т. 233, № 3.— С. 450—452.
11. *Лебединский В. И., Добровольская Т. И.* Новые данные о нижнемеловом вулканизме в Горном Крыму // Там же.— 1961.— Т. 136, № 4.— С. 896—899.
12. *Маловицкий Я. П., Терехов А. А.* О природе подводного хребта Архангельского в Черном море // Там же.— 1973.— Т. 208, № 3.— С. 679—682.
13. *Маловицкий Я. П., Терехов А. А., Шимкус К. М.* Строение верхней части осадочной толщи и некоторые черты развития периферийной зоны Черноморской впадины в кайнозое // Геолого-геофизические исследования Средиземного и Черного морей.— 1979.— № 2.— С. 7—25.

14. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа.— М. : Изд-во Моск. ун-та, 1963.—357 с.
15. Моргунов Ю. Г., Калинин А. В., Калинин В. В. и др. Основные элементы тектоники южного крыла Крымского мегантиклинория (Черное море) // Геотектоника.— 1971.— № 4.— С. 90—97.
16. Муратов М. В. Геология Крымского полуострова // Руководство по учебной геологической практике в Крыму.— М. : Недра, 1973.— Т. 2.— 192 с.
17. Плахотный Л. Г., Апостолова М. Я., Бондаренко В. Г., Гордиевич В. А. Меловой вулканизм Равнинного Крыма // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол.— 1971.— Вып. 4.— С. 102—112.
18. Станишева-Василева Г. Верхнемеловые магматические формации в Бургаском синклинии // Докл. БАН.— 1971.— Т. 24, № 11.— С. 1509—1512.
19. Туголесов Д. А. Современная структура Черноморской впадины.— Сов. геология.— 1976.— № 7.— С. 72—86.
20. Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б. и др. Геологическое строение Черноморской впадины // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 269, № 2.— С. 440—444.
21. Шимкус К. М., Шуменко С. И. Первые находки пород мелового возраста на материковом склоне Черного моря // Океанология.— 1977.— Т. 17, вып. 5.— С. 862—866.
22. Шимкус К. М., Маловицкий Я. П., Шуменко С. И. Коренные породы со дна Черного моря // Геолого-геофизические исследования Средиземного и Черного морей.— 1979.— № 2.— С. 26—44.
23. Шимкус К. М., Проконцев Н. Г., Жигунов А. С. Вулканогенные породы со дна Черного моря // Там же.— С. 45—52.
24. Шуменко С. И. Известковый наупланктон мезозоя европейской части СССР.— М. : Наука, 1976.—136 с.
25. Эрентоз К. Краткий обзор геологии Анатолии (Малая Азия) // Геотектоника.— 1967.— № 2.— С. 31—46.
26. Letouzey J., Bijou-Duval B., Dorkel A. a. o. The Black Sea marginal basin. Geophysical and geological late // Structural history of the Mediterranean basins.— Paris : Ed. Techn.— 1917.— P. 363—376.
27. Sengör A. M. C., Yılmaz Y. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach // Tectonophysics.— 1981.— N 75.— P. 181—241.
28. Shimkus K. M., Malovitskij J. P., Shumenko S. I. The bedrocks from the Black sea bottom and some features of the deep-sea basin structure.— Init. Rep. DSDP.— Wash. : U. S. Government Printing Office, 1978.— Vol. 42, p. 2.— P. 469—482.

Ин-т океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР,
Геленджик

Статья поступила
28.12.84

УДК 552.16

Фации метаморфизма metabazитов срединных хребтов Индийского и Атлантического океанов

Р. Я. Белевцев, А. А. Вишнеvский

Среди основных пород океанической земной коры, вскрытой в желобах трансформных разломов срединноокеанических хребтов (СОХ), метаморфизованные разновидности составляют до половины всех поднятых образцов, если отнести к метаморфизованным породы, содержащие 10—20 % метаморфических минералов. Метаморфические породы, преимущественно состоящие из последних, встречаются значительно реже и не превышают 5—10 % объема океанической земной коры. Уже эти данные свидетельствуют о неравномерном проявлении метаморфических процессов в породах СОХ [2, 1, 4, 5].

Непосредственное изучение основных пород СОХ подтверждает эти предположения: метаморфические минералы локализируются лишь в зонах и зонках дробления, катаклаза и рассланцевания, и поэтому редко охватывают большие объемы пород. Обычным является сонахождение реликтовых магматических и метаморфических минералов. Часто сохраняются структурно-текстурные признаки магматических пород, а метаморфические минералы либо замещают магматические псевдоморфно (например, роговая обманка по авгиту), либо развиваются по трещинкам и зонкам в первичных минералах с образованием отдель-