

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕОБЩЕОБРАЗОВАТЕЛЬНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
им. А. П. КАРПИНСКОГО (ВСЕГЕИ)
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УССР
ЦЕНТРАЛЬНАЯ ТЕМАТИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
КАРТА
СССР

Масштаб 1 : 1 000 000
(новая серия)

Объяснительная записка

Лист L-(36), (37) — Симферополь

304529 X



Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист L-(36), (37) — Симферополь, 1986 г. 134 с. (М-во геологии СССР, Всесоюз. ордена Ленина науч.-исслед. геол. ин-т им. А. П. Карпинского, М-во геологии УССР, Центр. тематич. экспед.).

В объяснительной записке дается систематизированное описание всех стратифицированных и интрузивных образований рассматриваемого района. Особые разделы посвящены его тектонике, геоморфологии, гидрогеологии и истории геологического развития. Геологическая карта и объяснительная записка к ней составлены с учетом новейшего материала по геологическому строению территории.

Рассчитаны на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией СССР.
Ил. 5, сп. лит. 64 назв.

Материалы по листу L-(36), (37) — Симферополь рассмотрены и рекомендованы к печати 16 марта 1983 г. Главной редакцией Гостеолкарты СССР.

Редакционная группа Главной редакции Гостеолкарты СССР
Г. П. Александров, Г. С. Ганешин, И. К. Зайцев, К. Б. Ильин,
Р. И. Соколов, Г. Н. Шапошников (председатель), Э. Г. Якубасова

Главный редактор Украинской группы листов А. И. Зарицкий

Ответственный редактор П. Н. Сторчак

ВВЕДЕНИЕ

На территории листа L-(36), (37) — Симферополь расположены части крупных геологических структур — Восточно-Европейской и Скифской платформ и альпийских складчатых сооружений. Граница между платформами проходит вдоль Сивашей, по Азовскому морю вдоль о-ва Бирючего и окончании Обиточной, Бердянской и Белосарайской кос, поворачивает на восток и выходит к Ейску. К Восточно-Европейской платформе относятся юго-восточная часть Украинского щита, восточная часть Причерноморской впадины, Донбасс. Скифская платформа занимает Стенной Крым, большую часть Азовского моря и Предкавказья.

Для Украинского щита характерно неглубокое залегание кристаллического фундамента. Юго-восточное погружение щита известно под названием Ростовского выступа. Причерноморская впадина, представляющая собой глубокую депрессию широтного простирания с равнинным низменным рельефом, выполнена меловыми, палеогеновыми и неогеновыми отложениями. В Донбасском герцинском складчатом сооружении каменноугольные отложения приподняты и на значительных площадях обнажаются или перекрываются четвертичными и неогеновыми отложениями.

В структуре Предкавказья выделяется Азово-Кубанская впадина, южная часть которой занята Западно-Кубанским краевым прогибом, являющимся восточной частью крупного Индоло-Кубанского прогиба, общего для З. Кавказа и Горного Крыма. З. Кавказ составляет западную оконечность мегантиклинория Б. Кавказа. Складчатоблоковое сооружение З. Кавказа проявляется на поверхности в основном мезозойскими породами и лишь периферические части его погребены под более молодыми отложениями.

Географические сведения. Территория входит в состав Украинской ССР и частично РСФСР (Ростовская область и Краснодарский край). Северная ее часть расположена в пределах Восточно-Европейской равнины, на юге находятся Крымские горы и западная часть Главного Кавказского хребта. На равнинной части территории выделяются Приазовская возвышенность, Донецкий кряж и Причерноморская и Азово-Кубанская низменности.

Крымские горы состоят из трех гряд. Главная гряда имеет высоты до 1545 м (Роман-Кош) и обрывается к югу крутым уступом южного берега Крыма. На западной окраине Главного Кавказского хребта отметки поверхности не превышают 1000 м (Лысая — 821, Тхаб — 905 м). Азово-Кубанская низменная равнина Предкавказья состоит из континентальных плиоценовых и четвертичных отложений. Ее абсолютные высоты составляют 5—30 м, увеличиваясь до 150—200 м к предгорьям.

Речная сеть развита неравномерно: на юге Украины слабо, а значительные пространства левобережья нижнего Днепра вплоть до рек Мал. Утлюк и Молочная не имеют рек и представляют собой бессточную равнину. Летом реки в большинстве пересыхают, к концу декабря замерзают. Ледовый режим их неустойчив, иногда нарушается

сильными оттепелями и дождями. Средняя продолжительность ледостава 60—80 дней.

Крупнейшей рекой является Днепр с притоками Ингулец, Каменка, Базавлук, Конка. В связи со строительством электростанции у Каховки на Днепре было создано Каховское водохранилище. Густая сеть магистральных, отводных и распределительных каналов, а также большое количество прудов и водоемов обеспечивают обводнение и орошение бессточных районов юга.

С севера в Азовское море впадают реки Молочная, Обитонная, Берда, Кальмиус, Миус. Реки северных склонов Крымских гор — Салгир, Индол и др. впадают в Сиваши; на западном побережье Крыма в Черное море впадают реки Альма, Кача, Бельбек, Черная. На реках Салгир и Симферополя, Биюк-Карасу у Белогорска, Кача у Бахчисарая и других стоки зарегулированы и построены водохранилища.

Река Кубань — еще одна крупная речная система С. Кавказа. Она асимметрична, почти все ее притоки находятся слева, со стороны склонов Кавказского хребта — Псекупс, Шебш, Афиц и др. Вблизи устья русло реки дробится на рукава (р. Протока и др.), образуя широкую заболоченную дельту. В северной части Азово-Кубанской равнины протекают небольшие реки — Ея, Понура, Бейсуг, Кирпильи, впадающие в Азовское море.

Для побережья Азовского и Черного морей характерны открытые лиманы, свободно соединяющиеся с морем, и озера-лиманы, полностью отделенные от моря косами и перешейками. Наиболее крупный лиман Сиваши в настоящее время зарегулирован дамбами и представляет собой залив Азовского моря глубиной до 0,5 м. Вдоль побережья Азовского моря расположены крупные лиманы — Утлюкский, Молочный, Миусский, Ейский, Бейсугский, Кирпильский, Ахтанисовский, а на Таманском берегу Черного моря — Кизилташский, Цокур, Впязевский, Бугазский. На Черноморском побережье Крыма имеется большое количество озер-лиманов — Донузлав, Сасык, Сакское, Кизыл-Яр, Узунларское, Кояшское, а на Азовском побережье — озера Чокракское, Акташское, Ханское. Все они имеют малые глубины и различную степень солености. Крупнейшие массивы плавней расположены ниже Запорожья (Конкские — 40 и Базавлукские — около 35 тыс. га), а также плавни дельты Кубани.

Климат территории в основном умеренно континентальный, в равнинной части — умеренно жаркий, засушливый. Средние месячные температуры самого жаркого месяца +23—24°, самого холодного — от 0,5° на крайнем западе (мыс Тарханкут) до —2 и —3° в Пришивашье. В районе З. Кавказа на Азово-Кубанской равнине максимальные температуры достигают +38—41°, в горной зоне и на морских побережьях — +34—40°. Средняя месячная температура января на Азово-Кубанской равнине от —2 до —4°, в горной зоне от 0 до —4°, на Черноморском побережье от 0 до +5—7°. На распределение осадков большое влияние оказывают горы. В Равнинном Крыму за год их выпадает 300—400 мм, в районе Ялты — 560, на западных яйлах — более 1000 мм. На Черноморском побережье период с наибольшим количеством осадков длится с сентября по февраль. Очень сильные ливни в горных условиях вызывают катастрофические паводки и иногда ведут к образованию селей. Снежный покров неустойчив, на Азово-Кубанской равнине он не превышает в среднем 10—15 см, появляется в первой половине декабря и сходит в первой половине марта.

Северную часть территории занимают распаханные и окультуренные степи. Целина сохранилась лишь в заповедниках, например в Аскании Нова. В степи хорошо растут пшеница, подсолнечник, развито бахчеводство, садоводство, виноградарство. Природные леса почти отсутствуют, встречаются лишь по берегам рек, оврагам, балкам в виде пес-

релесков с преобладанием дуба, вяза и ивы. Крымская степь занята полями пшеницы, кукурузы, виноградниками и садами. Леса южного берега Крыма низкорослые и представлены пушистым дубом, дровяными можжевельником, крымской сосной. Выше, по склонам Главной гряды, растут более высокоствольные листовые леса из бука, дуба, граба, ясеня. Яйлы, как правило, безлесны и покрыты травянистой лугово-степной растительностью.

На Азово-Кубанской равнине выделяются черноземные зоны; здесь степи полностью распаханы. В долине Кубани распространены аллювиальные почвы с участками пойменных лесов. Большая часть склонов Кавказского хребта покрыта дубовыми и буковыми лесами.

Геологическая изученность. Первые представления о строении и взаимосвязях кристаллических и осадочных пород Украинского щита относятся к XIX в. и отражены в работах К. И. Феофилактова, Н. П. Барбот-де-Марни, Н. А. Соколова. После Великой Октябрьской революции изучение геологического строения щита продолжалось. Описание петрографических исследований содержится в работах Ю. Ир. Половинкиной, Л. Г. Ткачука, Н. П. Семененко и других. Много внимания уделялось изучению генезиса и истории формирования шельфового массива Приазовья (И. А. Морозевич, Н. И. Лебедев, В. И. Лучицкий, И. Д. Царовский и другие).

Первые стратиграфические схемы докембрия составлены В. И. Лучицким, В. Н. Чирвинским, М. И. Ожеговой и Ю. Ир. Половинкиной. В 1937 г. Д. Н. Соболевым выполнена первая тектоническая карта щита. После Великой Отечественной войны на южном склоне щита планомерно ведется среднемасштабная комплексная геологическая съемка с бурением, геофизическими работами и лабораторными исследованиями (Е. А. Безнер, Г. М. Карпов, Э. В. Релина, А. А. Гойжевский, Г. Л. Кравченко). В районах, перспективных на железо, марганец и т. д., съемку крупного масштаба осуществляли Б. Т. Осадчий, А. А. Зайцев, А. Г. Виногородский, Г. М. Карпов и другие исследователи.

Тематические и научно-исследовательские работы проводились геологами Института геологических наук АН УССР, университетов, ВСЕГЕИ. Петрография, минералогия и стратиграфия докембрийских пород изучались Н. П. Семененко, Я. Н. Белевцевым, Н. П. Щербакком, И. С. Усенко и другими. Тектонические карты составлялись разными авторами по разному принципу. Первая попытка стратиграфического разделения осадочных отложений Донбасса сделана горным инженером Е. Ковалевским (1827 г.). Затем геологи Ле-Пле и Мурчисон (1837—1864) дали общее описание геологии Донбасса. До Октябрьской революции под руководством Л. И. Лутугина была проведена съемка и составлена односторонняя геологическая карта бассейна. Правильно выбранный метод картирования позволил подсчитать запасы угля и уточнить геологию и тектонику района. Эти работы продолжались и после революции, а также было начато крупномасштабное картирование с целью создания более подробной геологической карты для участков, предназначенных для шахтостроения.

После Великой Отечественной войны одновременно с работами по бурению проведена среднемасштабная геологическая съемка в Донбассе, что дало ценный материал для изучения его глубинного строения.

Неогеновые и четвертичные отложения Причерноморья детально изучены Н. И. Андрусовым, А. Г. Эберзиним, Г. И. Молявко, И. Г. Пилюпицко, В. Я. Дидковским, П. А. Тутковским и другими геологами. Были разработаны схемы строения Причерноморской впадины (Н. Ф. Балуховский, А. Д. Сергеев, А. М. Безуглый, М. В. Муратов и другие). В последние годы Г. В. Пасечный опубликовал ряд работ по среднемiocеновым отложениям Причерноморья, а также составил схе-

оценные — на одиннадцать. Окончательная региональная стратиграфическая схема утверждена 3 февраля 1981 г. МСК СССР.

Основы современных представлений о стратиграфии и литологии отложений побережья и дна Черного моря заложены Н. И. Андрусовым, который достаточно детально изучил весь комплекс неогеновых и четвертичных отложений суши, а также впервые поднял образцы грунта со дна Черного моря и дал подробное их описание. Следующим наиболее значительным этапом в изучении осадков Черного моря явились экспедиции Гидрографического управления, проведенные в 1924—1933 гг. под руководством Е. Ф. Скворцова. На континентальном склоне и на дне глубоководной впадины были отмечены довольно разнообразие четвертичные отложения. Исследования по Черному морю, проведенные до 1935 г., подытожили в монографии «Геологическое строение и история развития Черного моря» академика А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов. Разработанная ими стратиграфическая схема до сих пор служит примером расчленения морских четвертичных отложений. Они также выявили основные циклы трансгрессии Черного моря за четвертичный период и высказали предположение о приходе образования Черноморской впадины. Стратиграфией морских четвертичных отложений занимались также Л. А. Невеская, П. В. Федоров и другие. В настоящее время донные осадки акваторий Черного и Азовского морей изучают специалисты объединения «Крымгеология» Миннео УССР, институтов геохимии и физики минералов и геологических наук АН УССР.

В результате обобщения собранного материала составлен комплект сводных геологических карт Украины и Молдавии в м-бе 1 : 1 000 000: геологическая карта (ред. А. А. Гойженский, 1978), карта четвертичных отложений (ред. М. Ф. Веклич, 1977), геоморфологическая карта (ред. И. Д. Соколовский, 1979), геологическая карта кристаллического основания Украинского щита (ред. Н. П. Шербак, 1982), а также целый ряд специальных карт разного геологического содержания.

Исследования Кавказа проводились с XVIII в. отдельными учеными и экспедициями Российской академии наук. К концу XIX в. по Кавказу был накоплен обширный, но отрывочный и неравноценный по содержанию материал. Началось площадное геологическое картирование и изучение нефтеносности в Кубанской области и на Таманском полуострове (К. И. Богданович, С. И. Чарноцкий, И. М. Губкин). Геологическая съемка и дальнейшее изучение нефти- и газосносности района проводились силами ВСЕГЕИ, ВНИГРИ, СКГТУ. К 1956 г. вся территория была покрыта государственной среднемасштабной геологической съемкой (Г. В. Дейно, В. И. Дудукин, В. А. Серезенко, А. Л. Лунев, И. И. Греков, Г. З. Марташвили, Е. М. Ковалев и другие), а также проводилось крупномасштабное картирование в перспективных на нефть и газ районах Предкавказья. Обобщение геологосъемочных и поисково-разведочных материалов позволило составить сводные геологические карты Кавказа под редакцией К. Н. Паффенгольца (1956) и В. И. Яркина (1979). Одновременное широкое проведение геологических исследований дало возможность уточнить глубинное строение территории и выявить полезные ископаемые.

му корреляции его морских и континентальных кайнозойских отложений.

Первые физико-географические описания Крыма и некоторые сведения о его геологии содержатся в работах В. Ф. Зуева, К. Л. Габлица и П. С. Палласа.

В 1889—1913 гг. под руководством К. К. Фохта была составлена первая геологическая карта Крымского полуострова. Большую роль сыграли работы Н. И. Андрусова по геотектонике и неогену Керченского полуострова, стратиграфии четвертичных отложений и геоморфологии Крыма.

В 1935—1937 гг. по материалам разрозненных съемок и других геологических исследований В. В. Колубинской, Г. А. Лычагиним и М. В. Муратовым составлена сводная геологическая карта всего Крымского полуострова с объяснительной запиской к ней.

Наиболее важные стратиграфические исследования в Крыму в этот период проводили А. С. Моисеев, В. Ф. Пчелинцев, Г. Ф. Вебер, Б. П. Жижченко и другие. Тектоннику изучали П. А. Двойченко, С. Н. Михайловский, М. В. Муратов и другие. Геоморфологией и проблемами стратиграфии четвертичных отложений занимались Б. Ф. Добрынин, Б. М. Федорович и М. В. Муратов. Последующие годы характеризуются широким размахом геологосъемочных, буровых и геофизических работ. Большой вклад в изучение геологии Крыма внесли сотрудники ВСЕГИНГЕО (М. В. Чуринов, В. П. Лазарева, И. В. Попова, И. М. Цыпина и другие), научно-исследовательского центра МГРИ (Н. И. Маслакова, М. В. Муратов, Г. С. Золотарев и другие), Института минеральных ресурсов (Ю. С. Лебедев, О. Н. Кириченко и другие). Немалую роль сыграло проведенное коллективом ИГН УССР изучение геологического строения и полезных ископаемых Крыма и шельфов Азовского и Черного морей (Е. Ф. Шнюков, П. И. Науменко, Г. Н. Орловский, Ю. В. Соболевский, Ю. В. Тесленко и другие). Результатом совместных усилий ВНИИГНИ, ВНИИГАЗа, УкрНИИГАЗа, УкрНИИГРИ было открытие промышленных месторождений нефти и газа. Положительная оценка перспектив нефтегазоносности некоторых стратиграфических комплексов и структурных зон Равнинного Крыма легла в основу первых карт перспектив нефтегазоносности этого района, составленных Г. Х. Дикенштейном (1959) и Н. И. Черняк и А. Т. Богаец (1960).

Изучение четвертичных отложений Причерноморья, Равнинного Крыма и Керченского полуострова началось во второй половине XIX в. (К. К. Фохт, А. А. Борисак, Н. А. Соколов и другие). До Великой Отечественной войны наиболее обстоятельные исследования были выполнены Б. А. Федоровичем, Н. И. Николаевым, М. В. Муратовым, П. К. Замятием, Г. И. Моляко. В послевоенные годы в связи с расширением поиска полезных ископаемых, строительством и мелiorацией необходимых земель и стратиграфического расчленения четвертичных отложений еще больше возросла. Исследования проводили М. В. Муратов, В. И. Бабак, Е. В. Львова и другие, была выполнена среднемасштабная геологическая съемка. До 30-х годов континентальная четвертичная и плиоценовая толщи чаще всего вообще не расчленялись. Позднее П. К. Замятий и Г. И. Моляко выделили в них лесовые и почвенные горизонты, а Н. И. Николаев и М. В. Муратов установили три четвертичные террасы в Горном Крыму; позже было выделено шесть террас и составлена карта четвертичных отложений (В. М. Муратов, В. И. Бабак и другие) с весьма детальным и точным определением групп фаций и генетических типов отложений, но с более общим членением континентального плейстоцена. М. В. Веклич (1966) предложил детальную стратиграфическую схему, где четвертичные отложения расчленены на 16 стратиграфических горизонтов, а пли-

биотитовых гнейсов и амфиболитов, по данным Н. П. Щербака и В. Д. Ладневой, колеблется в пределах 2640—2880 млн. лет. Из-за слабой изученности серия пока на свиты не расчленена.

Аульская серия (ARal) объединяет суперкрупные породы мощностью до 5 км, распространённые в виде линзовидных останцов в полях развития ультраметаморфических гранитоидов, слогающих крупные структуры. Лишь в районе р. Базавлук можно наблюдать фрагменты верхов разреза серин, представленной толщей ритмичного переслаивания гнейсов и амфиболитов. Нижняя граница серин не установлена из-за интенсивной гранитизации пород низов разреза. Наиболее древние образования серин находятся за пределами описываемого района (Славгородский блок). В разрезе по долине р. Базавлук выделяются две пачки пород: нижняя, представленная преимущественно биотит-амфиболовыми и биотитовыми гнейсами и амфиболовыми кристаллосланцами, и верхняя, в которой отмечается чередование амфиболитов и амфиболовых гнейсов. Верхняя граница серин, по-видимому, денудационная, что определяется приуроченностью к ней пород серицит-кварц-полевшпатового состава (вскрытых В. Ф. Киктенко на юго-востоке Конкской структуры), которые могут интерпретироваться как породы метаморфизованной коры выветривания. С аульскими породами тесно связаны ультраметаморфические гранитоиды, в том числе аплитно-пегматондные граниты, которые также смяты в складки.

Общий план структур аульских и конско-верховцевских образований резко различен. Первые слагают складки с осями преимущественно близширотного направления, вторые — северо-северо-восточного, что хорошо отражается на карте магнитных аномалий. Возраст аульской серин более 3 млрд. лет. Так, в Чаплинском карьере дайка гранит-порфилов, секущая гранитизированные образования серин, имеет возраст 3,1 млрд. лет (по циркону), возраст амфибол-биотитовых гнейсов из обнажений в долине р. Базавлук — 3,09 млрд. лет.

Конско-верховцевская серия (ARku) слагает крупные синклинорные структуры, окаймляющие куполовидные структуры, сложенные преимущественно гранитизированными породами аульской серин. В районе выделяются Конкский, Белозерский и Чертомлыкский синклинории и Херсонская синклиналь. По-видимому, этими же породами сложены кулисообразные структуры, примаыкающие с востока к Криворожско-Кременчугскому разлому.

В составе серин выделяются две свиты: конкская и белозерская. Первая состоит преимущественно из вулканогенных пород. В низах разреза преобладают вулканиты основного состава, выше они сменяются пестрой толщей эффузивов кислого, среднего и, в меньшей степени, основного состава. Разрез начинается с амфиболитов, которые, судя по обнажениям, изученным по долине р. Базавлук, часто имеют попутную отделимость и, по-видимому, несогласно перекрывают гнейсо-амфиболовую толщу аульской серин. Как правило, контакт проходит или по тектоническому нарушению, или эти толщи разделяют тела гранитоидов, образование которых связывается с процессами более молодой ремобилизации. И лишь по Веселянскому структурному профилю, проходящему на контакте вышеупомянутые серицит-кварц-плагноклазовые породы. Толща амфиболитов сменяется выше с разрезом пачек железисто-кремнистых пород, иногда с карбонатами. На всех участках развита конкская свита в целом сохраняет свои особенности: общий характер вещественного состава, последовательность накопления и степень метаморфизма. Однако в каждой структуре имеются и свои особенности. Если в Конкском синклинории эффузивные образования кислого состава относительно редки, то в Чертомлыкском их роль резко возрастает. Меняется в разрезе синклинорных структур и объем мета-

СТРАТИГРАФИЯ

Рассматриваемая территория расположена в пределах южной части Восточно-Европейской платформы, Скифской плиты и альпийских складчатых сооружений Крыма и С. Кавказа.

Докембрийские образования развиты на южном склоне Украинского щита и на Приазовском массиве. В подходе к вопросам стратиграфического расчленения докембрия нет единого мнения. В настоящей работе принята корреляционная стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита, утверждённая УРМСК 17 марта 1978 г.

При этом учтены следующие изменения, внесённые в нее по решению бюро УРМСК от 4 февраля 1980 г. и 27 января 1982 г. (для описываемой территории — Среднеприднепровский блок): 1) введена аульская серия архея (упразднена аульская свита в составе конско-верховцевской серин) — гнейсы биотитовые, гранат-биотитовые, кристаллические сланцы, гнейсы пироксеновые, амфиболиты; 2) упразднен днепровский комплекс (архей); 3) введен днепропетровский комплекс (архей) — гнейсовидные диориты биотит-роговообманковые, иногда пироксенодержавшие, плагитогранодiorиты—тоналиты и плагитограниты биотитовые и биотит-роговообманковые, переходящие в мигматиты; 4) введен сурско-токовский комплекс (архей) — плагитограниты и гранодiorиты биотитовые, биотит-роговообманковые массивные равномернозернистые и порфиробластические, теневые плагитомигматиты.

В связи с изложенным невозможно привести полную увязку контуров геологических подразделений докембрия и их возраста с ранее изданными картами докембрия листа М-35), (36) — Киев Госгеолкарты СССР М 1:1 000 000.

АРХЕИ

К архею на основании структурного положения и данных изотопного возраста относят метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования западно-приазовской, аульской и конско-верховцевской серин.

Западно-приазовская серия (ARzp) слагает в Приазовье крупные структуры первого порядка: Салтычанский антиклинорий (бас. рек Лозоватка, Кильгичья, Обиточная) и Ремовскую антиклиналь (восточная часть Конкско-Ялынской впадины). Серия (мощность 6—7 км) объединяет амфиболовые, амфибол-пироксеновые, амфибол-биотитовые, биотитовые, биотит-пироксеновые и биотит-амфибол-пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты. Последние встречаются редко и слагают линзовидные пачки мощностью от 1 до 10, редко до 20—30 м (села Тарасовка, Елизаветовка). Исключительно редко (верховье р. Кильгичья, юго-западная часть Ремовской антиклинали) в серин встречаются линзовидные прослои мощностью до 3—10 м диопсид-плагноклазовых сланцев и гранатодержавших амфиболовых и биотитовых гнейсов. По данным К. Е. Есипчука и В. А. Цуканова, в серин установлены чарнокиты. Радиологический возраст амфибол-

существование и пород криворожской серии с горизонтом железистых кварцитов.

Нерасчлененные образования архея — и нижнего протерозоя (AR—PR₁) открыты скважинами на Ростовском выступе Украинского щита. Представлены гранито-гнейсовой формацией, слагающей средние части антиклиналей, и протерозойским метаморфическим комплексом. Гранито-гнейсовая формация — биотит-плагиоклазовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые и эпидотовые гнейсы, биотит-плагиоклазовые гранитоиды — сопоставляется с обоянской серией Курского щита. Возраст их 2,7—2,0 млрд. лет. Протерозойский метаморфический комплекс включает спилито-кварцитофировую формацию — дислоцированные кристаллические сланцы мощностью несколько сот метров, сопоставляемые с серией метабазитов архея — нижнего протерозоя, и углито-терригенную формацию мощностью до нескольких километров, сопоставляемую с верхней свитой криворожской серии. Углы наклона сланцеватости в породах метабазитовой формации 70—85, в углито-терригенной — 60—75°.

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

К нижнему протерозою относятся породы, развитые к западу и востоку от Среднеприднепровского блока, которые выделяются в три серии: центрально-приазовскую, ингуло-ингулецкую и криворожскую.

Центрально-приазовская серия (PR_{1,CP}) широко распространена в пределах Центрально-Приазовского синклинория (бас. рек Берда и Кальчик), Корсаковского синклинория (бас. рек Шовкай и Корсак) и Белоцерковской синклинали (верховье р. Берда). Мощность серии 8,0—9,5 км, возраст от 1800 до 2540 млн. лет.

В составе серии выделены три свиты (снизу вверх): темрюкская, сачкинская и каратышская. Темрюкская свита мощностью 1,8—2,2 км с явным стратиграфическим несогласием залегает на западно-приазовской серии. Характер этого несогласия пока не изучен. Свита широко распространена на крыльях и в осевой части Центрально-Приазовского синклинали, где слагает Держинско-Первомайскую антиклиналь второго порядка, а в З. Приазовье — на участках Корсацкого синклинория и Белоцерковской синклинали. Сложена она биотитовыми, гранатовыми, графитовыми, высокоглиноземистыми и амфиболовыми гнейсами, моноинеральными, слюдястыми и полевошпатовыми кварцитами. В верхах разреза, по данным Л. И. Каньгины и Р. М. Полуновского, залегает мощная (50—300 м) пачка мраморов, кальцифиров и дноплагноклазовых сланцев. Некоторые пачки гнейсов и кварцитов достигают значительной мощности (50—100 м). Темрюкская свита характеризуется ритмичным строением: в разрезе выделено шесть крупных ритмов мощностью от 100 до 300—400 м. В целом свита представляет собой толщу глубокометаморфизованных континентальных, лагунных, прибрежно-морских и, в меньшей мере (в верхах разреза), морских осадков, образовавшихся, по-видимому, в условиях гумидного климата.

Сачкинская свита (0,48—2,1 км) широко распространена на крыльях и в осевой части Центрально-Приазовского синклинория (Марьинское рудное поле), на многих участках Корсацкого синклинория (железорудные месторождения Куксунгур, Корсацкое, Новоукраинское и др.) и Белоцерковской синклинали (балки Очеретяная, Хвостянка, хутор Тристанов и др.). На темрюкской свите сачкинская залегает со стратиграфическим несогласием, которое в разрезе Марьинского рудного поля зафиксировано базальным горизонтом метатравелитов и метаконгломератов мощностью до 3 м. Сачкинская свита сложена биотитовыми, гранатовыми, амфиболовыми, амфибол-пироксеновыми, гра-

юсидных образований, но характерно, что в средней части свиты непременно присутствуют горизонты железистых кварцитов и кварцито-сланцев, по появлению которых проводится граница между нижней и верхней подсвитами. Мощность нижней подсвиты по Веселянскому структурному профилю 1760, в других структурах 2500—3000 м. В верхней подсвите выделяются амфиболиты, плагиоклаз-амфиболовые сланцы, диабазовые, дацитовые и андезитовые апорфириты, апокератофиды, магнетит-амфиболовые кварциты, кварц-серпичитовые, кварц-хлоритовые, двуслюдяные, ставролит-биотит-андалузитовые сланцы. Разрез подсвиты не выдержан как по вертикали, так и по простиранию во всех структурах. Парагенезисы свидетельствуют о том, что ее породы принадлежат метаморфизму в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Мощность подсвиты колеблется от 550 до 2500 м. В магнитном поле свиты хорошо выделяется по положительным аномалиям.

Белозерская свита слагает центральные части Белозерского и Конковского синклинориев. Представлена преимущественно осадочными образованиями: метасчаниками, метаконгломератами, кварц-серпичитовыми и кварц-хлоритовыми сланцами, железистыми кварцитами. Редко встречаются горизонты кислых и основных лав. Начинается разрез толщей терригенных образований с горизонтов кислых лав (нижняя подсвита) и венчается разрезом, по данным З. Ф. Гузенко, терригенными образованиями с горизонтами эффузивов основного состава (верхняя подсвита). По последним данным основные породы верхней части разреза относятся к интрузивным образованиям. Поля развития свиты в магнитном поле характеризуются низкими значениями изоаномал, за исключением участков развития среднебелозерской подсвиты, хорошо выделяющихся по магнитным аномалиям. В зонах разломов породы часто изменены метасоматическими процессами. К ним относятся новообразования биотита, ступльномелана, железной слюдки, гетита, щелочных амфиболитов, альбита, эгирина. Наблюдается местами окварцевание, карбонатизация, сульфидизация. В Конковской структуре на контакте с макромосковскими гранитами отмечаются высокотемпературные парагенезисы (с корднеритом).

Непосредственный контакт с нижележащей конковской свитой изучен недостаточно. Как правило, он тектонический, осложненный межкласовыми интрузиями ультрабазитов. Однако в несогласном залегании пород белозерской свиты свидетельствуют различные горизонты подстилающей толщи, наличие конгломератов, а также данные микроструктурного анализа. Встречены обломки кварца, железистых кварцитов, ультрабазитов, гранитов. Обломки слабо окатаны, угловаты, размер их от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров в диаметре. С железистыми кварцитами средней части разреза свиты связаны крупные месторождения железа Белозерского района.

К нерасчлененным образованиям конско-верховцевской серии отнесены плохо изученные породы, слагающие синклинальные структуры, выделенные по геофизическим данным на юге района. В единичных скважинах встречены породы, аналогичные образованиям конковской и белозерской свит в хорошо изученных синклинорных структурах.

АРХЕЙ — НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Нерасчлененные образования конско-верховцевской и криворожской серий (ARko+PR_{1kr}), по-видимому, образуют плохо изученную Херсонскую синклиналь. Судя по характеру физический полей (З. А. Крутиховская), ее крылья сложены породами конско-верховцевской серии, а в центральной части возможно при-

фитсодержащими и другими гнейсами и кристаллическими сланцами, пироксен-магнетитовыми и амфибол-пироксен-магнетитовыми кварцитами, мраморами и кальцифирами, в меньшей мере, высокоглиноземистыми гнейсами и полевошпатовыми кварцитами.

Каратышская свита (3,5—4,5 км) широко распространена в ядре Центрально-Приазовского синклинория (реки Берда, Каратыш) и меньше на участках Корсаковского синклинория и Белоцерковской синклинали. Сложена она мигматизированными биотитовыми и биотит-амфиболит-гранатовыми, содержащими маломощные (0,5—2,5 м) прослой биотит-гранатовых и графит-биотит-гранатовых гнейсов, а также линзовидные пачки (10—200 м) амфиболитов, амфиболитовых и амфибол-пироксенных гнейсов. Каратышская свита залегает на сачкинской со стратиграфических несогласием, которое фиксируется базальным горизонтом метатраверлитов (0,5—10 м по данным Л. И. Каньгины), установленным на Демьяновском и Северном участках Мариупольского железорудного месторождения.

Выше центрально-приазовской серии в Приазовье залегает метаморфические образования осипенковской и гуляйпольской свит. Осипенковская свита (PR_{10s}) распространена в пределах Сорокинской и Куйбышевской тектонических зон, представляющих собой крупные грабенные структуры северо-западного простирания, прослеженные на десятки километров при ширине от 1—2 до 4 км. На подстилающих породах свита залегает с резким стратиграфическим и угловым несогласием; с окружающими толщами она контактирует по разломам, ограничивающим грабенные структуры. Свита сложена биотитовыми, двуслюдяными, биотит- и амфибол-гранатовыми, ставролитовыми, графитовыми, силлиманитовыми и турмалиносодержащими сланцами, мономинаральными, слюдистыми и амфибол-магнетитовыми кварцитами, мраморами и кальцифирами, амфиболитами и реже слабометаморфизованными обломочными породами и конгломератами. Мощность свиты от 460 до 2450 м (средняя 1460 м), возраст 1650—2300 млн. лет.

Гуляйпольская свита (PR_{10g}) распространена в пределах одноименной синклинали. Сложена биотитовыми, гранат-биотитовыми, амфиболитовыми, ставролитовыми сланцами, метапесчанками, железистыми кварцитами. По набору и характеру пород она скорее всего коррелируется с нижней частью осипенковской свиты, а последняя — с верхними криворожской серии. Мощность свиты около 1,5 км, возраст (по биотиту) 2000—2100 млн. лет.

Ингуло-ингулецкая серия (PR_{10i}) распространена к западу от Криворожско-Кременчугского разлома. В ней выделяются четыре свиты: зеленореченская, артемовская, родионовская и чечелевская. Зеленореченская и артемовская, развитые к северу от описываемой территории, в районе отсутствуют. Родионовская свита складывается из свиты весьма разнообразия: кварциты, сланцы кварц-полевошпатов-графитовые, кварц-слюдистые, иногда с графитом, андалузит-слюдисто-графитовые, гнейсы графит-биотитовые, биотит-амфиболитовые, доломитовые мраморы и метапесчанники. В основании разреза обычно залегают белые кварциты, чередующиеся с метапесчанками и различными сланцами. Карбонатные породы характерны для верхов разреза. Интересно, что под воздействием криворожско-житомирских гранитов они превратились в породы типа акеритов. Мощность свиты около 2000 м. Свита, по мнению многих исследователей, коррелируется с гданцевской свитой криворожской серии. Изотопный возраст по биотиту 2160—2250, по амфиболу — 2100—2260 млн. лет. Возраст роговой обманки из гальки кварцитов 2850—2950 ± 30 млн. лет.

Чечелевская свита венчает разрез ингуло-ингулецкой серии. Характеризуется большой мощностью и однородным составом. Сложена

преимущественно биотитовыми, гранат-биотитовыми, силлиманит-биотитовыми гнейсами, реже метапесчанками, пироксен-плагноклазовыми кристаллосланцами и кварцитами. Контакт с нижележащей родионовской свитой проводится по кварцитам, сменяющим в разрезе доломитовые мраморы. Судя по разноплановости складок в родионовской и чечелевской свитах, контакт этот несогласный. Мощность чечелевской свиты от 3500 до 5500 м. Радиоактивный возраст биотитовых гнейсов — 1825—1900 млн. лет (калий-аргоновый метод).

Криворожская серия (PR_{10kr}) развита на северо-западе территории, в Криворожско-Кременчугском районе. В ее составе выделяются новокриворожская, скелеватская, саксаганская, гданцевская и глееватская свиты. Новокриворожская свита (1190 м) представлена амфиболитами, аподиазовыми порфиритами, сланцами кварц-плагноклаз-амфибол-хлоритовыми с сохранившейся миндалекаменной текстурой. Подчиненное значение имеют метатуфопесчанники, кварц-хлоритовые, амфибол-биотит-кварцевые, кварц-биотитовые и кварц-серпичитовые сланцы. В основании разреза встречаются метатраверлиты и метапесчанники, залегающие на метаморфизованной коре выветривания плаггиогранитов днепропетровского комплекса. Скелеватская свита (250—300 м) залегает с перерывом или на новокриворожской свите, или на плаггиогранитах днепропетровского комплекса. Она сложена метаконгломератами, аркозовыми и кварцевыми метапесчанками, метатраверлитами, кварц-серпичит-биотитовыми сланцами, а в верхней части разреза — амфибол-талковыми и карбонат-талковыми сланцами. Радиоактивный возраст цемента в метапесчанках 2,6 млрд. лет, определение возраста -к-тастоженного циркона и монацита дает разброс в 2580—3200 млн. лет.

Б. В. Тимофеевым в породах свиты определены микрофитофосси-

ли *Protosphaeridium densum* Tim., *Pr. asis* Tim., *Pr. flexuosus* Tim., *Trechysphaeridium laminarium* Tim. и др.

Саксаганская свита (1500 м) является наиболее изученной, поскольку к ней приурочены железистые кварциты и все залежи богатых железных руд Криворожского бассейна. Сложена железистыми кварцитами и разделяющими их разнообразными сланцами: графит-хлорит-серпичитовыми, кварц-биотит-серпичит-хлоритовыми, кварц-амфибол-гранат-хлоритовыми, биотит-амфибол-хлоритовыми. Взаимосвязь свиты с нижне- и вышележащими образованиями установлена четко: с подстилающими ее породами скелеватской свиты контакт согласный, с прилегающими породами гданцевской свиты наблюдается стратиграфический перерыв и, как отмечают многие исследователи, структурное несогласие. Возраст свиты (калий-аргоновый метод) 1700—2100 млн. лет.

Б. Ф. Тимофеевым установлены микрофитофоссилии *Protosphaeridium patelliforme* Tim., *Pr. asis* Tim., *Pr. flexuosus* Tim., *Pr. densum* Tim. Гданцевская свита представлена метапесчанниками, металеволи-тами, метаконгломератами, сланцами кварц-плагноклаз-биотитового, кварц-хлорит-биотитового, графит-кварц-плагноклаз-биотитового, ставролит-андалузит-биотит-плагноклазового состава, часто содержащими гранат, безрудными кварцитами, кварц-карбонатными породами, доломитовыми мраморами, горизонты богатых железных руд. Последние образуют линзы и прерывистые пласты мощностью от 1 до 15 м, залегающие как непосредственно на контакте с саксаганской свитой, так и среди метапесчанков. Разрез свиты, благодаря многократному переслаиванию пород различного состава, довольно пестрый. Он характеризуется резкой сменой состава по вертикали, фациальной изменчивостью по простиранию. Непостоянство мощности верхнего горизонта объясняется размытием его перед отложением глееватской свиты. Мощность свиты до 3050 м, радиоактивный возраст 1350—2000 млн. лет.

Глееватская свита завершает разрез криворожской серии. Она сложена метапесчанниками, метаконгломератами и сланцами преимущественно

венно кварц-биотитовыми. В свите выделяются четыре пачки (снизу вверх): метаконгломераты и метапесчаники с подчиненными прослоями кварц-биотитовых сланцев; кварц-биотитовые сланцы с прослоями метапесчаников; метапесчаники и метаконгломераты; кварц-биотитовые сланцы. Мощность свиты велика и в ядре Криворожского синклиниория (несколько севернее описываемого района) достигает 3500 м. Возраст свиты определяется ее положением в разрезе (она несогласно перекрывает отложения гданцевской свиты).

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Верхнепротерозойские отложения (PR_2), слагающие нижний структурный этаж Скифской плиты, вскрыты скважинами в пределах Новоарцицкого и Симферопольского структурных поднятий Равнинного, Предгорного Крыма и Предкавказья.

В св. 6 Нижнегорской (Новоарцицкое поднятие) на глубине 2745—2807 м под мезозоем вскрыты светло-зеленые сланцы альбит-хлоритового, хлорит-актинолит-серцитового состава с прослоями мраморизованных известняков. На забое встречена дайка габбро-диабазового состава. В св. 1 Усть-Салгирской на глубине 2816—2883 м описаны сланцы кварц-хлорит-серцитового и тальк-хлоритового состава. На Зуйской площади в предгорьях Крыма на глубинах 215—372 м скважинами вскрыты темно-серые и зеленые сильно метаморфизованные сланцы кварц-серцитового и тальк-хлоритового состава. Древние сланцы в виде обломочного материала в юрских и меловых конгломератах известны во многих районах Крыма. Гальки, а также валуны и крупные глыбы зеленых сланцев среди нижнемеловых конгломератов встречаются к востоку от Белогорска и в верховьях р. Мокрый Индол, а также северо-восточнее Старого Крыма и в бассейне р. Зуи, а также в Равнинном Крыму у с. Красногвардейское; гальки зеленых метаморфических сланцев присутствуют в верхнеюрских конгломератах и таврической серии Горного Крыма от Алушты до мыса Меганом.

Описанный комплекс пород относится к фации зеленых сланцев и представляет собой продукт динамотермального метаморфизма глинисто-карбонатных и вулканогенных пород основного состава.

По степени метаморфизма, особому структурному плану М. В. Муратов (1966), О. В. Снегирева (1966), а в дальнейшем большинство исследователей Крыма относили этот комплекс к верхнему протерозою (возможно, нижнему палеозою) и сопоставляли его с рифейскими зеленокаменными породами Кавказа и Добруджи.

По данным радиометрических измерений возраст зеленых сланцев из валунов таврической серии определен в 820—900 млн. лет (Ю. Г. Моргунов, 1980), и сопоставляется с нижней серией Северо-Добруджинского разреза. Возраст зеленых сланцев, вскрытых скважинами у сел Зуя и Нижнегорск, по данным радиометрии определен в 600—620 млн. лет (Л. Г. Плахотный, В. Г. Бондаренко, 1972) и сопоставляется с верхней серией Северо-Добруджинского разреза.

Исходя из того что в регионе неизвестны отложения среднего—верхнего кембрия и ордовика, до последнего времени принято было считать возраст зеленосланцевой серии Крыма как венд—нижний кембрий либо поздний протерозой—ранний палеозой.

Однако в последние годы А. Я. Дубинский и Н. А. Маценко (1981) в результате многолетних работ по обобщению геологических и геофизических материалов по югу СССР, Румынии и Болгарии выделили поперечное Голицынское поднятие (в западной акватории Черного моря), включающее единство Добруджинско-Тарханкутской складчатой системы. По их мнению, Скифский участок герцинской плиты (в пределах Равнинного Крыма, Азовского моря и Предкавказья), начиная

с венда (времени образования поперечного поднятия) не имеет синхронности в геологическом развитии и не может сравниваться с западным Добруджинско-Нижнедунайским блоком. По мнению А. Я. Дубинского, ни вендские, ни более молодые отложения палеозоя, включая девон, в Равнинном Крыму не установлены. Палеозой представлен мощной толщей раннего—среднего карбона и локально — перми. Комплекс основания Скифской плиты, по их мнению, образован протерозойскими сланцами, подобными известным в Добруджинской системе, а в Равнинном Крыму вскрыты не только в районе структурных поднятий (Нижнегорская 6, Усть-Салгирская 1 и Зуйские скважины), но и в пределах вновь выделенного Голицынского поперечного поднятия (скважины Борисовская 1 и Голицынская 4). Таким образом, возраст метаморфических зеленых сланцев Равнинного Крыма удравняется до протерозойского (довендского).

В настоящей работе метаморфические сланцы, вскрытые скважинами Борисовской 1 и Голицынской 4, относятся только к раннему протерозою и объединяются с добайкальским комплексом основания Восточно-Европейской платформы (А. Я. Дубинский и Н. А. Маценко в первую очередь сланцев в св. Голицынской сопоставляют с верхним протерозоем).

Следы древнейших гранитоидов известны в Горном Крыму в виде галек и валунов в мезозойских конгломератах. Их закономерное распространение вдоль южного склона Горного Крыма, по мнению многих геологов, свидетельствует о размыве Черноморского среднего массива, сложенного древнейшим (докембрийским) комплексом пород. На космоснимках в этом районе (к юго-западу от Феодосийского залива и Сулака), в зоне шельфа и шельфового склона Черного моря видна овальная структура северо-восточного простирания, которую можно трактовать как крупное антиклинальное поднятие.

В Предкавказье древние сланцы фундамента Скифской плиты, аналогичные крымским протерозойским, вскрыты скважинами на глубинах от 400 до 2400 м и также относятся к довендским. Они представлены фаллитизированными биотит-хлоритовыми разностями, серицит-кварцевыми, хлоритовыми, биотитовыми, биотит-роговообманковыми кварццирковыми сланцами, известковистыми сланцами, в разной степени метаморфизованными.

Таким образом, протерозойские образования в регионе, вскрытые немногочисленными скважинами в районах структурных поднятий Скифской плиты, связаны с широким поясом байкальской (карельской?) геосинклинали у южных окраин Восточно-Европейской платформы. Обновлением для них являлся в пределах Крымского полуострова, Азовского моря и Предкавказья еще более древний фундамент, представленный ступенчато погруженными на разную глубину окраинными блоками древнейшей (добайкальской) платформы, сложившей архейско-нижнепротерозойскими образованиями (но не корой океанического типа, как предполагалось некоторыми исследователями).

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девон распространен в Донбассе; здесь выходы его на поверхность известны только в зоне сочленения Донецкого бассейна с Украинским щитом. А. П. Ротай расчленил девон на три свиты — белый, бурый и серый девон; по материалам геологосъемочных работ выделены четыре свиты: николаевская, антонатарамская, долинская и раздольненская среднего и верхнедевонского возрастов. К среднему — верхнему девону (D_{2-3}) отнесены терригенные и карбонатные породы николаевской свиты (белый девон мощностью до 150 м). Они прослежены в зоне сочленения Донбасса с Приазовским массивом. По брахиоподам

Spirifer aff. *aliovae* N a l., *Mogawattina segmentata* P o k., рыбам *Diplostratus raucirogus* O g b. и др. возраст отложений определен как позднетурнетский—раннефранкский.

Верхний отдел

К ф ранскому ярусу (D_{3f}) условно отнесен сложный комплекс осадочных и эффузивных образований, выделенных в антонгарамскую свиту мощностью до 700 м, которая представлена в основании гравелистыми, известняками, брекчиями (до 200 м), а выше — толщей базальтов, андезито-базальтов, брекчиевых эффузивов и туфов основного состава (до 500 м). В кровле эффузивной толщи имеются следы размытия и кора выветривания.

Ф а менский ярус (D_{3m}) на юге Донбасса подразделяется на долгинскую свиту мощностью до 170 м (бурый девон) и раздолженскую мощностью до 500 м (серый девон). Долгинская свита трансгрессивно залегает на вулканогенных образованиях; сложена грубообломочными породами, перекрытыми аркозовыми и кварцевыми песчаниками и алевролитами. В них найдены *Archaeopteris* aff. *archaeopteris* S c h m., *A. rosmirians* N a t h. и др. Раздолженская свита сложена песчаниками, конгломератами с прослоями туфов трахипаритов и кварцевых порфиров, залегающими с перерывом, иногда с угловым несогласием на нижезалегающих породах.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Наиболее широко и полно карбон развит в Донецком бассейне, юго-западная часть которого расположена в пределах описываемой территории. Здесь он представлен всеми тремя отделами.

Нижний отдел

Турнетский ярус (C_{1t}) представлен известняками, доломитами и известковистыми сланцами, в основании — с прослоями песчанки. В районе Амвросиевки к турне условно отнесена толща черных сланцев, вскрытых под известняками. Максимальная мощность яруса 350 м. Возраст обособлен фауной *Productus kalmiisi* L i s., *Spirifer medius* L e b., *S. subtripensis* R o t. и др.

Визейский ярус (C_{1v}) в нижней части представлен толщей известняков, выше — аргиллитами и алевролитами с прослоями известняков, песчанок и углей мощностью до 500 м и более, с характерными брахиоподами *Levitusia humerosa* S o w., *Productus (Chonetipustula) carringtoniana* D a v., кораллами *Dibolophyllum fomitschevi* V a s s., *D. turbinatum* var. *longiseptata* V a s s. и др. В юго-западной части Донбасса имеет промышленную угленосность.

Серпуховский ярус (C_{1s}) представлен аргиллино-алевролитовой толщей мощностью до 500 м с большим количеством пластов известняков и тонких прослоев угля. К северу пласты известняков выклиниваются. Для яруса характерны известняки с колониями *Lithostroton*, *Diphrhyllum*, *Aulina*, широко развиты брахиоподы и фораминиферы.

Нижний — средний отделы

Палеозойский складчатый комплекс Крыма (C₁₋₂), представленный метаморфизованными осадочными и изверженными породами, повсеместно перекрыт платформенными отложениями мезозоя,

мощность последних колеблется от 50 и 300—500 м в зонах структурных поднятий до 3000—5000 м и выше, достигая 10—12 км в районах альпийских грабенов — прогибов. Палеозой широко развит в пределах Равнинного и Горного Крыма, прослеживается в шельфовой области Черного и Азовского морей. Распространение его связано с широтным геосинклинальным прогибом, развивающимся унаследованно на окраине Восточно-Европейской платформы по близширотным глубинным разломам в зоне байкальской геосинклинали. К настоящему времени палеозойские породы вскрыты скважинами на Новоселовском и на склонах Симферопольского поднятия (Новоселовская, Елизаветинская, Гарасовская, Красновская, Крыловская, Зуйская, Гвардейская, Мельничная и Найденковская площади), а также в пределах Азовского вала (скв. 1 Электроразведочная). Низы разреза представлены первично-терригенно-карбонатными осадками, превращенными в хлорит-кальцит-кварцевые, кварц-тапковые сланцы, и мраморизованными известняками.

Выше залегают актинолит-эпидотовые сланцы, образовавшиеся в результате метаморфизма магматических пород основного и среднего состава. Еще выше — толща аспидных сланцев, отнесенных к карбону (на основании определения спор по скв. 3 Новоселовской, проведенных М. В. Жарковой в 1960 г.), скорее всего, к нижнему, так как флишеподобная толща над ними мощностью 700 м, состоящая из тонкого ритмичного переслаивания известняков и кварцево-слюдисто-кальцит-углистых сланцев, по спорово-пыльцевому комплексу, представленному деревьями хвойными из скв. 3 Красновской (определения Е. Н. Андреевой), отнесена к нижнему—среднему карбону. По-видимому, к карбону следует отнести и мощную толщу переслаивающихся резко дислоцированных пород, вскрытых в центральной части Азовского моря скв. 1 Электроразведочной на глубине 690—1650 м. Эта толща представлена метаморфизованными ритмично переслаивающимися алевролитами, песчаниками, сланцами кварцево-слюдисто-углистыми от темно-серого до черного цвета с углами падения 50—70°.

По мнению А. Я. Дубинского (1981), флишеподобная толща относится предположительно к серпуховскому и башкирскому ярусам среднего карбона, а нижняя карбонатная толща — к визе—турне нижнего карбона.

Описанный комплекс сероцветных сланцев сходен с палеозойским комплексом пород, вскрытых в Западном Предкавказье.

Средний отдел

Башкирский ярус (C_{2b}) мощностью до 4000 м сложен в нижней части аргиллитами и алевролитами с маломощными пластами угля. Средняя и верхняя части отличаются высокой промышленной угленосностью. Для свиты характерны крупные циклы и развитые мощные (до 100 м) пласты крупнозернистых песчаников, залегающих с разрывом на нижезалегающих отложениях. Пласты известняков небольшой мощности, водорослевые или фораминиферовые. Самые распространенные *Choristites notabiles* R o t., *Choristites pseudobisulcatus* R o t.

Московский ярус (C_{2m}) мощностью до 2500 м в пределах описываемой территории известен лишь на небольших участках. Отличается высокой угленасыщенностью и широким развитием известняков, залегающих нередко непосредственно в кровле угольных пластов; мощность отдельных пластов известняка достигает 10—15 м. Для яруса характерно также наличие мощных (до 20—50 м) толщ крупнозернистых континентальных песчаников. Многие пласты известняков и песчаников являются маркирующими горизонтами. Типичная фауна — фузулиниды, кораллы, брахиоподы.

Касимовский ярус (S_3k) известен на небольших участках к северо-западу от Донецка. Представлен аргиллитами и песчаниками с пропластками известняков и прослоями углей, местами достигающих рабочей мощности. Полная мощность яруса более 1000 м. Типичная фауна — фузулиниды, брахиоподы, кораллы.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

В Крыму пермские (Р) и пермско-триасовые (Р—Т) отложения слагают погруженные участки, унаследованно развивающиеся по среднепалеозойским прогибам.

В Южно-Тарханкутском прогибе Октябрьскими скважинами на глубине 2700—2800 м под нижним мелом вскрыта толща (400—600 м) переслаивания метаморфизованных песчаников и сланцев с прослоями известняков; в последних определена пермская фауна.

В Альминской впадине на глубинах 817—1237 м (районе Евпатории) вскрыта толща доломитов, доломитизированных и оолитовых известняков с плохо сохранившейся фауной поздней перми, возможно, триаса. Глыбы и гальки известняков с пермской и пермско-карбоневой фауной встречаются в породах триасово-юрского возраста в северо-западных предгорьях Крыма и, видимо, свидетельствуют о широком распространении пермских и, возможно, каменноугольных известняков в Альминском прогибе. Наряду с карбонатными породами, в Альминском прогибе развиты и терригенные, вскрытые скв. 1 Николаевской. Они представлены мощной толщей чередования аргиллитов и песчаников с углами падения 40—75° в нижней части которой обнаружены споры и пыльца верхнего палеозоя. По-видимому, такой же разрез, с переходом от терригенной формации к карбонатной, можно ожидать в пределах протяженного Южно-Крымского прогиба.

В районе Геническа скв. 5 в интервале 2910—3227 м вскрыта толща серо-зеленых аргиллитов с прослоями алевролитов, песчаников и гравелитов; породы раздроблены, углы падения 40—45°. По бедному спорово-пыльцевому комплексу возраст толщи определен от поздней перми до триаса. Возможно, вся эта толща пород слагает систему грабенообразных впадин, заложившихся в позднем палеозое—раннем мезозое по системе региональных разломов, разделяющих Восточно-Европейскую платформу и Скифскую плиту.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триас (Т) развит в Донбассе и Предкавказье (представлен верхним отделом). В Крыму раннемезозойские отложения распространены к северу и югу от герцинского Среднекрымского срединного массива, в северной части Равнинного Крыма и Азовского моря, в Горном Крыму, Керчи и в Альминской впадине.

Верхний отдел

На южной окраине Донбасса триас представлен только верхним отделом (T_3) в составе протопильской и новорайской свит. К протопильской свите (50—330 м) отнесены пестроцветные и сероцветные бескарбонатные песчаники, конгломераты, глины и алевролиты с прослоями бурых углей, углелистых глин. Органические остатки представлены флорой норрийского типа. Новорайская свита мощностью до 120 м сложена глинами серыми бескарбонатными с прослоями песчаников. Характеризуется растительными остатками рэтского века.

По данным М. К. Чернова, Е. В. Семенова и других исследователей, в последние годы верхнетриасовые отложения впервые были вскрыты скважинами в В. Приазовье (Новоазовский район). Здесь под меловыми отложениями, в интервале 924,0—931,6 м, вскрыт песок глинистый; ниже — глина темно-серая аргиллитоподобная с прослоями песчаника (до глубины 971,7 м), с углом падения пород до 40—50°. До глубины 1092,0 м разрез сложен пестроцветными породами (переслаиваются песчаниками и глинами) и прослоями гравелитов. В них встречены пыльца и споры среднего, чаще позднетриасового облика. Очевидно, в В. Приазовье триасовые осадки имели более широкое площадное распространение и сохранились только в отдельных погруженных блоках.

В Горном Крыму верхний триас выделен в пределах Туакского и Качинского поднятий. Толща сложна дислоцирована, разбита на блоки; нижняя граница ее неизвестна. В центральной части Туакского поднятия, в окрестностях сел Рыбачье и Солнечногоorsk, низы толщи представлены 150-метровой пачкой песчано-аргиллитового флиша. Выше залегает пачка двухкомпонентного флиша мощностью 180 м с отдельными более переходящая вверх по разрезу в трехкомпонентный нормальный флиш мощностью 150 м. Выше залегает пачка песчано-аргиллитового флиша мощностью до 200 м с преобладанием аргиллитов. Разрез завершается 250-метровой пачкой аргиллитов, в верхних горизонтах — с прослоями песчаников.

В низах описанного разреза у с. Рыбачье встречены *Halobia septentrionalis* Smith, карнийского возраста. В более высоких горизонтах у сел Малореченское и Приветное определены *Monotis caucasica* Witt, норрийского возраста. Аналогичные отложения выделены в северной части Качинского поднятия (М. В. Муратов, Н. В. Логвиненко, А. И. Шалимов). В бас. рек Салгир и Альма Г. А. Лычагиным (1957) и А. И. Шалимовым (1960) собрана фауна *Monotis caucasica* Witt, *Halobia septentrionalis* Smith, и др. карнийского и низов норрийского ярусов (по определению Л. Д. Кипарисовой). По оценкам различных авторов, мощность верхнетриасовых отложений составляет 1200—3500 м. В районе с. Рыбачье Н. Н. Новиков (1980) описан постепенный их переход в перекрывающие нижнеюрские отложения.

В Альминской впадине (скважины Новопокровская и Николаевская) под меловыми отложениями на отметках —935 и —1123 м вскрыты раннемезозойские породы, которые по фауне отнесены к карнийскому ярусу верхнего триаса. Они представлены темно-серыми аргиллитами с тонкими прослоями алевролитов, известняков и песчаников с углами падения от 10—35 до 80°. Аналогичный разрез триаса вскрыт в Северо-Крымском прогибе, но здесь чередование глинистых сланцев и песчаников в зонах структурных поднятий фаунально замещается известковистыми аргиллитами, известняками и доломитами, а среди осадочных пород появляются частые прослои (покровы или силты) диабазовых порфиритов.

ТРИАСОВАЯ И ЮРСКАЯ СИСТЕМЫ, НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Самыми распространенными отложениями мезозоя в Горном Крыму являются толща терригенных флишевых пород, составляющих прогиб близширотного простирания, существовавший в начале мезозоя на территории современного Горного Крыма. Эта толща мощностью 1500—2000 м выделена в таурическую серию ($T_3—J_1$); она слагает крупные антиклинальные структуры — Качинскую, Южнобережную и Туакскую. Работами последних лет серия местами расчленена на верхнетриасовую часть (крымская свита) и нижнеюрскую (ургулльская сви-

та). Низы серии представлены ритмично чередующимися слоями алевролитов, аргиллитов и песчаников, пачками черных аргиллитов мощностью до нескольких сот метров, с отдельными линзами кварцитовидных и грубозернистых кварцевых песчаников, прослоями мелкогалечниковых конгломератов. В некоторых пунктах Южнобережного и Качинского поднятий известны находки *Monois saucatica* Witt. и др. позднетриасового возраста. Верхняя часть серии представлена аргиллитами с линзами известняков, а также флишевыми образованиями, очень сходными с нижележащими слоями. В районе Яглы и других пунктах А. А. Борисяком собраны раннелайасовые аммониты *Cotoniceras ex gr. bicklandi* S o w. Характер залегания серии на подстилающих породах неизвестен.

В Равнинном Крыму раннемезозойские отложения вскрываются на значительных глубинах (от 2 до 5 км), частично обьединены с палеонскими. Нерасчлененный комплекс пород по палеонтологическим и палеонтологическим данным, по степени вторичных изменений и радиологическим определениям возраста относят к триасу, верхнему триасу, нижней и средней юре. Верхняя юра в Равнинном Крыму неизвестна. На Украинском щите юрские отложения обнаружены лишь в Молочанском грабене и в Новомихайловской депрессии.

Триасово-среднеюрские отложения (Т—J₂) Равнинного Крыма представлены осадочно-эффузивными породами, залегающими в широкой полосе позднепалеозойско-раннемезозойских грабенов вдоль зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. Поэтому триас лежит либо непосредственно на докембрии (в глубоко погруженных окраинных блоках), либо на верхнепалеозойских отложениях (северный борт Каркинитско-Сивашского грабена), либо, как можно предположить по космическим снимкам, на юге распространяется за пределы грабенов, ложась частично на складчатое основание герцинского фундамента Скифской плиты. Большинство глубоких скважин в районе Северо-Крымского грабена не вышло из триасово-юрских отложений; поэтому мощность их достоверно не установлена, а по геофизическим данным она 2,5—3 км. Исследователи отмечают, что метаморфизм триасово-юрских пород Равнинного Крыма сильнее, чем отложения таврической серии и средней юры Горного Крыма, но слабее, чем пород палеозоя. Значительная дислоцированность пород (углы падения по скважинам составляют от 15—10 до 80°), интенсивная вулканическая деятельность этого времени (и, в меньшей степени, интрузивная), свойственные триасово-юрскому комплексу пород Равнинного Крыма, дают ряду исследователей основание считать Северо-Крымский прогиб не платформенным, а геосинклинальным. Однако большинство исследователей Крыма продолжают относить триасово-юрские отложения Равнинного Крыма к нижнему ярусу платформенного чехла, а метаморфизм толщи, активный вулканизм и интрузивную деятельность раннего мезозоя, не характерные для платформенных условий, объясняют раннеальпийской (киммерийской) активизацией глубинных разломов, оставшихся в виде широкой полосы в зоне сочленения двух разновозрастных платформ.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юра в Крыму и на С. Кавказе представлена всеми тремя отделами, хорошо изученными, охарактеризованными фауной и разделенными на ярусы и свиты.

В Крыму нижняя юра (J₁), входящая в состав таврической серии, слагает ядра Качинского, Южнобережного и Туакского поднятий.

Представлена она сложноритмичным флишем мощностью от 200 до 700 м, с прослоями известняков с *Rhynchonella varibilis* S ch., пачками аргиллитов с *Schlotheimia garmasae* O g b., *Angulaticeras dimortieri* F u c i n i, *Echioceras raticostatum* Z i e t и др. К востоку от р. Альма сложена грубообломочными и вулканогенными породами. На карте нижняя юра выделена в пределах Туакского и южной части Качинского поднятий. На северо-западе Кавказа включена в описанную выше толщу триасово-нижне-среднеюрских отложений, вскрытых скважинами к востоку от рассматриваемой территории.

Нижний — средний отделы

Нижне-среднеюрские отложения (J₁₋₂) вскрыты скважинами также на северо-западном склоне Приазовского массива (Новомихайловская депрессия). Нижнюю часть разреза составляют зеленовато-серые глинистые пески, слюдяно-кварцевые, с обуглившимися растительными остатками; верхнюю — серые глины с морской фауной, какие определяют, раннеюрской. Среднеюрские отложения без заметного перерыва сменяют нижеюрские или непосредственно ложатся на кору выветривания фундамента. Представлены глинами с линзами песков, с фауной моллюсков и комплексом спор и пыльцы, относящихся к средней юре. Мощность юрских пород здесь от нескольких до 70 м.

В пределах Молочанского грабена скважинами вскрыты маломощные (от 2 до 19 м) платформенные образования в виде горизонтально залегающих на коре выветривания слюдистых глин и песчаников с обуглившимися растительными остатками.

Средний отдел

В Крыму и на северо-западе Кавказа представлены всеми ярусами среднеюрские отложения (J₂), выходы которых в Крыму приурочены к периферии крупных поднятий; здесь выделены терригенно-осадочная толща аалена—нижнего байоса и вулканогенно-осадочная толща верхнего байоса—нижнего бата, которые из-за масштаба геологической карты показаны единым контуром ааленово-нижнебайосных отложений (J_{2a}—bt₁).

Аален—нижний байос представлен в южнобережной зоне флишеподобными и песчано-гравелистыми отложениями мощностью до 1000 м. Фациальным аналогом их является угленосная толща, развитая в районе Бешуйских копей, в которых найдены *Astarte voltri* Z i e t, *Natica tracta* P i c t. и др. аалена—байоса. Байос—бат (J_{2b}—bt) мощностью 700—1500 м сложен вулканогенно-осадочными породами в восточной части Туакского поднятия, в отдельных блоках Южнобережного и на крыльях Качинского поднятий. Наиболее полный их разрез описан в районе горы Карадаг. В нижней пачке аргиллитов встречается *Parkinsonia parkinsoni* позднего байоса. Вулканогенная толща образована андезитовыми и диабазовыми порфиритами, андезитами, диабазами и их туфами, лшаритами. Аналогичные породы развиты в долинах рек Бодрак и Альма, в верховьях р. Бельбек.

В С. Прикавказье среднеюрские породы с угловым несогласием залегают на пермо-триасовых конгломератах и гравелитах. Они представлены пологозалегающими темно-серыми аргиллитами и алевролитами мощностью до 100 м, в которых найдена микрофауна среднеюрского времени. Углы падения становятся гораздо круче, а осадочный разрез насыщается эффузивными прослоями по мере приближения к наиболее прогнутой части структуры, прлуоченной к зоне широтных глубинных разломов. Глинистые сланцы и песчаники часто переслаиваются здесь с туфитами, туфами, туфолавами и эффузивными преиму-

щественно среднего и кислого состава, а в зоне разломов скважины вскрывают мощные толщи андезитовых и андезит-дацитовых порфиритов (до 300—500 м).

На северо-западе Кавказа аленский ярус (J_{2a}) представлен толщей (360—550 м) аргиллитов с прослоями песчаников, реже гравелитов и конгломератов, в верхах с прослоями известняков и мергелей (пшисская свита). В них найдены *Belemnites ischegnelensis* K. G. G. M., *Nucula* cf. *sana* Bog. S. и др., а восточнее описываемой территории — аленские формы *Staufenia sinop* Bayle, *S. sehndensis* Hoffm а и др.

Байосский ярус (J_{2b}) видимой мощностью 300—450 м на северо-западе Кавказа сложен в нижней части разреза аргиллитами с прослоями песчаников, алевролитов, местами сидеритов, с линзовидными прослоями известняков-ракушнякав, в верхней части — аргиллитами, известковистыми песчаниками, переходящими в обломочные известняки, и алевролитами. Байосский возраст их определяется по фауне *Oxymoma munsteri* (Bog. S.), *Stephanoceras humphriesianum* Sow., *S. subcoronatum* Opp.

Средний — верхний отделы (J_{2-3}) в составе верхнебатского и нижнекелловейского подъярусов выделены на Крымском полуострове, где представлены толщей глин с сидеритами, а в центральной части — песчаноглинистыми породами. На востоке Горного Крыма бат-келловей мощностью 630 м выделен в кожельскую свиту; в низах этой толщ найдены *Orpelia fusca* Q. P. S. T. среднего бата, а в верхах — *Chlamys* cf. *laguseni* (Bog. S.) среднего келловей. На западе Крыма (айвасальская свита) толща мощностью до 500 м представлена песчаниками грубозернистыми, переслаивающимися выше с глинистыми сланцами с *Pseudomonotis Echinata* Smith и др. верхнего бата.

Верхний отдел

В Горном Крыму верхняя юра (J_3) широко распространена и представлена всеми ярусами. Постепенными переходами связаны верхнекелловейский и нижнеоксфордский, а также средне-верхнеоксфордский и нижнекимериджский подъярусы, в связи с чем такие толщ выделены в свиты. На северо-западе Кавказа верхняя юра представлена кимериджским и титонским ярусами.

Верхнекелловейский и нижнеоксфордский подъярусы ($J_{3k3}+o_1$) в центральной и западной части Горного Крыма сложены конгломератами, песчаниками, алевролитами мощностью 150—700 м (тапшанская свита) с характерными для верхнего келловей-нижнего оксфорда *Montivalia acutorginata* (E. S. H.), *Hecticoseras rosiense* Te. i. S. S. и др. На востоке Крыма развита толща мощностью от 100 до 800 м глин и алевролитов с крупными биогермными массами, с верхнекелловейскими аммонитами *Cosmoceras ornatum* S. Ch.

Верхнеоксфордский и нижнекимериджский подъярусы ($J_{3o2}+km_1$) присутствуют в карбонатных крупнообломочных и глинисто-карбонатных фациях. Толща известняков мощностью 500—700 м слагает южные склоны Главной гряды от мыса Ая до Симеиза. Гора Чатыр-Даг представляет собой стратотипический разрез мощностью 500 м (яйлинская свита). Сложена свита известняками биогермными, брекчиевидными, охарактеризованными *Taramelliceras pseudoculata* (B. U. K.), *T. costatum* (Q. P. S. T.) и др. среднего и верхнего оксфорда и нижнего кимериджа. Толща переслаивания конгломератов, песчаников, водорослевых и коралловых известняков протягивается полой от горы Демерджи до с. Громовка (демерджийская свита) и в районе Балаклавы (сухореченская свита). Местами на карте показаны объ-

единенные отложения от верхнего келловей до нижнего кимериджа ($J_{3k3}—km_1$).

Оксфордский ярус (J_{3o}) выделен в восточной части Юго-западного синклинория на Никитской и Ялтинской яйлах. Низы оксфорда сложены пестроцветными онколитовыми и пелитоморфными известняками мощностью до 500 м, сменяющимися кверху толщей переслаивания пелитоморфных, онколитовых и глинисто-алевритистых плитчатых известняков мощностью до 600 м, с аммонитами *Harposchilloceras signoliantum* (d'Orb), кораллами и брюхоногами. На плато Бабуган-Яйлы присутствует толща оксфордских известняков органогенно-обломочных, пелитоморфных и глинисто-алевритистых мощностью 1700 м с *Verinea sigentensis* P. S. C. E. L.

Кимериджский ярус (J_{3km}) в Крыму выделен на Ялтинской и Ай-Петринской (в западной части) яйлах, залегает согласно на известняках оксфорда и несогласно перекрывается известняками титона. Сложен плитчатыми известняками с аммонитами *Perisphinctes breireiseps* Q. P. S. T.; выше — глинистыми известняками с линзами рифогенных мощностью 240—255, возрастающей к востоку до 450 м. К западу наблюдается постепенное выклинивание верхних горизонтов с уменьшением мощности яруса до 200 м.

На северо-западе Кавказа кимериджский ярус (худяковская свита) представлен внизу (195 м) прослоями кремнистых песчаников, гравелитов, известняков, мергелей и глин; в средней части (90 м) — алевролитами и глинами с прослоями известняков; в верхней (365 м) — известково-мергельными породами. Возраст определяется стратиграфическим положением (ниже титонских отложений) и по спорово-пыльцевым комплексам.

Титонский ярус (J_{3tt}), широко распространенный в Крыму, представляет собой трансрессивный комплекс, несогласное залегание которого прослеживается по всему Горному Крыму. Здесь выделяются ниже-среднетитонские отложения (J_{3tt-2}), по характеру разреза различные в разных местах региона. От горы Ай-Петри на западе до восточных склонов Караби-Яйлы развита мощная толща (550—600 м) известняков пелитоморфных, коралловых и органогенно-обломочных, с прослоями мергелей, с *Cosmatia rechtei* (O. P. P.), *Harposeras cristifer* Zitt. (ялтинская свита). В юго-западной части мегантиклинория известия фациально переходят в глинисто-карбонатной флиш (деймендеринская свита мощностью 180—340 м), а в восточной его части ниже-среднетитонские отложения представлены конгломератами и песчаниками с прослоями глин и известняков (хуторанская свита мощностью 400 м). Верхняя часть титонского яруса совместно с бернасским ярусом нижнего мела на геологической карте обозначена индексом J_{3-4} . Характеризуется чрезвычайно пестрым литологическим составом. На востоке мегантиклинория эти отложения мощностью до 800 м представлены флишеподобным переслаиванием глин, известняков, песчаников, алевролитов с *Berriassella chaperi* (P. i. S. T.), *B. jacobii* (M. a. z.) и др. На юго-западе Горного Крыма верхний титон-бернасский известняками и карбонатным флишем. Фация известняковых брекчий, алевролитов, песчаников развита на северных склонах Ай-Петринской яйлы.

Титонский ярус на С. Кавказе установлен в бас. р. Шебш, на водоразделе рек Афиц и Безепс, у горы Медвежьей. В бас. р. Шебш титон мощностью 580—690 м сложен снизу конгломератом с титонским *Rhabdocidaris orbignana* V. e. S. H., а сверху — пестроцветными глинами с прослоями песчаников и известняков, перекрывающимися глинисто-аргиллитовым горизонтом (90 м) с *Phylloceras* cf. *serus* O. P. P., *P. cf. pithoi-sium* Q. U. P. S. T. и др. На водоразделе рек Афиц и Безепс аналогом пе-

стрых глин является толща переслаивания зеленовато-серых глин, сидеритов и песчаников мощностью 110 м.

В З. Предкавказье позднерские отложения вскрыты скважинами на Тимашевской ступени. Представлены они преимущественно карбонатно-терригенными породами мощностью до 1000—1500 м. По геофизическим данным наличие верхней юры предполагается в Западно-Кубанском прогибе.

При крупномасштабной геологической съемке выделена пестрая по составу толща, датированная верхним титоном — берриасом (J_3T_3 —K**b**). В восточной части мелантиклинория Горного Крыма на нижнетитонских отложениях согласно залегают глины с прослоями известняков, песчаников, с фауной *Berriasella shargeri* (Pict.), *B. jacobii* (M. a. s.).

В районе Старого Крыма верхи толщи фашиально замещаются известняками. Западнее, на склоне Караби-Яйлы, в разрезе более значительную роль играют известняки. В 150-метровой толще переслаивания известняков, мертелей и алевролитов, с постепенным переходом залегающей на известняках нижнего—среднего титона, определены *Bryozoonella corpillata* Zit. верхнего титона и *Berriasella callisto* (O. g. b.) берриаса (по определению Е. А. Успенской).

На юго-западе площади отложения верхнего титона—берриаса мощностью до 500 м представлены конгломератами, песчанками, глинами, различными известняками, карбонатным флишем: в нижней части — красными брекчиевидными известняками, в средней — серыми и пестроцветными известняками и в верхней — светло-серыми известняками с линзами песчаников и конгломератов. Толща палеонтологически охарактеризована *Haploceras climatum* (O. p.), *Berriasella (Matbasio-ceras) callisto* (O. g. b.).

Фауна известняковых брекчий, алевролитов, песчаников и гравеллитов развита на северных склонах Ай-Петринской яйлы. Во врезе долины Ялта—Бахчисарай мощность толщи достигает 450 м. Здесь собрана обильная фауна верхнего титона—берриаса. В обрамлении Варнаутской котловины присутствует флишеподобный и песчано-конгломератный разрез верхнего титона—берриаса. Флишевая фауна развита на северном склоне хр. Кокля-бел. Здесь на известняках нижнего—среднего титона согласно залегают толща переслаивания темно-серых аргиллитов, алевролитов и обломочных известняков с галькой кварца. Толща мощностью 100 м характеризуется фауной *Lenticulina russiensis* M. j. a. l. и др. верхнего титона—нижнего берриаса. Выше перерывами ложатся глины верхов берриаса.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения широко распространены на южном склоне Украинского щита, в Причерноморской впадине, в Равнинном и Горном Крыму и Предкавказье. Залегают они трансгрессивно на породах юры, триаса, карбона и докембрия. На поверхность отложения мела выходят в Горном Крыму и на С. Кавказе, местами на юге Донбасса.

Нижний отдел

Наиболее полные разрезы нижнего мела (K_1) известны в Крыму, где присутствуют все ярусы. На геологической карте местами они объединены в связи с небольшой мощностью отложений.

Берриасский ярус (K_1b) на востоке Крыма сложен мергелями, мергелистыми глинами, известняками и мергелистыми песчанниками мощностью до 120 м с фауной *Berriasella callisto* (O. g. b.), *Euthymiceras enthyini* (Pict.). В центральной части Горного Крыма берриас мощностью до 540 м представлен двумя толщами: нижней — флишевой и

верхней — толщей алевролитистых глин с сидеритами; местами в основании разреза залегают конгломераты, конгломератовидные известняки и песчанники. В глинах определена *Berriasella subrichteri* (Ret). В окрестностях Балаклавы берриас представлен песчанниками с остатками фауны, а в Байдарской котловине — известняковыми глинами с желваками и глыбами известняков, алевролитами, песчанниками. На породах титона берриас залегают со следами размыва и стратиграфического несогласия.

Валанжинский ярус в западных районах Горного Крыма представлен в низах красно-бурыми массивными известняками с *Artyxiella jascardi* Urella. Верхни валанжина мощностью до 120 м сложены конгломератами с линзами песчаников и глин.

В восточной и центральной частях, а также в западных районах Горного Крыма на геологической карте валанжин показана совместно с готеривом (K_1v+g), так как местами не расчленена толща переслаивания глин, песчаников и мертелей с горизонтальными валунными конгломератами мощностью до 200 м с фауной валанжина и раннего готерива. Общая мощность валанжинско-готеривских отложений достигает в осевой части Восточно-Крымского антиклинория 800 м, а в центральных районах 2500—3000 м. В глинах найдена *Pseudotamarina reussi* A. n. t. в районе Старого Крыма — позднеготеривская *Lamellarticyus angulicostatus* Pict., *Ammoniscus lennissimus* (G. u. m. b.).

Барремский ярус (K_1br) сложен конгломератами, песчанниками, гравеллитами и глинами в восточных предгорьях Крыма и глинами на западе территории. На востоке в долине р. Тонас в барремских отложениях мощностью до 200 м встречаются белемниты *Mesobolites uligi* Sch. w. В западной части Горного Крыма барремские отложения мощностью до 210 м с *Doroithia graciosa* M. o. l., *Ganirgina pseudocitica* Sch. a. l. заполняют пониженные участки Байдарской, Варнаутской и других котловин, залегая несогласно на верхней юре.

Барремский и алтский ярусы (K_1br+a) нерасчлененные (мощности до 320 м) представлены однообразной толщей глин с прослоями сидеритов в восточных районах Горного Крыма; в них встречается фауна *Duvalia grassi* D. u. b. верхов баррема, а в верхах толщи — *Neobolites semicanaliculatus* B. i. нижнего алта.

Алтский ярус (K_1a) наиболее характерен для центральной части Крыма (Салгирская депрессия, Белогорская котловина), где представлен серыми, зеленовато-серыми и красноватыми глинами мощностью до 450 м с *Neobolites inflexus* Strem. (долина р. Бююк-Карасу). Западнее алт представлен аргиллитоподобными глинами мощностью до 70 м с прослоями сидеритов, с *Heidelbergella apica* (A. g. a. l.), залегающими с размывом на барремских отложениях.

Барремский — альбский ярус (K_1br-a) показаны на карте в нерасчлененном виде в восточной части Крыма.

Альбский ярус (K_1al) на востоке Горного Крыма развит в синклинальных складках и блоках на замыкании Восточно-Крымского синклинория. Представлен темно-серыми до черных глинами мощностью до 250 м с прослоями песчаников и гравеллитов, содержащих споры *Glacienhütites leatus* (B. o. l. c. h.). В Белогорском прогибе и Салгирской депрессии нижний и средний альб мощностью до 350 м сложены глинами с *Acanthohopites trantscholdi* S. im., *Neobolites* aff. *minimus* List. Верхний подярус альба распространен также в Салгирской депрессии (мощность глин 300 м). На западе он представлен алевролитами, туфами, туффитами и туфогенными песчанниками мощностью 60 м.

В Равнинном Крыму альб расчленен на три подяруса. Нижний (60—140 м) сложен глинами и алевролитами с глауконитом; средний (100—120 м) и верхний (200—1100 м) представлены известняковыми глинами и аргиллитами с частыми прослоями песчаников, туфов и туф-

фитов. В районе Евпатории и Сак развита мелководные прибрежные отложения мощностью до 500 м.

На востоке Причерноморской впадины наиболее полный разрез нижнемеловых отложений изучен в районе с. Новоалексеевка Генгичевского района. Здесь на докембрийских образованиях или породах юры залегают черные пиритизированные аргиллиты, алевролиты, детритовые известняки (25 м), переходящие в диатомально-осложистые песчаники (95 м). Нижняя пачка этих пород на основании остатков фауны отнесена к валанжину, а верхняя — к готериву—баррему. Севернее широты с. Новоалексеевка морские готеривско-барремские отложения замещаются континентальными песками, галечниками, каолиновыми глинами мощностью 5—30 м, выполняющими палеодолины Ингульда, Днепра и других рек. К средней части этих отложений в ряде мест приурочены бокситоносные кирпично-красные и серые оолитовые породы (мощностью 4 м), переслаивающиеся с каолинами.

Морские отложения апта, охарактеризованные комплексами фораминифер, известны в районе Новой Алексеевки, Акимовки и, возможно, на Бердянской и Белосарайской косах и представлены темно-серыми и черными аргиллитами, алевролитами и песками мощностью до 340 м. По глубоким древним долинам море ингрессировало далеко на север, в том числе в пределы Конско-Яльнской впадины. На остальной территории апт сложен континентальными фашиями. Русловые и пойменные отложения составляют нижнюю часть разреза, а озерно-болотные — верхнюю.

Альбские отложения в районе Генгичевки мощностью более 400 м — это известковистые аргиллиты и алевролиты. Севернее с. Берислав в разрезе появляются опоки, спонголиты и известняки (70 м) с остатками фауны, мощность их южнее Каховки возрастает до 190 м.

Нижний мел (до 160 м) в Покрово-Киреевской впадине Донбасса представлен континентальными красноцветными и туфогенными образованиями.

В горной части Кавказа нижний мел характеризуется песчано-глинистыми флишевыми образованиями; в Предкавказье он погружен на глубину от 1400 (Азовский выступ) до 8000—10 000 м в Западно-Кубанском прогибе. В Предкавказье к песчано-алевритоглинистой формации нижнего мела приурочены основные промышленные месторождения природного газа Краснодарского края.

Берриасский ярус (К_{1b}) в основании (запорожская свита мощностью от 40 до 100—200 м) сложен конгломератами и песчаниками с прослоями глин и мергелей с *Berriasella jana* Ret., *B. auxina* Ret. и др. В бас. р. Убин и других местах на них залегают известковистые глины с линзами конгломератов и песчаников мачмаловской свиты (240—250 м) с берриасской *Probetronites tauricus* Kubli., сменяющейся чаталовской свитой (100—200 м) — глинами с включениями пелитоморфных известняков, иногда известковистыми аргиллитоподобными глинами. Верхняя свита берриаса — кобанская (свыше 300 м) — сложена известковистыми и глинистыми мергелями с берриасскими аммонитами.

Берриас и валанжин (К_{1b}+v) объединены из-за масштаба карты на хр. Дербн (Убин-Хабльский водораздел). Валанжинский ярус (40—150 м) сложен песчано-глинистой толщей с базальным конгломератом (7—8 м) в основании (свита Дербн). Валанжинский возраст свиты установлен по фауне *Pesadobelus bipartitus* Blainville, а также по ее положению между фаунистически охарактеризованными отложениями берриаса и готерива.

Готеривский ярус (К_{1g}) на северном склоне Кавказа простирается от восточной границы территории до верховьев р. Хабль на западе, обнажается в ядре Семиторской антиклинали. Низы яруса (свита

челси мощностью 380—450 м) сложены алевритистыми слюдястыми глинами с сидеритами и пластинами песчаников, вверх переходящими в переслаивающиеся глины и песчаники с мелкими линзами граувакитов. По фауне *Nucula planata* Desh., *Leopoldia bessalensis* K a g k., *Astarte subcostata* O g b. и др. принят нижнеготеривский возраст свиты челси. Выше залегают солодчинская свита (50—120 м), сложенная темно-серыми глинами и песчаниками, местами оолитовыми известняками с прослоями глин (р. Хабль) или глыбовыми известняковыми конгломератами (гора Медвежья с горизонтом 90 м). Перекрывается она шаншанской свитой (250—900 м) однообразных темно-серых, буровато-зеленовато-серых сланцеватых глин с прослоями алевролитов и сидеритов, с позднеготеривскими *Spectoniceras* cf. *subinversum* P o l., *S. versicolor* T r a u t a c h. и др. Заканчивается разрез готерива фондрской свитой (до 200 м) песчано-глинистых пород с *Ostreu poliphetema* C o g., *Exogira tuberculifera* K o c h. et D u p k., *Natica jovanovichii* T o u l a. Мощность яруса уменьшается от 1900 м на хр. Дербн до 700 м по рекам Бе-зепс и Шебш.

Барремский ярус (К_{1br}) на северном склоне Главного Кавказского хребта повсеместно представлен афипской свитой (350—600 м) однообразных темных карбонатных глин с тонкими прослоями алевролитов, песчаников и глинистых сидеритов. В ней найдены редкие *Phyllopora chyceras infundibulum* O g b., *Astarte subcostata* O g b. и др.

Аптский ярус (К_{1a}) в нижней части представлен убинской свитой (550—750 м) песчаников и известковистых песчаных глин с желваками и прослоями сидеритов и песчаников, с нижеаптской фауной *Desthayesites deshayesi* L i e t n., *D. deshayi* P a r r., *Terebratula dentiplana* O g b. и др. Верхний апт представлен свитой шапсухо (150—200 м) — карбонатные глины с прослоями алевролитов, песчаников и песчаных известняков. В них определены позднеаптские аммониты *Parahoplites multicosatus* S i p z., *Acanthohoplites nolaki* S e u p. и др.

Альбский ярус (К_{1al}) сложен почти черными слабо известковистыми глинами с прослоями известковистых песчаников, алевролитов, глинистых мергелей и кила, с альбской фауной *Aucellina gryphaeoides* S o w., *A. parva* S t o l l. В южном борту Западно-Кубанского прогиба к альбскому ярусу отнесена толща (200 м) переслаивания глин и песчаников, погруженных на глубины 4000—4200 м. Вследствие пресенноманского и предмаастрихтского разрывов мощность альба изменяется от 250 м по р. Абин до 50 м по р. Хабль, а восточнее р. Убинка альб полностью размыт. На некоторых участках на геологической карте аптский и альбский ярусы показаны совместно (К_{1a}+al).

Верхний отдел

В Горном Крыму верхний мел (400—600 м) прослеживается узкой полосой вдоль уступа Предгорной гряды. Верхнемеловые отложения известны также на полуостровах Керченском (мыс Карангат) и Тарханкутском (у д. Меловой). Мощность их на Керченском полуострове не превышает 500 м, к западу от Джанкоя увеличивается до 1500, а на Тарханкутском полуострове превышает 2400 м. В Причерноморской впадине она увеличивается с севера на юг и достигает 1000 м. На большей части Горного Крыма датский ярус объединен и описан инкерманским ярусом палеогеновой системы. На восточной оконечности Горного Крыма и на Керченском полуострове на карте показаны отдельные верхнемеловые отложения (К₂).

Сеноманский ярус (К_{2s}) в Горном Крыму представлен толщей (до 240 м) мергелей с прослоями известняков, с *Neohoplites ulimius* O g b.; в Причерноморской впадине, в районе Каховки и южнее Берислава — переслаиванием песчаников и алевролитов с известняками

фораминиферовыми и органогеннообломочными мощностью до 100 м, севернее в разрезе преобладают пески.

Туронский и коньякский ярусы (K_2t+k) в Горном Крыму образуют единую мергельно-известняковую толщу (60 м) с *Inoceramus Ladatus Schloth.* раннего турона и *Stensioina brotzent V o l.* и *Cibicides eriksdagensis B g o t s.* коньякского возраста.

Сеноманский, туронский, коньякский ярусы (K_2s-k) в Горном Крыму (25—240 м) залегают повсеместно с разрывом на подстилающих породах нижнего мела и средней юры. В основном их обычны глауконитовые песчаники или песчанистые мергели, сменяющиеся выше чередованием глинистых и мелоподобных мергелей с прослоями песчаника. На Тарханкутском полуострове в разрезе преобладают известняки и мергели, реже встречаются глины. В Северо-Крымском и Северо-Азовском прогибах сеноманско-туронско-коньякские отложения мощностью 100—1000 м и более сложены в низах (сеноманский ярус) мергелями с прослоями известняков, глин и линзами спонголитов, туфов, туфитов и туфо-песчаников, переходящих выше в фарфоровидные известняки (турон—коньяк).

Сантоново-кампанско-маастрихтский ярус (K_2st — m) литологически часто не различается и на геологической карте объединен. Представлен мергелями и мелоподобными известняками, с прослоями глинистых мергелей. В нижней части толщи мощностью 40—60 м найдены *Anomalina stelligera M a g i e.*, *A. umbilicatulata M j a t l.* Выше — *Inoceramus balticus B o h e m.*, *Belemnites langei S c h a t s k.* (кампанский ярус). Отложения маастрихтского яруса мощностью 100—130 м в Крыму широко распространены и хорошо изучены; характерная фауна *Belemnites archangeliskii N a i d.* и др.

На Тарханкутском полуострове туронский ярус (K_2t) — 90—100 м — представлен известняками с конкрециями кремней. Восточнее турон—коньяк образует литологически единую пачку пород (60—150 м), представленную в основном фарфоровидными известняками с пачкой глинистых известняков в основании.

Кампанский ярус (K_2k) мощностью 130—300 м сложен известняками с прослоями мергелей и глини; в районе Арабатской стрелки — органогенно-дегритусовыми известняками.

К коньякскому ярусу условно отнесена пачка глинистых известняков мощностью до 250 м с прослоями известняковистых глини. Коньякские отложения С. Присивашья фаунистически и литологически неотделимы от нижележащих отложений.

В Равнинном Крыму сантонский ярус (100—160 м) представлен мелкими мелкозернистыми известняками со стилолитами, глауконитовыми песчаниками и мергелями. В Присивашье нерасчлененные сантонско-кампанско-маастрихтово-датские отложения внизу — мелоподобные известняки, а сверху — зеленовато-серые мергели и пелитоморфные известняки.

В С. Причерноморье и в Конско-Ялынской впадине верхний мел представлен всеми ярусами, кроме датского. Среди отложений преобладают мелоподобные мергели с кремнями и только в основании залегают известковистые пески. Мощность их обычно не превышает 100—120 м. На востоке Конско-Ялынской впадины резко преобладают разнозернистые пески и песчаники известковистые и глауконитовые мощностью до 180 м. Известны верхнемеловые (сантонские) мергели с кремнями и на Приазовском массиве (верховье р. Гайчул, балка Токмачка, Черниговская депрессия) мощностью 3—5 м.

Южнее Приазовского массива, на Обиточной, Бердянской и Белосарайской косах и на юге Донбасса, верхний мел присутствует в составе всех ярусов, кроме датского. Сложен глауконитовыми песками и песчаниками с прослоями мергелей, опок и трепелов, мелом и мелоподоб-

ными известняками мощностью до 400 м. На юге Донбасса, кроме перечисленных отложений, известны дегритусовые известняки; в песках и песчаниках нередко встречаются кремневый и кварцевый гравий, конкреции фосфоритов (кампанский ярус).

Верхний мел Кавказа и Предкавказья представлен терригенно-карбонатной формацией. В отдельных синклиналиях он без перерыва перекрывает отложения альба; на остальной части — различные горизонты альба, апта или докембрия.

Сеноманский ярус развит почти повсеместно в виде терригенно-карбонатной толщи. В Новороссийском прогибе он сложен мелкоритмичным переслаиванием песчаников и алевролитов с глауконитом и терригенным материалом, алевролитистыми известняками, мергелями и глинами. К юго-востоку это толща фацально замещается свитой Паук — алевролитами, известковистыми глинами, битуминозными переслаивающимися известняками, с пластиками окремненных туфогенных пород. Мощность сеномана уменьшается с запада на восток от 360—140 до 140—125 м. Возраст установлен по микрофауне. Выше выделяется керкетская свита — известняки кремнистые, органогенно-обломочные, мергели, местами (р. Шапсухо) с прослоями конгломератов и гравелитов с *Inoceramus labiatus Schloth.*, *Spiroplectammina praelonga* (R e u s s.) нижнего турона. Верхний турон представлен нижнелатухаевской подсвитой (210—250 м) флишевого переслаивания известковистых глини, известняков, песчаников с *Vatoulineria lentacula* (R e u s s.), *Bifurcata regularis K e l l e r.* и др. Верхнелатухаевская подсвита переслаивания глини, пелитоморфных и глинистых известняков и алевролитов мергелей по наличию *Globofurscula lapparenti* B g o t z e n, *G. linnceiana* (O g b.) и др. отнесена к коньякскому ярусу (250—650 м).

Сантонский ярус (K_2st) в составе генохской свиты (150—170 м) сложен чередованием глинистых известняков, мергелей, алевролитов и песчаников,верху переходящих в «столластовую подсвиту» глинистых кремнистых известняков с мергелями «трескунами» и алевролитами, соответствующую искусственным смесям для производства лучших сортов поргланцементов. Все описанные подразделения верхнего мела на геологической карте объединены под индексом K_2s-st . Сантонский ярус на карте показан в ядрах Дообского антиклиналя (между Цемесской и Голубой бухтами) и безымянной антиклиналью С. Джанхот.

Кампанский ярус (K_2k) показан на южном склоне и в южной части З. Кавказа (Новороссийский прогиб); на северном склоне кампанский и маастрихтский ярусы (K_2k+m) объединены. В составе кампанского яруса выделяются четыре свиты. Ахенская свита внизу сложена мергелями и известняками,верху сменяющимися переслаиванием алевролитов, песчаников, известняков. Мощность ее уменьшается с юга на север от 300—350 до 200 м. Выше находится неахенская свита ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов, известняков и известковистых мергелей. Мощность ее уменьшается от 100—120 м на западе до 70—80 м на востоке. В известняках найдена микрофауна. Бедновская свита (250 м) — типичный флиш — тонкоритмичное переслаивание песчаников, алевролитов, мергелей и глини, с микрофауной и моллюсками *Inoceramus balticus B o s c h m.* Разрез кампанского переслаивается куниковской свитой (200—250 м) — ритмичным переслаиванием алевролитов, песчаников, мергелей, известняков; в Новороссийском прогибе — типичным флишем (в основном известковистые мергели, меньше глинистые мергели и известняки с кампанскими микро- и маастрихтовыми свитами).

Маастрихтский ярус (K_2m) в Новороссийском прогибе включает четыре свиты. Нижняя свита Мысхако (160—180 м) сложена тон-

ким переслаиванием алевролитов, песчаников, глинистых мергелей и известняков с микрофауной *Platoglobulina contusa* (Cushman), *Tetraliaria exsacata* (Cushman). Ее без перерыва сменяет лихтеровская свита (175—250 м) — переслаивание розовых известковистых мергелей, песчаников, черных известковистых глин и известняков с фораминиферами *Pseudotextularia varians* Rehak, *Bolivina incassata* Raus. и др. Выше залегает васильевская свита (210—230 м) крупноритмичного флиша — алевролиты, известняки, мергели, охарактеризованные верхнемаастрихтской микрофауной. Разрез маастрихта заканчивается снегуревской свитой (270—310 м) крупноритмичного флиша. По р. Абн к маастрихту отнесены песчано-глинисто-карбонатные глины, переходящие в глинистые мергели мощностью 120 м.

Датский ярус (K_{2d}) присутствует только в Новороссийском флишевом прогибе; на остальной территории он размыт в палеоценовое время. В нем выделяются свиты: нижние — сукко, навагирская и верхняя — анапская. Свита сукко (65—122 м) состоит из ритмичного переслаивания песчаников с глауконитом и аргиллитов; в них найдены датские фораминиферы *Globigerina varians* Subb., *Anomalinella laevis* Vass. и др. Навагирская свита (120—230 м) — ритмичное переслаивание алевролитов, песчаников, аргиллитов с *Gümbelina crinita* Subb., *G. ritmitia* Subb. и др. Анапская свита представлена переслаиванием окремненных аргиллитов, известковистых мергелей и песчаников. Датский возраст ее точно не установлен.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Отложения палеогена (P) распространены на небольших площадях южного склона Украинского щита, где его расчленение произведено по стратиграфической схеме, утвержденной МСР СССР в 1963 г.; в Крыму и на С. Кавказе палеоген расчленен на ярусы.

Палеоген

На южном склоне Украинского щита палеоген (P_1) мощностью до 30 м сохранился в локальных понижениях докайнозойского рельефа, а в Конско-Ялынской впадине, на р. Мокрые Ялы, представлен алевролитами и кварцево-глауконитовыми песками с фауной пелиципод. В фациальном отношении это осадки открытых морских лагун. Возраст установлен по микропалеонтологическим и палинологическим данным. В Крыму в палеогене выделяются инкерманский, показанный на карте совместно с датским, и качинский ярусы.

Качинский ярус (P_{1k}) представлен в основном мергелями и залегают с размывом на нижнепалеоценовых и более древних отложениях; перекрывается с размывом породами нижнего эоцена. Мощность в предгорьях обычно не превышает нескольких десятков метров. На юго-западе Крыма ярус представлен голубовато-серыми мергелями мощностью 28 м, содержащими моллюски *Militha volginica* (Netsch.), *Tellina briarti* Cosm., *Chlamys prestwichti* (Moggiis.). В бассейне р. Мокрый Индол к верхнему палеогену отнесены светло-серые и зеленые мергели и кремнисто-известковистые алевролиты мощностью до 75 м. На Керченском полуострове палеоген обнажается только на мысе Карангат, на остальной территории скрыт под более молодыми породами. Представлен глинами аргиллитоподобными, серыми с прослоями глин бурых, песчаных, в верхней части с прослоями алевролитов известковистых, серых, а также песчаников кварцевых, косослоистых. Мощность их 110 м. Палеоген постепенно переходит в датские отложения.

Отложения датского и инкерманского ярусов (K_2-P_1) представлены близкими по литологическому составу породами, содержащими комплекс смешанной датско-раннепалеоценовой фауны. Граница между ярусами проводится в местах исчезновения раковин *Stania*.

Датский ярус сложен в Крыму в основании глауконитовыми песчаниками и песчанстыми мергелями (10 м); выше залегают мшанковые и криноидные известняки (30 м). Они слагают уступ предгорной гряды от Севастополя до Бахчисарая. Распространен в наиболее прогнутой части Причерноморской впадины, на севере Равнинного Крыма и Керченском полуострове.

Инкерманский ярус почти всюду в Крыму залегает без перерыва на датских и трансгрессивно с размывом в кровле перекрывается качинскими образованиями. Сложен белыми и кремовыми обломочно-органическими и фораминиферовыми известняками, на востоке — флишеподобными слоями пелитоморфных известняков и мергелей, мощностью около 100 м. Наиболее полные разрезы инкерманских известняков — по долинам рек Бельбек (около 40—50 м) и Кача (26—28 м). На центральном участке мощная (более 200 м) их толща развита в районе г. Кубалач.

Верхний мел — нижний палеоген

Нерасчлененные палеоценовые — среднеэоценовые отложения букачской свиты (P_1-P_{2b}) выделены в Приазовье по рекам Мокрые Ялы, Кашлагац, Янчул, а также в наиболее погруженном участке Конско-Ялынской впадины. В их составе выделяется нижняя толща (20—30 м), сложенная морскими мелкозернистыми кварцево-глауконитовыми песками с обломками обугленной древесины, и верхняя (40—45 м), представленная континентальными разнозернистыми песками бурого и темно-серого цвета с прослоями бурых углей. Залегают эти отложения на нижнемеловых и докембрийских образованиях.

На северном склоне З. Кавказа нижний палеоген представлен свитой щипе, сложенной в основании песчаниками кварц-полешошпатовыми, флишеподобным чередованием известковистых песчаников и алевролитов, мергелей и глин. Максимальная мощность свиты — 550 м в бас. рек Афинс—Убин; к востоку и западу она уменьшается до 80—100 м. Свита охарактеризована фораминиферами и остатками моллюсков *Sorbis kotoikovi* Kob., *Variamissium* cf. *stipaeolum* Kob. и др. На южном склоне свита щипе (200 м) сложена флишевым переслаиванием плитчатых известковистых песчаников и алевролитов, темно-серых аргиллитов, мергелей. Нижнепалеоценовый ее возраст подтверждается микрофауной *Globigerina varians* Subb., *G. edita* Subb. и др.

Верхний палеоген разделен на свиты горячего ключа и пльскую (западнее р. Иль). Свита горячего ключа представляет собой толщу переслаивания темно-серых и черных карбонатных и песчаных глин, алевролитов и мелкозернистых песчаников. Восточнее р. Иль в основании свиты залегает пачка (80 м) чередования листоватых глин и мелкозернистых ожелезненных алевролитов; сверху она сменяется пачкой (130 м) бескарбонатных песчаников с прослоями глин. Верхние свиты (до 350 м) состоят из темно-серых бескарбонатных глин и мелкозернистых песчаников. На южном склоне З. Кавказа свита горячего ключа (300—335 м) разделена на подсвиты: а) шибик (20—40 м) — флишевое переслаивание глин, мергелей и известняков; б) псекубская (70—80 м) — равномерное переслаивание алевролитов и глин, в основании — с пластами песчаников; в) балки Кипячей (40—50 м) — ритмичное переслаивание песчаников и глин и г) ахтырская (170 м) — песчаники,

переслаивание алевролитов и глин, а в верхней части — прослой мергелей и опок.

Вильскую свиту выделены песчаные глины с рассеянными обломками позднемеловых мергелей. Мощность ее увеличивается в восточном направлении от 75 м по р. Убинка до 320 м по р. Шебш и до 500—600 м на южном борту Западно-Кубанского прогиба. Верхняя часть палеоцена представлена абазинской свитой (50 м) флишодного переслаивания песчанков, алевролитов, неизвестковистых окремненных глин и кремнистых опок с фораминиферами.

Эоцен

На южном склоне Украинского щита выделены континентальные угленосные отложения нижнего — среднего эоцена (P_2^1-2), являющиеся продуктивным горизонтом Днепровского бурогольного бассейна. Они выполаживают эрозионные и эрозивно-тектонические депрессии в фундаменте. В фациальном отношении представлены речными (руслowymi и пойменными) и озерно-болотными осадками. К нерасчлененным отложениям нижнего и среднего эоцена на северных склонах Приазовского массива и в зоне сочленения его с Донбасом отнесены континентальные песчано-глинистые отложения с включением углистого дегрита.

Киевская свита (P_2^{3k}) на южном склоне щита залегает трансгрессивно на среднеэоценовых и более древних породах. Представлена зеленовато-серыми разномерными песками, мергелями, глинами опоквидными, алевролитами. Мелководные пески охарактеризованы богатой фауной моллюсков мандриковского типа позднего эоцена: *Turritella granulosa* D r s h., *Tomylis ukraine* Mich. На склонах Приазовского массива преобладают мелководные и прибрежные фауны. В Конкской Яльгской впадине развиты пески темно-зеленые глинистые, глауконитовые со спикулами губок.

Эоцен широко распространен в предгорной части Крыма. Наиболее полно представленный и изученный его разрез в районе г. Бахчисарай принят в качестве стратотипического для юга СССР. Здесь установлены все четыре яруса: бахчисарайский, симферопольский, бодракский и альминский. Из-за трудности выделения каждого яруса на карте объединены бахчисарайский и симферопольский, а также бодракский и альминский ярусы.

Бахчисарайский и симферопольский ярусы (P_2^{b+s}). Бахчисарайский ярус (40 м) залегает на размытой поверхности подстилающих пород и представлен зеленовато-серыми глинами и известняками с глауконитом. В составе яруса выделены три зоны: 1) *Operculina semivoluta*, 2) *Nimmitites crimensis*, 3) *Assilina placenta*. В районе Белогорска глины выклиниваются. В окрестностях с. Курское нижняя часть яруса представлена рыхлыми глинистыми алевролитами, выше зеленовато-серыми глинами с прослойками известняка мощностью до 30 м. В районе Феодосии бахчисарайский ярус представлен зелеными и серыми глинами с прослоями песчанков и нуммулитовых известняков в основании мощностью до 55 м.

Симферопольский ярус отличается наиболее характерными отложениями и хорошо выражен. Представлен нуммулитовыми известняками с прослоями нуммулитового мергеля в основании мощностью до 6 м. По нуммулитам в составе яруса выделяются три зоны: 1) *Nimmitites distans minor*, сложенная мергелями (5—6 м); 2) *N. distans*, представлена известняками (25 м) и 3) *N. polygatus* — известняки (12 м). Мощность известняков достигает 30 м в долине р. Альма, увеличивается

до 100 м к северо-западу и уменьшается на северо-восток до 1 м и меньше. Севернее Белогорска мощность известняков достигает 40 м, они залегают с разрывом на датских известняках либо на мергелях маастрихта. У с. Курское симферопольский ярус (60 м) представлен зеленовато-серыми песчанистыми известняками с редкими раковинами *Nimmitites distans* D e s h., а в Насыпкой банке — темно-серыми известковистыми глинами.

Бодракский и альминский ярусы (P_2^{b+a}). Бодракский ярус разделяется на три горизонта (снизу вверх): куберлинский, керестинский и кумский, отвечающие трем палеонтологическим зонам: 1) *Acaritina rotundimarginata*, 2) *Globigerinoides subconglobatus*, 3) *Lytolopsis saucasia*. Кроме того, в первой зоне выделяется 10-метровая подзона *Nimmitites incrassatus*. Куберлинский и керестинский горизонты представлены мелководными известняками мощностью до 110 м. Мощность кумского горизонта до 75 м. У с. Курское бодракский ярус представлен только мергелями куберлинского и кумского горизонтов мощностью до 11 м, с разрывом залегающими на известняках симферопольского яруса.

Альминский ярус сложен глинистыми мергелями серо-зеленого цвета (до 100 м), согласно залегающими на подстилающих породах. Вверх по разрезу мергели становятся мелководными, в кровле сильно пиритизированными. По данным Е. К. Шуккой внутри яруса выделяются сверху вверх две зоны: 1) *Globigerinoides conglobatus* и крупных шаровидных глобигерин (мощность до 130 м) и 2) *Volitina* (20 м), с подзонами *Almaena laurica* в верхней части (5 м). На востоке Крыма альминский ярус представлен известковистой серо-зеленой глиной мощностью до 20 м с многочисленными фораминиферами.

На Керченском полуострове эоцен мощностью до 120 м распространен повсеместно, но обнажается лишь на мысе Карангат, где представлен аргиллитоподобными глинами, серыми с прослойками известковистых аргиллитов, и зеленовато-серыми мергелями.

На северном склоне З. Кавказа и в южном борту Западно-Кубанского прогиба эоцен с разрывом перекрывает различные горизонты палеоцена. По микрофауне выделяется нижний, средний и верхний эоцен. Эоцен (P_2) на геологической карте показан единым контуром. На северо-западном погружении Кавказа в основании нижнего эоцена располагается зыбизинская свита (40—60 м), сложенная переслаиванием мелкозернистых карбонатных песчанков, кремнистых мергелей и карбонатных глин с нижеэоценовыми фораминиферами *Globorotalia valascensis*. В среднем эоцене выделены свиты кутанская (60—160 м) — карбонатные глины с прослоями песчанков и мергелей; калужская — глины с прослоями алевролитов и опок, сменяющиеся в восточной части терригорий мергелями; ходыженская — чередование слоистых глин, мергелей и тонких прослоев алевролитов. Мощность нижнего — среднего эоцена на западном погружении Кавказа 40—125 м, на северном его скло-не — до 300—400 м.

Нерасчлененный эоцен прослеживается прерывистой полосой вдоль северного подножия и западного погружения Б. Кавказа. Нижний и средний эоцен здесь аналогичен вышеописанному. Верхний разделен на две свиты. Нижняя — кумская (от 11 до 60 м в бас. р. Абин и 170 м по р. Хабль) — сложена коричнево-серыми бескарбонатными глинами с прослоями алевролитов и мергелей, с многочисленными рыбными остатками. Позднеэоценовый ее возраст определяется присутствием *Lytolopsis saucasia* R o t. и комплексом фораминифер. Разрез эоцена заканчивается белоглинной свитой, представленной внизу мелководными мергелями, а сверху — мергелистыми глинами. Наибольшая мощ-

ность свиты (200 м) в Ахтырском районе, к западу уменьшается до 70—160, а к востоку до 60 м. Для мергельной толщи характерны *Globigerinoides conglobatus* Brady, *G. gibbiger* Subb. и др., а для глинистой — *Bolivina inflata* Seg. и др.

Палеоцен и эоцен нерасчленены (P₁₊₂) показаны на карте к западу от г. Крымск; сложены вышеописанными подразделениями палеоцена и эоцена.

Олигоцен

Олигоцен известен на юге Донбасса, в Причерноморской впадине, Крыму и Предкавказье.

На юге Донбасса и в Конско-Ялынской впадине олигоцен представлен харьковской свитой (P_{3ng}) морских мелководных глауконито-кварцевых песков серовато-зеленых, с редкими прослоями глин, с моллюсками *Ostrea cf. callifera* Lat., *Chlamys bacillatus* Lo s.

В Причерноморье, Предгорном и Равнинном Крыму и Предкавказье олигоцен широко развит в виде толщи песчано-глинистых отложений, выделенных в 1912 г. И. М. Губкиным под названием майкопской серии. Нижняя и средняя части майкопа отнесены к олигоцену, а верхняя — к миоцену. Наиболее широко распространена нижняя часть майкопской серии — нижний майкоп (P_{3mk1}) на Керченском полуострове, в Крыму, на большей части Причерноморской впадины и участками на южном склоне Украинского щита. Наиболее полные разрезы находятся в Индольском прогибе и на Керченском полуострове, где выделены планорбелловый, остракодовый и нижнекерлеутский горизонты.

Планорбелловый горизонт представлен в нижней части (120—250 м) переслаиванием глин и песчаников с *Bolivina mississippiensis* Cushman, *Caucasica* aff. *schischkinskayae* (Mantolova); в верхней (100—120 м) — коричневыми и темно-серыми глинами. В пределах Симферопольского поднятия самые нижние части планорбеллового горизонта отсутствуют. Хорошо изученный разрез нижнего майкопа на г. Кизил-Джар и в Альминской впадине решением палеогеновой комиссии (май 1964 г) принят за стратотипический для нижнего олигоцена. Планорбелловому горизонту в восточном Причерноморье отвечает борисфеновая свита, к верхам которой приурочен пласт марганцевой руды мощностью до 3 м.

Остракодовый горизонт (175 м) в береговом Карагатакском разрезе, в Индольском прогибе (260 м), в районе Джанкоя (80 м), в Причерноморье (10—25 м) представлен глинами с многочисленными остракодами. Нижнекерлеутские глины Керченского полуострова и Крыма (серогозская свита Причерноморья) мощностью до 130 м завершают разрез нижнего майкопа.

Средний майкоп (P_{3mk2}) на Керченском полуострове представлен песчанистыми глинами и тонкозернистыми песками верхнекерлеутского горизонта, являющихся в пределах многих антиклиналей нефтегазоносными. Мощность его достигает 786 м в центре полуострова и 679 м в Индольском прогибе. В Причерноморской впадине выделена асканийская свита — темно-серые глины мощностью до 135 м. Верхнемиоценовый возраст установлен по фораминиферам и моллюскам.

На западе Кавказа олигоцен (P₃) выделен в тех случаях, когда верхняя миоценовая часть майкопской серии отсутствует. Соответствует нижней и средней частям майкопской серии. Представлен разнообразными бескарбонатными глинами (140—200 м) с многочисленными остатками рыб. В верхах толщи глин встречаются маломощные прослои мергелей (10—15 см) с *Rhabdamina cylindrica* Glaessn., *Ammono-discus incertus* Ogb. и др. олигоценовой эпохи.

Верхний палеоген — нижний неоген

В Предкавказье и на Таманском полуострове майкопская серия олигоцен-раннемиоценового возраста (P_{3—N1}) развита спорадически вследствие размыва. На Таманском полуострове обнажается в ядрах диатриповых складок; в южном борту Западно-Кубанского прогиба вскрыта скважинами. Низы майкопской серии (хадумская свита, 110—180 м) представлены переслаиванием карбонатных и бескарбонатных битуминозных глин с многочисленными *Planorbella*, а на Таманском полуострове — с остракодами. Средняя часть серии на Таманском полуострове (140—500 м, в диатриповых складках до 2700 м) сложена глинами, спонголитовыми песчаниками, диатомитами, с линзами гипса. В них найдены *Rhabdamina cylindrica* Glaessn. На северном склоне Кавказа средний майкоп сложен бескарбонатными глинами с пластинами песчаников и конгломератов мощностью от 100 до 700 и даже 1600 м в сводах антиклиналей Западно-Кубанского прогиба. Верхний майкоп представлен коричневато-серыми и шоколадными листоватыми глинами с ярозитом мощностью от 100 до 300—600 и даже 800 м. В глинах верхнего майкопа найдены *Saccastina ovalis* Subb., *S. zigatakenis* V. и др.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Неоген широко распространен на всей описываемой территории. В Предкавказье неоген наиболее хорошо изучен на выходах, а в области глубокого погружения разбурен многочисленными скважинами на полную мощность. На Таманском полуострове неогеновые отложения погружены на глубину до 3000 м в синклиналях; на поверхность выходят только в сводовых частях антиклиналей. В срединной части Западно-Кубанского прогиба мощность неогена 3500—4000 м, а в районе Тимашевской ступени уменьшается до 150—200 м. Представлен морскими и континентальными отложениями миоцена и плиоцена.

Миоцен

К нижнему миоцену относится верхний майкоп (N_{1mk3}). В Крыму в составе верхнего майкопа выделены батисфоновая и королевская свиты, а в Причерноморской впадине — горностаевская и чернобаевская. Батисфоновая свита сложена глинами мощностью до 1200 м (в Индольском прогибе 340 и на Тарханкуте 200 м) с конкрециями сидеритов. В районе оз. Ачи она слагает ядро синклинали. Аналогом ее в Причерноморье является горностаевская свита алевроитов и песков мощностью до 160 м. Королевская свита (до 800 м) распространена менее широко; представлена темно-серыми и коричневыми глинами. Аналог ее в Причерноморье — чернобаевская свита (мощность до 110 м) — сложена песками, глинами и алевролитами. Верхнемайкопские глины обнажаются в южной части, а также в ядрах размытых антиклиналей на севере Керченского полуострова. В Предкавказье и на Таманском полуострове олигоценовая часть майкопа показана на карте и описана в составе майкопской серии.

К среднему миоцену (N₂) отнесены широко распространенные морские и континентальные образования тарханского, чокракского, караганского и конкского горизонтов. Мощность его изменяется от нескольких метров на севере и юге описываемой территории до 80 м в Сивашской впадине, 120 м в Индоло-Кубанском прогибе, а на востоке Керченского полуострова превышает 786 м.

Тарханский горизонт в обнажениях у м. Тархан представлен мергелями и глинами с многочисленными *Pseudoammissium denudatum*

Reus. мощностью 1,5—60 м, которая на юго-востоке Керченского полуострова достигает 100 м. В Предкавказье и на Таманском полуострове тарханский горизонт вскрыт скважинами, представлен толщей (5—10 м) зеленовато-серых глин с прослоями мергеля. В глинах найдены тарханские *Amussium denudatum* Reus, *Miscella nucleus* L. и др.

Чокракский горизонт (свыше 200 м) наиболее полно представлен на востоке Керченского полуострова. Нижняя часть — тонкозернистые глины (100 м) с *Leda J. prendeli* Apdgu.s., средняя — мелкозернистые пески и песчанники с обильными *Liscina dijardini* Desh., ракушечники и детритусовыми известняками; верхняя (118 м) — в основном глины с прослоями мергелей.

В Предкавказье чокракский горизонт представлен глубоководными глинами с редкими прослоями мергелей (200—250 м), развитыми на Таманском полуострове и в Западно-Кубанском прогибе, и прибрежно-мелководными мелкогалечными конгломератами и конгломератовидными известняками (40—60 м) на Кавказе. На севере отложения чокрака прослеживаются до широты Приморско-Ахтарска, дальше выклиниваются. В Тамашевской опорной скважине мощность тарханово-чокракских отложений всего 17 м.

Наиболее полный разрез караганского горизонта (100—170 м) наблюдается на востоке Керченского полуострова, где развита толща песчаника глинистых и глинисто-карбонатных пород с пластиками гипса; фауна — *Spaniodontella pulchella* Bailey, *S. tapesoides* Apdgu.s. и др. В Индольском прогибе караганский горизонт (63 м) сложен песчанниками с прослоями песков и реже известняков; в Причерноморской впадине — известняками, мергелями, глинами, песками, гравелитами мощностью 30 м.

В Предкавказье караганский горизонт распространен в тех же границах и фациях, что и чокракский. В Анаском районе караган (40—60 м) сложен мшанковыми и оолитовыми известняками со *Spaniodontella pulchella* Bailey и *Mohrensternia barbovi* Apdgu.s., которые в Крымско-Гостагаевском районе замещаются глинами с прослоями мергелей и известняков мощностью до 160 м. На Таманском полуострове, в Западно-Кубанском прогибе и предгорьях Кавказа караган (80—100 м) представлен глубоководными фациями — глинами с прослоями мергелей и известняков.

Конкский горизонт широко распространен на Керченском полуострове, где обнажается в присводовых частях антиклиналей. Сложен глинами с прослоями мергелей и песков с богатой фауной *Pholas (Barnea) aff. pseudosturteusis* Bog., *Venus konkenis* Sok. и др.

На востоке Керченского полуострова между фаунистической охарактеризованными караганским и конкским горизонтами залегают толща (140 м) глин без фауны, названная А. Д. Архангельским переходными слоями; вышележащие глины (78 м) с богатой фауной (фолад-картвельские слои) перекрыты конкским горизонтом с обильной фауной моллюсков. В Индольском прогибе конкские отложения (40 м) представлены глинами, к северу переходящими в пески и песчанники, а на Тарханкутском полуострове — органогенно-обломочными известняками (20 м). На южном склоне Приазовского массива конкский горизонт — это морские глины (20 м) и континентальные пески с линзами песчанистых глин (20 м). На западе Кавказа и на Таманском полуострове он сложен глинами с тонкими прослоями алевролитов, с *Erulita trilinguata* Sok., *Syndesmya cf. reflexa* Eichw. и др., а на юге Западно-Кубанского прогиба — бескарбонатными глинами (16—25 м) с редкими прослоями мергелей и алевролитов, в которых встречаются *Spiralis konkensis* Zhig., *Cardium andrussovi* Sok. и др. На севере Западно-Кубанского прогиба и всего Предкавказья горизонт (20—25 м) почти полностью сложен глинами с примесью песчано-глинистого материала и

редкими прослоями мергелей и песчанников, с типично конкской фауной *Spiralis konkensis* Zhig., *Spaniodontella sokolovi* Sinz. В районе Каховского водохранилища выделены нерасчлененные отложения гелявета и тортона (N_{1g+t}).

На Украинском щите и Приазовском массиве миоцен выделен в полтавскую свиту (N_{1pt}) мощностью 25—40 м, занимающую наиболее высокие водораздельные участки. Нижние части свиты сложены глинами гидрослюдисто-каолинового состава, являющимися ценным огнеупорным и керамическим сырьем; местами они подстилается песками с прослоями глин, каолинов, углистых пород и бурых углей. Верхняя часть — пески «надглинные» мощностью 15—20 м, иногда с линзами кварцитовидных песчанников (до 1,5 м).

Сарматский ярус (N_{1s}) разделен на нижний, средний и верхний подъярусы. Местами на геологической карте показаны нерасчлененные нижне-среднесарматские (N_{1s1+2}) и средне-верхнесарматские (N_{1s2+3}) отложения.

Нижнесарматский подъярус (N_{1s1}) распространен в Крыму, Восточном Приазовье, на Украинском щите и в Донбассе. Наиболее полные его разрезы известны на Керченском полуострове, где ярус представлен темно-бурыми, бурыми глинами, иногда с тонкими прослоями мергелей, известняков и песков мощностью до 600 м, к западу уменьшающейся до 300 м. В Индоло-Кубанском прогибе мощность нижнего сармата 87, в предгорьях Крыма — 25—30, а в Причерноморье — до 20 м; сложен подъярус в основном глинами, а в предгорьях Крыма — песками и песчанниками. На южных окраинах Донбасса и Приазовского массива нижний сармат представлен морскими песками (15 м), перекрытыми «флюоросными» глинами (15—20 м).

Среднесарматский подъярус (N_{1s2}) распространен шире нижнего; наиболее полные разрезы его известны на Керченском полуострове, где выделяются две пачки: нижняя (80 м) — глины с прослоями ожелезненных глин и мергелей и верхняя (160 м) — глины с прослоями мергелей, трепелов и известняков. В Причерноморье средний сармат (104 м) сложен органическими известняками с прослоями мергелей, глин и песчанников; на Украинском щите — это прибрежные пески, часто с галькой кристаллических пород. На западе Донбасса и Приазовского массива имеются континентальные фашии среднего сармата — пески и пестроцветные глины с обломками кристаллических пород.

Верхнесарматский подъярус (N_{1s3}) занимает меньшую площадь, чем средний. На Керченском полуострове он представлен внизу глинами,верху — глинами с мергелями и мшанковыми известняками мощностью свыше 250 м. Для предгорий Крыма характерны мелководные ракушечные и оолитовые известняки с прослойками песчанистых глин, песков, песчанников, с фауной *Mastra caspia* Eichw., *M. stossicolis* Sinz. и др. На юге Причерноморской впадины верхний сармат сложен в основном известняками (80 м); к северу на Украинском щите и Приазовском массиве в разрезе преобладают серые глины и пески.

На Кавказе в предмезотическое время в связи с тектоническими движениями произошел частичный разрыв сармата. Выходы сармата известны на северных склонах Кавказа, в Анаско-Крымском районе и на крыльях антиклиналей Таманского полуострова, на остальной территории он вскрыт скважинами.

Нижнесарматские отложения представлены на юге мелководными ракушечными известняками, переслаивающимися с алевролитами, глинами и мергелями (мощность до 100 м) с *Tapes aksajicus* Bogd., *Erulita dissita* Eichw. и др. Глубоководный нижний сармат сложен глинами с прослойками алевролитов и доломитизированных мергелей. На

Таманском полуострове в низах раннего сармата найдены *Syndesmia teflexa* Eichw., в верхах *Mactra andrussovi* Kolesn. и др. Залегает нижний сармат (мощность 250 м) в Западно-Кубанском прогибе на глубинах от 1260 до 2392 м.

Средний сармат (до 200 м) на западной периклинах Кавказа представлен мелководными органогенно-детритовыми известняками с прослоем (4,5 м) конгломерата, с типичной фауной среднего сармата. На Таманском полуострове на глубинах 926—1031 м в основании среднего сармата залегают песчанистые глины с прослоями мергелей, с *Cryptomactra pesanzeris* Angliss., *Cardium inognatum* Kolesn. В Западно-Кубанском предгорном прогибе средний сармат (400 м) залегает на глубине 2135—2312 м; сложен криптомактровыми глинами, а на севере Предкавказья — известковистыми глинами с прослоями мергелей и песчано-алевролитовых пород.

Верхний сармат на З. Кавказе местами размыт, но сохранился почти полностью на Таманском полуострове и в Западно-Кубанском прогибе. На Таманском полуострове в его основании залегает горизонт (до 100 м) тонкочередующихся глин и мергелей с *Mactra naviculata* Valiy; перекрывается тонкослоистыми глинами с редкими прослоями мергелей, а сверху — вулканического пепла. Здесь его мощность достигает 125—200 м. Верхний сармат (120—150 м) южной части Западно-Кубанского прогиба сложен слоистыми слабозвестковистыми глинами с прослоями алевролитов, песчаников, известняков и мергелей с *Mactra caspia* Eichw., *M. naitokini* Kolesn. и др. В средней части прогиба он (180—200 м) представлен внизу чередованием глин и пелитоморфных известняков, пропитанных нефтью, переходящих выше в глины с прослоями алевролитов и песчаников. К северу мощность сокращается на Тамашевской ступени до 150 м, на Ейском полуострове и в Каневском районе — до 60—80 м, а севернее широты Ейск—Ленинградская поздний сармат полностью размыт.

Нерасчлененные отложения среднего—верхнего сармата показаны по долине Днепра, от Каховки до Каховского водохранилища.

Мэотический ярус (N_{1m}) наиболее полно представлен на востоке Керченского полуострова мощностью от 10—12 до 350 м, где обнажается на крыльях синклиналей. Сложен известняками, иногда в основании с конгломератом, и переслаиванием известняков с глинами, мергелями, песками и песчаниками с *Cardium mlthridatus* Angliss., *Venerupis abichi* Eichw.

В Индольском прогибе и Альминской впадине в мэотисе (70 м) преобладают глины, в Присивашье — органогенные, пелитоморфные и оолитовые известняки. Континентальные отложения мэотиса имеются в Причерноморье — пески и глины мощностью 5—6 м, и в Предгорном Крыму — галечники высоких кизилджарских уровней.

В Предкавказье мэотис представлен морскими и континентальными образованиями. На Тамани к нему отнесена мощная (до 450 м) толща глин с крупными глыбами мшанковых известняков в основании и пачками (до 4 м) диатомитов и глин. На юге Западно-Кубанского прогиба мощность мэотиса возрастает от 20—30 до 280—320 м, при этом в глинах появляются прослойки песков; в центральной части прогиба ярус (220—500 м) сложен переслаиванием глин и песчано-алевролитовых пород, являющихся нефтегазоносными. Предкавказский мэотис характеризуется фауной *Venerupis abichi* Eichw., *Syndesmia tellinoides* Sipz. В сводовых частях диапировых складок Тамани и в складчатой области Кавказа отложения мэотиса обнажены.

На карте из-за ее масштаба на Таманском полуострове объединены мэотис и понт (N_{1m+P}), а восточнее р. Убинка — сармат и мэотис (N_{1s+M}), а также сармат—мэотис—понт (N_{s+P}); в бас. р. Псебепс — средний и верхний миоцен (N_{1²⁺³}).

На повышенных участках водоразделов на Украинском щите и в Конско-Ялынской впадине развита миоценово-плиоценовая (N₁₋₂) толща пестрых глин, залегающих на песках подтапоценовой реке на палеогене или более древних породах. Толща (10—20 м) сложена в основном глинами плотными, вязкими, пестрой окраски, с карбонатными конкрециями, железистыми и марганцевыми бобовниками и друзами гипса. Фаунистически не охарактеризована. Возраст большей части толщи, залегающей на водораздельных участках, установлен как среднемиоценовый, а залегающей на более низких поверхностях — сарматский и более молодой.

Плиоцен

Представлен понтическим, киммерийским, кувальничким, акчагыльским и апшеронским ярусами и нерасчлененными плиоценовыми образованиями.

Понтический ярус (N_{2p}) наиболее полно известен на востоке Керченского полуострова, где выполаивает синклинальные впадины. В его составе Н. И. Андрусов выделил новороссийский и босфорский подъярусы. Представлен ярус двумя фашиями — рыхлыми ракушечными известняками и глубоководными глинами с *Paradactyla abichi* R. Högn. Мощность от 16 до 80 м. В Равнинном Крыму и Причерноморье понт (до 20 м) сложен раковинными известняками, иногда с прослоями мергелей и глин, а на Украинском щите и Приазовском массиве в составе понта входят глины, пески, нередко с галькой кристаллических пород и галечниками мощностью до 10 м. Континентальные образования новороссийского подъяруса понта в Крыму представлены кизилджарскими галечниками внизу, а босфорского подъяруса — галечники и глины верхов булганакской толщи.

В Предкавказье и на З. Кавказе ярус залегает трансгрессивно на более древних отложениях, вплоть до нижнемеловых. Понт (60—150 м) сложен мелководными бескарбонатными глинами (40—70 м) с прослоями конгломератов, с фауной нижнего понта, сверху сменяющимися известковистыми песчанистыми глинами с прослоями песков и ракушечников с *Songeria subrhomboides* Angliss., *Paradactyla abichi* R. Högn. и др. Понтические отложения вскрыты скважинами в Западно-Кубанском прогибе (глыбы мощностью 500—600 м), северном Предкавказье (песчано-глинистая толща 100—130 м) и на Таманском полуострове. В районе Краснодара они представлены чередующимися глинными и песчано-алевролитовыми породами — здесь морской понт замещается континентальным.

Киммерийский ярус (N_{2k}) широко распространен на Керченском полуострове (90 м), где в его составе выделены азовский, камышбуруннский и пантикалейский горизонты; азовский (до 56 м) сложен железистыми песками с оолитами и прослоями железняка, железистыми ракушечниками и серыми глинами с *Dreissenia angusta* Reuss., *D. histi* Angliss. и др., камышбуруннский (3—25 м) — в основном бурыми оолитовыми железными рудами с конкрециями сферосидеритов и прослойками глин (это основной рудный горизонт Керченского железорудного бассейна), пантикалейский мощностью в несколько десятков метров залегает на рудном и представлен глинисто-песчанистыми породами с прослоями железистых песчаников с мелкими оолитами.

Морские киммерийские отложения (80—90 м) известны на юге Приазовского массива; в восточном Присивашье киммерий представлен гипсоносными глинами, песками, ископаемыми красноцветными почвами, а в долинах рек северного Причерноморья и Крыма к киммерию относятся аллювий плиоценовых террас, а также сравнительно высокие уровни булганакских галечников.

Киммерийский ярус обнажается вдоль северного предгорья З. Кавказа и в сводовых частях антиклиналей Тамани, а также вскрыт скважинами в синклиналих прогибах Тамани и З. Предкавказья. Здесь выделяются указанные выше три горизонта: азовский (30—50 м) — чедующиеся карбонатные и бескарбонатные глины с понто-киммерийской фауны; рудный (от 0 до 350 м) — серые бескарбонатные глины с прослоями (Таманский полуостров) сопочных брекчий, песчаников, слеритов, железистых ракушечников и бурого железняка; пантикапейский (до 250 м) — карбонатные глины и пески с *Limnocardium agyatis* Desh., *Monodacta maxima* Ap d u s., *Dreissensia theodori* Ap d u s. и др. На геологической карте киммерийский и куяльницкий ярусы (N_{2k}+k) местами объединены из-за мелкого масштаба и небольших площадей их распространения.

Куяльницкий ярус (N_{2k1}) развит в синклиналих прогибах Керченского полуострова, представлен лагунными и речными образованиями — песчанистыми глинами и песками мощностью 50 м. На Таманском полуострове куяльницкие отложения по периферии синклинальных прогибов сложены в основном песками, а в средних их частях — глинными породами мощностью 200 м, возрастающей в нижнем течении Кубани до 400—500 м. На остальной территории куяльницкие отложения относятся к низам ачкагельского яруса.

Ачкагельский ярус (N_{2ak}) в пределах описываемой территории включает куяльницкие отложения Присивашья, куяльницкие и таманские отложения Кавказа и Западно-Кубанского прогиба, средние уровни толщи булганакских галечников, а также красноцветные ископаемые почвы водораздельных участков Причерноморья и Равнинного Крыма.

На Керченском полуострове ачкагыл (30 м) представлен глинами и тонкозернистыми песками с *Actinactra subcaspia* Ap d u s., *Dreissensia polymorpha* P a l l. В восточной и центральной частях Причерноморской впадины к ачкагылу отнесены глины песчаные обожженные, чедующиеся с песками мощностью 30 м. На Приазовском массиве ачкагыл (30—65 м) представлен песками с прослоями глин, с характерными для него моллюсками.

В Западно-Кубанском прогибе низы ачкагельского яруса (куяльницкие отложения) внизу сложены песками с маломощными прослоями глин (160 м), которые к востоку замещаются глинными породами с прослоями песков и ракушечников, а сверху (320 м) — глинами с прослоями глинистых песков. Верхняя часть яруса (таманский горизонт) относится к мелководным и дельтовым образованиям палео-Кубани, накопление которых происходило после куяльницкой регрессии. На Таманском полуострове по скважинам они представлены песчано-глинистыми отложениями с ачкагельской фауны.

Апшеронский ярус (N_{2ар}) на Керченском полуострове (25—50 м) сложен серыми пластичными и песчанистыми глинами с прослоями песка и детрита, с *Didactna digressa* L i v e n t., *Pizidium* cf. *amnicus* M ü l l. и ostrakoдами (гурийские, пюнджанкойские, краснокутские слов). В Причерноморье и на юге Присивашья апшерон (50 м) сложен пестрыми мелкозернистыми песками и песчанистыми глинами.

На обширных пространствах Азово-Кубанской низменности скважинами вскрыта надпонтическая толща (500—900 м) континентальных глин, алевролитов с прослоями песков и конгломератов (краснодарский горизонт) с типичной *Apscheronia propingya* E i c h w. На Таманском полуострове на мзотисе несогласно залегают слой ржавых грубозернистых песков, перекрытых железистыми мелкогалечными конгломератами (0,4 м) с обильной фауной. Широкое развитие пресоводных моллюсков в краснодарском горизонте объясняется интенсивным опреснением

водоема за счет притока вод речных систем палео-Кубани и палео-Дона.

На геологической карте местами показаны нерасчлененные отложения ачкагельского и апшеронского ярусов (N_{2ak}+ар). К ним в Азово-Кубанской низменности отнесены «скифские глины» с единичными находками *Eterphas meridionalis* Nesti, *Mastodon argyensis* St. et L o b. и др.

Континентальные отложения плиоцена (N₂) широко распространены на левобережье Днепра и в Равнинном Крыму; к ним отнесены нерасчлененные аллювиальные, аллювиально-пролювиальные и дельтавно-пролювиальные образования среднего—верхнего плиоцена. На южном берегу Крыма к ним относится большая часть мазсандровской свиты, а также толща красно-бурых глин (таврская и скифская свиты) мощностью 15—20 м. По происхождению они в основном являются ископаемыми почвами (по М. Ф. Векличу — иванковский, крыманоковский, севастопольский, ярковский, богдановский, береговский, крыжановский, широкоинский горизонты).

В зоне Черноморского шельфа дочетвертичные породы встречаются в виде бенча, сложенного породами неогена. Более древние дочетвертичные породы встречаются на шельфе южного берега Крыма, где наблюдаются выходы таврической свиты.

Мзотис и сармат на шельфе Черного моря прослежены в виде бенча и буровыми скважинами у берегов Тарханкутского и Керченского полуостровов. В прибрежных участках Тарханкута отложения верхнего сармата слагают довольно обширные участки бенча и представлены светло-серыми оолитово-дегритусовыми кавернозными известняками.

Мзотический ярус прослежен в прибрежной полосе Тарханкутского полуострова и в Джарылгачском заливе. В Каркинитском заливе мзотис выходит на поверхность в виде бенча, протянувшегося полосой вдоль берега от Бакальской косы (2,5 км к западу от нее) почти до Ярылгачской бухты, а в пределах Каламитского залива — от Онуевички почти до пересыпи оз. Донузлав. Литологический состав мзотиса здесь аналогичен породам береговых обрывов и представлен светло-серыми оолитовыми известняками, иногда с прослоями мергелей и известковистых глин. Нередко местами бенч прикрыт маломощными пролювиально-дельтавно-морскими образованиями.

При геологической съемке шельфа Черного и Азовского морей (И. П. Яловенко и др.) у берегов Керченского полуострова вскрыты отложения неогена на глубинах от 1 до 46 м, представленные тортономским ярусом (глины темно-серые), чокракским, караганским и конским горизонтами (известняки, глины, пески, конгломераты), сарматом (известняки, мергели, пески), тортоном (известняки рифовые), мзотисом (известняки, мергели, глины, пески), понтом (известняки-ракушечники, пески, глины), киммерием — (глины бурые железистые) и куяльником (алевролиты, глины, пески).

Отложения плиоцена имеются в верхней части континентального склона. По данным А. В. Лупаренко на шельфе южного берега Крыма на глубине 300 м есть породы с фауной гурийского облака — серый ракушечный илстый песок с включением створок *Monodactna* sp. и др. и крупных *Didactna*, а также толловато-серый песчаный ил с раковинами *Dreissensia polymorpha* и обломками крупных раковин *Didactna*. Здесь же встречаются песчано-глинистые стяжения круглой формы, образовавшиеся вокруг раковин или их обломков диаметром 4—5 см и более. Эти конкреции состоят на 47 % из СаО и содержат повышенное содержание Р₂О₅ (0,4 %). В поднятых донных пробах В. Н. Семененко определены *Dreissensia polymorpha* Weberi Sep., *Digressodactna digressa* L i v., *Theodoxus* cf. *schultzei* — типичную фауну гурийского горизонта (между куяльницким ярусом и чаудинскими отложениями).

Фауна гурьского облика встречается также на глубине 890 м в пробе, отобранной подводным аппаратом, в темно-сером и черном алевро-пелитовом иле с включением до 40 % обломков аргиллита, алевролита, иногда диабазы. По-видимому, эти породы представляют собой оползневый материал.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Описание дается в соответствии со стратиграфической схемой, утвержденной МСК СССР в 1964 г., и с новой региональной стратиграфической схемой плиоценовых и четвертичных отложений Украины, которая была утверждена МСК в 1981 г.

Четвертичные отложения распространены на территории почти повсеместно, характеризуются сложным строением и сильно изменяющимся фациальным составом. Мощность покрова определяется интенсивностью осадконакопления, геоморфологическими особенностями района и четвертичным рельефом. Мощности на Прикубанской низменности достигают 200 м, на севере в пределах Украинского щита — 10—20 м, в горных районах Крыма и Кавказа они не превышают 10 м или полностью отсутствуют.

В Предгорном Крыму и к северу от предгорных гряд широко распространены нерасчлененные аллювиально-делювиальные пролювиальные отложения (арN₂Q) плиоценово-раннечетвертичного возраста. Представлены они глинами и алевроитами с прослоями песчаников и галечников, появившимися в результате выноса материала с Крымских гор речными и ливневыми потоками с образованием плоских конусов выноса.

На Украине широко развиты красно-бурые, зеленовато-серые и другие глины, залегающие в основании пород четвертичного возраста. В Причерноморье они участвуют в строении междуречных пространств и плиоценовых террас. Мощность их от 0,5 до 5, в Приазовье местами до 30 м. Возраст плиоценовый. В настоящее время они детально расчленены. Четвертичный континентальный покров принадлежит в основном к лессовой формации. В ней выделены две группы фаций: субаэральные отложений (лессы и лессовидные суглинки и перелессованные их ископаемые почвы) и субаквальных (аллювиальные и пролювиальные толщ).

Лессовая формация делится на следующие стратиграфические горизонты (рис. 1): приазовский (рг), мартоношский (мг), сульский (sl), лубенский (lb) и тилигульский (tl) в нижнем плейстоцене; завадовский (zv), днепровский (дп), кайдакский (kd) и тясминский (ts) в среднем плейстоцене; прилукский (рл), удайский (уд), витачевский (vt), бугский (bg), дофинновский (df) и причерноморский (рч) в верхнем плейстоцене.

Почвенные горизонты плейстоцена (мг, lb, zv, kd, рл, vt, df) представлены обычно свитами, состоящими из двух-четырех почв; сложены средними и тяжелыми суглинками, редко глинами коричневой, буровато-коричневой, бурой, темно-серой, серой окраски с выраженными структурными отдельностями и включениями различных новообразований (гипсовых, карбонатных, железисто-марганцевых и др.).

Лессовые горизонты (рл, sl, tl, дп, ts, ud, bg, рч) лессовидные суглинки, супеси желтовато-, серовато-палевые, палевые.

Генезис лессов преимущественно эоловый, с синхронной или последовательной переработкой их в результате не только почвенных, но и делювиальных, местами аллювиальных и пролювиальных процессов; лишь на сравнительно крутых склонах и возвышенностях лессы делювиальные, местами пролювиальные. Ископаемые почвы имеют обычно

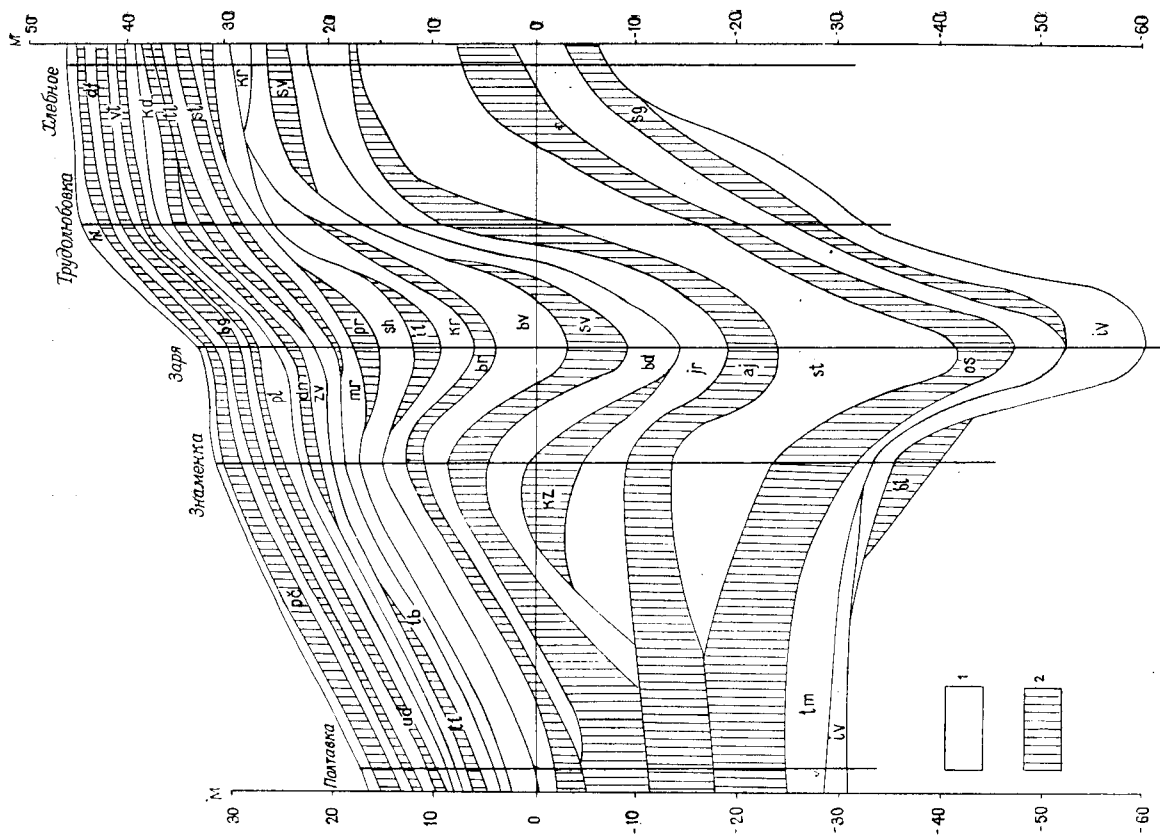


Рис. 1. Разрез четвертичных отложений и плейстоцена Степного Крыма (по М. Ф. Веклицу, 1982 г.).

1 — почвенные стратиграфические горизонты; 2 — горизонты сероцветных глин, галечников, песков (плюиен) и лессовидных отложений (плейстоцен).
Горизонты: четвертичной системы — голоценовый (hl), причерноморский (рч), дофинновский (df), бугский (bg), витачевский (vt), удайский (ud), прилукский (рл), кайдакский (kd), днепровский (дп), завадовский (zv), тилигульский (tl), лубенский (lb), сульский (sl), мартоношский (мг), приазовский (рг); плюиена — широкинский (sh), ильичевский (il), крымжановский (кр), береговский (бр), береговский (bv), синерский (sv), богдановский (bd), кизлярский (кз), ярковский (яр), айдарский (ай), сева-стопольский (st), оскольский (os), любимовский (lm), салгарский (sg), пивановский (iv), бельбекский (bl).

элювиальное происхождение, на крутых склонах — элювиально-делювиальное, но важным агентом приноса материала, переработанного почвообразовательными процессами, для почвенных стратиграфических горизонтов был также эоловый фактор.

Литологически субэаральная толща четвертичного возраста не выделяется как по площади, так и в разрезе. Например, на Запарляцкой равнине Керченского полуострова четвертичные отложения сформированы в значительной мере за счет местных плиоценовых глин, миоценовых и плиоценовых известняков. В связи с этим в ней часто встречаются щебень и гравий, образовавшиеся за счет разрушения подстилающих долейсоценовых пород. На юго-западной равнине Керченского полуострова в формировании субэаральных образований принимают значительное участие продукты разрушения майкопских пород. Все эти образования имеют серый оттенок, значительную плотность, тяжелый вещественный состав. Четвертичная и плиоценовая субэаральная толща здесь также эолово-делювиальная, но ее внешний вид и другие обстоятельства заставляли многих исследователей предполагать их элювиальный генезис. На Тарханкутском полуострове и вблизи предгорий в субэаральных отложениях также часто встречаются щебень, гравий и мелкозем, образовавшиеся за счет разрушения подстилающих пород (известняков и др.). В Присивашье в связи с древними и современными гидрогеологическими условиями вся четвертичная и плиоценовая толща часто оглеена, а в подах лессовые и почвенные отложения, чашто озерного генезиса, засолены.

Континентальные субаквальные четвертичные отложения представлены элювиальными и пролювиальными галечниками, конгломератами, песками, супесками, суглинками и другими террасовыми отложениями речных долин, обычно хорошо выраженными в рельефе или погребенными.

Плейстоценовые морские отложения развиты узкими полосами шириной от нескольких десятков метров до 0,5—1,0 км вдоль побережий Керченского и Таманского полуостровов, в приустьевой части Дона и на Черноморском побережье Кавказа. В них выделяются чаудинские, эвксинско-узунарские и карагантские слои. В акваториях Черного и Азовского морей и на Черноморском побережье Кавказа имеются также новокарантагские, сурожские и новозавксинские отложения, представленные в основном ракушечниками, песками, галечниками, конгломератами, опесчаненными глинами, местами с примесью обломков и целых раковин морских, солоноватоводных и пресноводных моллюсков. Они имеют светло-серую, серовато-бурю окраску, четкую и слабую метную слоистость, а иногда заметные следы последующей переработки их почвенными процессами. Общая мощность морских плейстоценовых отложений колеблется от 1—3 до 15—25 м. Корреляция морских озерноморских отложений с субэаральными следующая: узунарские соответствуют субэаральным завадовского возраста; древневксинские коррелируются с лубенским и мартоношским горизонтами; карантатские — с кайдакским; новокарантагские — с прилуцким; сурожские — с витачевским; новозавксинские — вероятно, с дофиновским.

Нижнее звено

Начало четвертичного периода характеризуется дифференцированными поднятиями и понижением базиса эрозии — уровня предчаудинского морского бассейна, существовавшего на месте Черного моря. В то время продолжалось формирование речных долин, мощных элювиальных толщ и синхронных им делювиальных, элювиальных, эолово-делювиальных отложений междуречий, которые представлены эолово-

делювиальными, аллювиально-делювиальными, делювиальными, пролювиальными, аллювиальными и морскими генетическими типами. Для моллюсков, встречаемых в нижнечетвертичных отложениях, типичны наличие плиоценовых реликтов и значительное распространение *Valvulineria tenuilabris* (A. G. B.). Млекопитающие представлены тиранскольским фаунистическим комплексом *Archidiskodon wistii* (M. Pavl.), *Equus mosbachensis* Reichenbach, *Bison schoettensacki* F. G. и др. Аллювиальные образования составляют шестую (лубенско-тигульскую) и седьмую (мартоношко-сульскую) надпойменные террасы (окское и белевское время). Седьмая (a₁) и шестая (a₂) прослежены по рекам Днепр и Молочная в виде двух уровней придолинных площадок. Нижнечетвертичные аллювиальные песчано-галечные отложения Крымского заливного бассейна высотой 30—60 м в среднем течении рек Салгир, Бурулча, Блюк-Карасу, Альма и др. Мощность их от 3—4 до 6—10 м. В Предгорном Крыму к делювиально-пролювиальным образованиям раннего плейстоцена (dpl) относится толща косослоистых песков и мелких галечников, развитых вдоль рек Черная, Бельбек, Салгир и др.

Нижнечетвертичные террасовые отложения нижнего течения Днепра переходят в дельтовые — аллювиально-морские (am1), входящие в состав возвышенных останцовых участков (до 30—40 м над современным руслом), сохранившихся от размыва в виде острова среди древней дельтовой долины. Большинство исследователей считает субаквальные отложения низовой Днепра дельтовым аллювием от нижнечетвертичного до современного.

Раннечетвертичная терраса Кубани (al) — третья надпойменная — занимает значительные пространства на правобережье. Основание ее опущено на глубину от 30 до 120 м. Сложена сверху глинами и суглинками мощностью 1—5 м, перекрывающими песчаные и гравелито-галечниковые отложения (2—15 м). Раннечетвертичный возраст третьей террасы Кубани довольно точно установлен по остаткам млекопитающих.

Вдоль подножий склонов С. Кавказа аллювиальные нижнечетвертичные отложения представлены толщей грубообломочных осадков и участвуют в формировании аллювиально-пролювиальных шлейфов. Морские и озерно-морские нижнечетвертичные отложения (m) — чаудинские — известны по побережью Черного моря. На мысе Чауда эти отложения образуют террасу высотой 20—25 м над уровнем моря; палеонтологически хорошо охарактеризованы *Dicyna crassa* (Eichw.), *D. pseudocrassa* Pavl., *D. rudis* Nal. и др. К ним отнесены отложения террасовидной поверхности высотой до 100—150 м южнее Анапы, а также галечниковые отложения мощностью 2,0—2,5 м на мысе Идокопас и в районе устьев рек Пшада и Нечепуха-Псебе. Слой с древневксинской фауной, отнесенные к нижнечетвертичным, известны на Керченском полуострове (озера Чокрак, Узунар) и на Таманском полуострове (побережье Керченского пролива).

Среднее звено

Представлено эолово-делювиальными, аллювиальными, аллювиально-морскими и морскими генетическими типами.

Аллювиальные отложения образуют пятую (завадовско-днепровскую) и четвертую (кайдакско-тысминскую) террасы (лихвинское, днепровское, одицкое и московское время). Пятая (al₁) и четвертая (al₂), а также нерасчлененные пятая и четвертая надпойменные террасы (al₁) сложены толщей аллювиальных песков, галечников, суглинков и песчано-глинистыми породами. Распро-

странены по Днепру и другим рекам Причерноморья, Крыма и Кубанской низменности.*

Среднечетвертичная (вторая) терраса Кубани (aII) занимает большую площадь на ее правобережье. Пески мощностью 10—20 м в основании террасы переходят к югу в песчано-галечниковые отложения; выше песчано-глинистые породы перекрываются золово-делювиальными суглинками с прослоями почв мощностью до 8 м (у Краснодар). Отложения второй террасы вскрыты скважинами; их доша находится на абсолютной отметке 13—40 м.

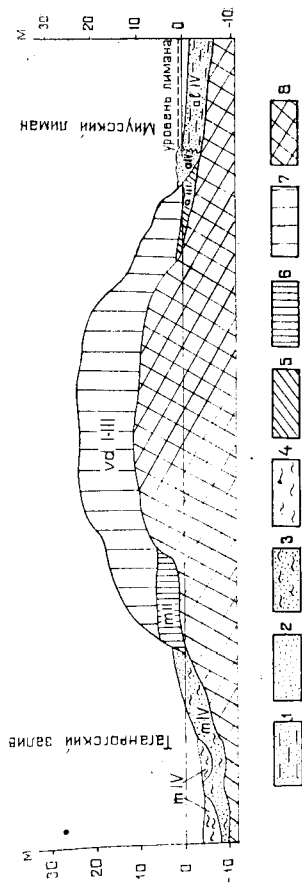


Рис. 2. Схема соотношения четвертичных отложений района Таганрогского залива (соств. Е. К. Семенова).

1 — лиманные отложения устьев рек (aI IV); 2 — аллювиальные отложения пойм рек (a IV); 3 — морские отложения пляжей, донные отложения залива (m IV); 4 — донные илы залива (m IV); 5 — аллювиальные отложения верхнечетвертичных террас (a III); 6 — морские отложения среднечетвертичной (древнеэвксинской) террасы (m II); 7 — золово-делювиальные отложения (vd I—III); 8 — дочетвертичные образования.

В дельте Днепра аллювиальные террасовые отложения переходят в дельтовые — аллювиально-морские (am II). Морские среднеплейстоценовые (m II) образуют на берегах Черного и Азовского морей террасы высотой 10—18 м (рис. 2). Они хорошо прослежены по берегам Узунларского, Тобечкинского и Кояшского озер на западном и восточном берегах Керченского пролива, на Черноморском побережье Кавказа и северном побережье Азовского моря. Нижний горизонт — узунларский (3—4 м) — представлен песками и глинами с *Didacna crassa ponticaspia* Pavl., *Dreissena polymorpha* Pall. и др. Карантатский горизонт (10—15 м) характеризуется обильной фауной; сложен рыхлыми песчаными ракушечниками, песками (террасы по побережьям Керченского пролива в районе Судака высотой 4—18 м). Древнеэвксинская терраса (палудиновая) тянется полосой 0,3—3,5 км вдоль побережья Таганрогского залива и по левому берегу Миусского лимана. Цоколь ее высотой до 3,5 м сложен неогеновыми известняками.

На Черноморском побережье Кавказа среднеплейстоценовые узунларские галечники, пески мощностью 2 м залегают на абсолютной отметке 30 м. Терраса хорошо выражена в рельефе (устье р. Пшадя, в районе с. Тенгинка и др.). Отложения характеризуются фауной *Didacna cf. pseudograssa* Pavl., *D. palickini* Wass. На Таманском полуострове древнеэвксинские отложения представлены песками и супесями мощ-

* По долине р. Ингулец прослежены три, местами четыре надпойменные террасы, из которых четвертая и пятая соответствуют пятой и шестой надпойменным террасам Днепра, Днестра и Прута. Неразделенные аллювиальные отложения ранне-среднечетвертичного возраста (aI—II) выделены по долине р. Кальмиус.

ностью до 17 м, фауна — *Didacna crassa Eichw.*, *Viviparus fasciatus* Müll. и др.

Нижнее — верхнее звено

К ним отнесены золово-делювиальные и аллювиально-делювиальные образования ранне-позднечетвертичного возраста. Золово-делювиальные отложения (vd I—III) покрывают водораздельные пространства почти на всей описываемой территории. Это — лессы и лессовидные суглинки палевые и желто-палевые, с ископаемыми почвами между ними. В них выделяются горизонты нижнего звена: лессовые — приазовский, сульский и тиглиульский и почвенные — мартоношский и лубенский; среднеплейстоценовые: лессовые — днепропетровский и лубенский; заваловский и кайдакский; верхнеплейстоценовые: лессовые — удайский, бугский и причерноморский и почвенные — прилукский, витачевский и дофиновский. Золово-делювиальные и озерные отложения — подовые (vd, II—III) — распространены в Причерноморской впадине. Первоначальные подовые впадины, очевидно, представляли собой озерные котловины на низкой аллювиальной равнине, образовавшиеся при отступании моря и поднятии территории, а также неравномерной аккумуляции аллювия, в которых застывали поверхностные воды. Имеются также небольшие впадины просадочного происхождения. Подовые впадины выполнены зеленовато-серыми олеенными суглинками и глинами с гидроморфными ископаемыми почвами.

Аллювиально-делювиальные лессовидные суглинки (ad I—III) слагают присклоновые пространства рек Ея, Ясени, Бей-суг и др. Азово-Кубанской низменности.

Среднее и верхнее звено

Золово-делювиальные отложения в предгорьях Крыма, на Керченском и Тарханкутском полуостровах датируются средним — верхним плейстоценом (vd II—III). Эллювиально-делювиальными образованиями (ed II—III) среднего—позднего плейстоцена выделены в северной части Керченского полуострова.

К верхнему звену относятся аллювиальные отложения первых, вторых и третьих надпойменных террас рек Причерноморья и Крыма, первой надпойменной террасы р. Кубань, золово-делювиальные, аллювиально-морские, озерно-морские отложения.

Аллювий второй и третьей надпойменных террас (aII, aIII) образовался в миклулинское и калининское время (прилукско-удайская и витачевско-бугская террасы). Представлен в основном разнородными песками с прослоями и линзами супесей и суглинков мощностью 10—25 м. Террасы известны по многим рекам Причерноморья, Крыма, Приазовья.

Первая надпойменная терраса (aIII₂) молого-шескинско-осташковского времени (дофиновско-причерноморская) широко развита почти по всем рекам описываемой территории; сложена аллювиальными песками с примесью гравия и гальки; в Крыму и Предкавказье — в основном галечниками с небольшой примесью песка и глины. Мощность аллювия не превышает здесь 15—20 м. Аллювий первой надпойменной террасы Кубани (aIII) мощностью 5—19 м имеет трехслойное деление: в основании — супеси и пески, в средней части — глины, вверху — суглинки. Литологический их состав характеризуется дельтовой фауной. В отложениях встречаются *Cardium edule* L., *Rissoa venusta* Phil. и др. В нижнем течении Днепра верхнечетвер-

тивные аллювиальные отложения переходят в аллювиально-морские (amIII).

Морские и озерно-морские верхнечетвертичные отложения (mIII) залегают чаще всего ниже уровня современного моря. По берегам лиманов Бейсугского, Ахтарского, Кирпильского и др. они слагают сурожскую террасу высотой 0,5—1,8 м в основном из галечников, песков, раковинных детритов мощностью 0,5—5 м.

Верхнечетвертичные морские отложения на Керченском и Таманском побережьях Керченского пролива, в окрестностях Чокракского, Тобечкинского, Узунларского и Кояшского озер, у Геленджика на мысе Ту и в устье р. Пшада представлены в основном рыхлыми песчаными ракушечниками, песками мощностью до 10—15 м.

Верхнее — современное звено

К нерасчлененным образованиям верхнего плейстоцена — голоцена отнесена верхняя часть делювиальных и элювиально-делювиальных отложений. Делювиальные отложения (dIII—IV) широко распространены на склонах долин и балок Причерноморской низменности. В районах выхода на дневную поверхность кристаллических пород в делювиальных склонах существенную роль приобретают продукты их разрушения — элювий; в этих районах (Приазовье, район севернее Каховского водохранилища) склоновые отложения индексируются e, d III—IV. На северо-востоке описываемой территории (южная часть Донбасса) склоновые отложения представляют собой делювиальный и элювиально-делювиальный материал (d, edIII—IV).

Современное звено представлено аллювиальными, элювиально-озерными, аллювиально-пролювиальными, аллювиально-морскими, морскими и эолово-делювиальными и озерными (подовыми) отложениями. Аллювиальные отложения (aIV) залегают в руслах и на поймах рек. В их составе выделяется русловый аллювий (мелкозернистые кварцевые глинистые пески, местами гумусированные, в горных районах — галечники и гравий мощностью до 3—7 м, иногда больше) и пойменный (суглинки, глины).

Современные морские отложения (mIV) слагают хорошо выраженную террасу высотой 1,5—2,5—4,0 м над уровнем моря на многих участках побережий Черного и Азовского морей. Состоят из рыхлых посков и ракушечников с фауной, близкой к современной (древнечерноморские слои). Аллювиально-морские (дельтовые) отложения (amIV) р. Кубань мощностью 0,5—7,5 м — это отложения полых вод реки, русловые наносы, отложения блуждающих рукавов дельты и предустьевое взморье, лиманные, болотные и озерные, в основном суглинки и глины, серые, серо-зеленые, темно-серые до черных. Подстилаются чаще всего супесями и песками.

Лиманно-морские отложения (lmIV) — донные части лиманов, прибрежных озер и Сивашской низменности. Представлены в основном илами, темно-серыми и илстыми песками, засоленными, небольшой мощности, увеличивающейся от берегов (0,2—0,5 м) к центру водоема до 12 м. Морские илы Сивашей подстилают континентальными лесовидными суглинками. На многих водоемах илы используются в бальнеологических целях. Отложения современных пляжей, кос и пересыпей представлены гравийно-галечным, песчаным и ракушечно-песчаным материалом небольшой мощности.

Аллювиальные озерные и озерно-болотные отложения (alIV) пойменных озер, болот и разливов выделены на обширной аллювиальной равнине Прикубанской низменности по долинам рек Ея, Ясени, Бейсуг и др. Эолово-делювиальные и озерные отложения позднего плейстоцена (vd, I—IV) — подовые —

присутствуют местами в Присивашской и Прикубанской низменностях. В Присивашской низменности по долинам небольших водотоков выделены аллювиально-пролювиальные отложения (arIV).

Нерасчлененные четвертичные отложения представлены элювиальными, делювиальными, коллювиальными и другими образованиями, а также аллювиальными отложениями террас и эолово-делювиальной толщей.

Элювиальные образования (e) находятся на выходящих участках рельефа Крыма и С. Кавказа. Состав их различен и зависит от подстилающих коренных пород. Представлены суглинисто-щебнистым материалом. Мощность невелика (0,5—3 м). По известнякам, слагающим плато Крымских яйл, — типичная «терр-росса». Массивные песчаники и кристаллические породы дают щебенчато-глыбовый элювий (каменные моря).

Элювиальные и делювиальные отложения (e, d) мощностью до 5 м развиты на относительно пологих склонах низкорного рельефа Крыма и Кавказа. Большой частью это щебень песчанков, алевролитов, аргиллитов с примесью суглинка (мощность до 0,3—5 м).

Делювиально-коллювиальные отложения (dc) мощностью 2,0—2,5 м представлены глыбовыми и щебневыми россыпями и осеями, реже суглинками и супесями на склонах и днищах долин и оврагов. На крутых склонах горных долин развиты коллювиальные (с) обвално-осыпные образования, сложенные глыбовым и крупноглыбовым неокатаным и щебнистым материалом с примесью песчано-глинистого. Широко развиты оползневые процессы в Крыму и в районе Керчи, а также по некоторым побережьям рек, на склонах крутизной более 15°. Оползневые накопления достигают мощности 25—30 м. Все они обводнены.

Делювиально-пролювиальные отложения (dp) выделены в предгорьях Крыма и на Черноморском побережье С. Кавказа (галечники, конгломераты, супеси, суглинки).

Четвертичные отложения акватории Черного и Азовского морей

В пределах описываемой территории на черноморском шельфе практически повсеместно распространены лишь четвертичные осадки, и только в ряде мест на сравнительно небольших площадях прибрежных районов прослеживаются выходы неогена, а на шельфе южного берега Крыма — таврической серии и юры.

Нерасчлененные плиоцен-четвертичные отложения встречаются на глубине 200—400 м; они тянутся полосой вдоль континентального склона в северо-восточном направлении, прослежены от мыса Аю-Даг на 15 км к востоку и приурочены к крутой части континентального склона, где они выходят на поверхность дна или перекрыты современными осадками мощностью 0,1—0,3 м. Представлены алевропелитовым синевато-серым карбонатным суглинком косостойкой текстуры с редким раковинным детритом и целыми раковинами *B. H. Semencko* в этих слоях определенных *Didacna tschaidae guriana* Live et., *D. digressa* Live et., указывающие на позднелиоденский — раннелиоденский возрастной возраст вмещающих пород (турийские и чаудинские слои). У берегов Алушты на глубинах моря 400—500 м встречаются *Dreissena polymorpha* Weberi Sep., *Digressodacna digressa* Liv. Этот возраст подтверждают ostracody *Leptocythere picturata* Liv., *Lolivina* Liv., *Pontoniella oscimata* (Zal.), *Caspiella acronaqua* (Zal.) и спорово-пыльцевой комплекс. На Черноморском шельфе и в акватории Азовского моря четвертичные отложения представлены морскими, терригенными

ми и континентальными (аллювиальными и эолово-делювиальными) образованиями.

Морские раннечетвертичные (чаудинские) отложения установлены за пределами описываемого района по керну скважины на поднятии Голицына, где охарактеризованы фауной *Dreissensia rotocaspia* Ap d g u s s., *D. tschadae* Ap d g u s s., *Didacna crassa naticini* W a s s., *Didacna irigonoides Masatake*, *Monodacna caspia* Eich w. Представлены они зеленовато-серыми и желтовато-черными песчаными алевролитами, ракушечниками, песками с детритом и целыми раковинами моллюсков мощностью 1,5—5,5 м, с глубиной кровли 40,3—42,2 м. В Азовском море чаудинские отложения пока не встречены.

В низах чаудинских слоев залегают алевроиты кварцевые, раковинно-детритусовые ракушечники с прослоями известняков; заканчивается разрез светло-серыми мелкозернистыми песками мощностью 1,7—3,3 м. В песках встречены *Didacna tschadae* Ap d g u s s., *D. cf. rudis* N a l., *Dreissensia polymorpha* P a l l. Чаудинские отложения повсеместно перекрываются древневзвскими, с которыми связаны постепенным переходом.

На северо-западном шельфе Черного моря эти отложения представлены эолово-делювиальными лессовидными породами. Распространены, как правило, на участках шельфа, прилегающих к абразионным берегам, состоящим из таких же лессовидных пород. На дне Азовского моря они обнаружены во многих местах. Эолово-делювиальные отложения представлены лессовидными суглинками от светло-палевого до желтого бурого цвета, с карбонатными включениями, местами с редкими кристаллами гипса и горизонтами ископаемых почв, сложенных желто-красно-бурными суглинками и глинами. Мощность толщи от 15 до 1 м и менее у южной границы распространения. Лессовидные породы покрыты слоем современных морских осадков; местами они обнажаются на поверхности дна.

Среднее звено представлено тремя генетическими типами — морскими, лиманно-морскими и аллювиальными. Морские развиты сравнительно широко. В восточной области внутреннего шельфа они залегают на чаудинских отложениях, с которыми связаны постепенным переходом, и представлены средне- и мелкозернистыми раковинными песками и алевролитами. К западу от описываемой площади, на поднятии Голицына эти отложения представлены песками разнозернистыми, среднезернистыми с примесью песков мелкозернистых; разрез завершается глинными алевролитами и алевроитными глинами с обломками и раковинами моллюсков. Мощность среднего звена здесь изменяется от 1 до 18 м.

По обильным моллюскам отложения расчленены на древневзвские и узунларские. Древневзвские (до 12—15 м) в акватории Азовского моря встречены в основании карангатских отложений в берегового обрыва оз. Чокрак, в районе косы Обиточной, на берегу Казантинского залива и других местах. Представлены известковистыми конгломератами, раковинным детритом, ракушечником. Узунларские выделены А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым в районе озер Узунлар и Чокрак. В пределах Азовского моря скважинами не встречены.

Континентальные отложения среднего звена широко распространены в западной части Азовского моря, на Арабатской стрелке, острове Бирючем и в Приславье. Представлены лессовидными суглинками и карбонатными глинами мощностью до 50 м.

Средне-позднечетвертичные отложения распространены на большей части северо-западного бенча, покрывают его центральную часть сплошным чехлом и отсутствуют только на участках развития более древнего бенча и в погребенных долинах. Представлены песками кварцевыми крупно-, средне- и мелкозернистыми, детритовыми ракушечниками и глинами. На поднятии Голицына нижняя часть разреза мощностью

12 м сложена зеленовато-серыми алевроитами с прослоями алевроитистых глин с *Dreissensia polymorpha* P a l l., *D. rostriformis* D e s h., *Monodacna caspia* Eich w., *Cardium edule* L.

Позднечетвертичные и современные отложения представлены лагунами отложениями, развитыми на приморской части суши, в лагунах и на полуизолированных участках прибрежной части шельфа, а в приморской части суши распространены в приозерных низменностях, сложенная пересыпи от пляжа до озера (илватые суглинки и илы). В Джаглыгском заливе они представлены плами алевролитовыми и глинными. К западу от Бакальской банки, в открытой части Каркинитского залива и мористее Тендровской (за пределами листа) и Джарыгачской кос, лагунные отложения мощностью до 8 м залегают, по данным Е. Н. Невесского, под голоценом. Вблизи берегов и Бакальской банки илы перекрывают джеметинскими (новоазовскими) слоями, а на выходе из Каркинитского залива — бугазско-визяевскими. Делювиально-пролювиальные и морские отложения в восточной области шельфа развиты вдоль абразионных берегов Тарханкутского полуострова, к западу от Бакальской косы.

Верхнее звено представлено новозвзскими и карангатскими морскими осадками. Новозвзские отложения южнее Горного Крыма залегают на эродированной поверхности таврической серии. Вскрытая их мощность от 0,3 до 17,5 м. Сложены песками мелкозернистыми глинными с примесью средне- и крупнозернистых с галькой, песками разнозернистыми с мелкой галькой, крупнозернистыми слабоотсортированными с галькой, галечниками и гравием с примесью песка, алевроита и пелита.

На глубинах более 20—25 м преобладают пески и илы, реже разлиты глины и суглинки. В мелкозернистых песках встречены раковины *Dreissensia polymorpha* P a l l., *D. rostriformis* D e s h., *Monodacna caspia* Eich w.

Новозвзские отложения, выделенные на карте, в основном развиты вдоль бровки континентального склона, где перекрыты незначительным по мощности слоем современного ила или обнажаются на поверхности дна. Представлены илом пелитовым и алевроитовым с раковинным детритом, зеленовато-серым, толубовато-серым, мягкопластичным, карбонатным с равномерным распределением детрита. На глубинах до 200 м встречаются прослойки детритового песка мощностью до 10—15 см. Более плотный, сухой ил с раковинным детритом в виде редких прослоев распространен на подводном хребте, вытянутом в восточном направлении от мыса Ай-Тодор до глубоководной впадины. Из этих слоев И. М. Баргом определены *Dreissena rostriformis* D e s h., *D. distincta* A n d r u s s., *Micrometania caspia litota* M i l l., *Monodacna caspia* Eich w.

Илы пелитовые и алевроито-пелитовые, синевато-серые, карбонатные уплотненные обнажаются также на глубинах моря 350—700 и 850—1750 м. В них обнаружены повышенные значения молибдена, германия и стронция. Песок, определенный как ранненовозвзский (А. Д. Лупаренко), связанный с посткарангатской регрессивной фазой, встречается в нижней части континентального склона в виде субширотной вытянутой линзы. Песок кварцевый, желтовато-серый и светло-серый, мелкозернистый, слабо сортированный, уплотненный, слюдястый, с кристаллами пирита.

Карангатские морские отложения в Азовском море распространены широко. Представлены детритовыми известняками (западный берег Керченского пролива), песками с остатками фауны (у с. Кирилловка), песками глинистыми (Арабатская стрелка). В акватории Азовского моря намечается литологическая зональность карангатских отложений: у северного берега Керченского полуострова — полоса детритовых из-

вестняков и конгломератов; вдоль северного берега Азовского моря — пески, иногда переслаивающиеся с глинами; центральная часть акватории сложена, видимо, глинами, сменяющимися к периферии известняками, песками, алевроитами.

Позднеплейстоценовые континентальные отложения в Азовском море перекрывают большие площади. Представлены суглинками с карбонатными стяжениями и пятнами окислов железа.

Современные (голоценовые) отложения Черного моря развиты почти повсеместно и залегают обычно без видимого перерыва на новозвксинских, а в прибрежных зонах — на разновозрастных более древних породах.

В прибрежной зоне у Тендровской косы (за пределами листа) современные осадки небольшой мощности залегают на лессовидных суглинках, а в средней части района Тендра—Джарылгач прослежены выходы бенча, сложного плейстоценовыми лессовидными суглинками. В Каркинитском заливе голоцен представлен преимущественно илистыми осадками мощностью около 2,5 м, а в южной части залива — раковинным детритом и мелкозернистыми песками мощностью 3,5—5 м с увеличением мощности до 6—7 м в понижениях доголоценового рельефа. На внешнем шельфе мощность голоцена от 0,2—0,3 до 3—5 м в зависимости от рельефа дна.

Работами объединения «Крымгеология» в Ялтинской бухте и на прилегающих к ней участках шельфа вскрыты современные морские осадки мощностью до 30 м, залегающие на метаморфических породах таврической серии. По фауне в них выделены бугазские, витязевские, каламитские и джеметинские слои, представляемые гравийным, песчаным, песчано-глинистым и илистым материалом, характеризующимся очень высокой карбонатностью. Установлено четкое фацциальное замещение грубозернистых осадков более мелкозернистыми по мере удаления от береговой линии.

Современные осадки отсутствуют в верхней части континентального склона, где обнажаются более древние отложения, и в нижней части — местах выходов новозвксинских образований. Залегают, как правило, на новозвксинских отложениях, с которыми связаны постепенным переходом. Современные осадки представлены илом пелитовым, алевроитопелитовым и алевроитовым с прослоями пелитоморфного кальцита.

Фазеолитовый ил слагает поверхность внешнего шельфа и встречается в верхних частях склона. Мощность его до 1,5—2,0 м, уменьшаясь от берега к открытому морю. Ил темно-серый, алевроитопелитовый с примесью детритового песка и ракуши, мягкопластичный до текучеplastичного, известковистый. В составе ракуши преобладает *Modiola phascolina* Phil., *Cardium edule* L., реже *Chione gallina* L.

Возраст голоценовых образований подтверждается данными палинологического анализа (Е. Исагулова). Минеральный состав илистой фракции преимущественно гидрослюдистый, иногда с небольшим количеством каолинита. Современные донные осадки покрывают всю акваторию Азовского моря (mIV). Сложены песками, алевроитами, илами и смешанными разностями, имеют хорошо выраженную зональность. По периферии моря располагается полоса песков, сменяющихся вглубь моря зоной алевроитов; последние в свою очередь переходят в илы черного, темно-серого и серого цвета, занимающие почти всю центральную часть акватории. Пески распространены до глубины 7 м; алевроит встречается в прибрежной полосе у Арабатской стрелки.

УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ, ИНТРУЗИВНЫЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

АРХЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Эта группа пород развита наиболее широко. Большая часть территории занимают гранитоиды днепротетровского комплекса, тесно связанные с суперкрупными образованиями аульской и западно-приазовской серий. Гранитоиды сурско-токовского комплекса образуют отдельные массивы, пространственно тяготеющие к зонам зеленокаменных пород конско-верховцевской серии. Менее распространены основные и ультраосновные породы, образующие дайкообразные и пластовые тела незначительной мощности.

Ультрабазиты образуют относительно крупные массивы (Белозерский), приуроченные к тектоническим нарушениям, а также пластобразные тела, залегающие согласно с вмещающими породами и участвующие в складчатости (Чертомлыкская, Конкская структуры). Довольно часто тела ультраосновных пород располагаются в зоне контакта стратиграфических подразделений. Представлены пироксенитами, габбро-диабазами, перидотитами, дунитами, серпентинитами, тремолититами, актинолититами, различными сланцами ультраосновного состава. Интенсивное изменение большей части ультрабазитов связано с автометаморфизмом, региональным метаморфизмом и различными метасоматическими процессами. Ультрабазиты региона изучены относительно хорошо, хотя и не всегда последователи приходят к единому мнению относительно их генезиса и формационной принадлежности. В архее выделяются две формации: гипербазитовую (дунит-гарцбургитовую) и габбро-дунит-пироксенитовую (габбро-перидотитовую).

Ультраосновные породы гипербазитовой формации представлены серпентинизированными дунитами, перидотитами, серпентинитами хризотилловыми, антитритовыми, тальк-карбонатными и амфиболовыми породами (хлорит-актинозитовыми, карбонат-антофиллитовыми). Они встречаются в виде пластобразных тел по периферии Чертомлыкского синклинория. Исходный состав по данным петрохимических пересчетов ультраосновных пород этой формации соответствует дунитам или перидотитам.

К габбро-дунит-пироксенитовой формации относятся ультрабазиты Белозерского массива, а также некоторые более мелкие тела, встречающиеся в других синклинориях. Для пород этой формации характерны широко развитые процессы дифференциации, заключающиеся в наличии ряда переходов от дунитов и перидотитов к габбро. Особенно четко эта дифференциация проявляется в Белозерском массиве, где можно наблюдать постепенные переходы от антитритовых серпентинитов к пироксенитам, часто амфиболитизированным, и далее к апогабровым и габбро-диабазовым образованиям. Ультрабазиты этой формации огличаются повышенными, по сравнению с гипербазитовой, содержаниями титана (до 0,23%), алюминия (до 5,26%), кальция (до 2,88%) и шельфелей. Низкий коэффициент магnezиальности (от 3,4 до 7,2), преобла-

стурной, минеральной и др. Образующиеся по ним мигматиты обладают, как правило, пятнистым обликом, без более или менее отчетливо выраженной полосчатости.

Таким образом, геологические наблюдения позволяют говорить о различном генезисе породных представителей единой гранитоидной ассоциации. В полной мере выводы, сделанные на основании полевых наблюдений, подтверждаются петрохимическим анализом рассматриваемых плагногранитоидов. Согласно классификации химических составов по числовым характеристикам А. Н. Заварицко, основная масса гранитоидов относится ко второму классу пород, перенасыщенных кремнеземом ($45 > 0 > 15$), и группе пород, богатых щелочами ($8 > a : c > 4$). Основные и ультраосновные породы (ФАР) довольно широко представлены в регионе. Они слагают массивы, пластообразные и дайковые тела, приуроченные главным образом к осадочно-вулканогенным образованиям синклинорных зон Чертомлыкского, Конковского, Белозерского и других районов.

Сурко-токовский комплекс включает гранитоиды, характеризующиеся активными контактами с образованиями аульской, конско-верховцевской серий и гранитоидами днепровского комплекса. Они образуют изолированные массивы, локализованные, как правило, в краевых частях структур зеленокаменного типа. В составе комплекса выделяются многочисленные жильные тела аплит-пегматоидных гранитов (рyARst), пользующиеся широким развитием в районе рр. Базавлук—Базавлук. Выделяются также плагнограниты биотитовые и биотит-амфиболовые (pйARst), которые особенно широко развиты к северу от описываемого района, и граниты (yARst), образующие ряд крупных массивов: Токовский, Мокромосковский, Щербакоский. Из первой группы пород в районе известны жильные тела среди суперкрупных образований аульской серии. В генетическом отношении эти образования изучены недостаточно, преимущественно они тяготеют к крупным зонам разрывных нарушений.

Более полно в структурном и генетическом отношении изучены массивы гранитов (yARst). Для них имеются и надежные изотопные определения возраста. В целом они укладываются в интервалах от 2,6 до 2,8 млрд. лет (по ширконам, сфену, апатиту и монашугу). Краевые зоны этих интрузий наиболее хорошо изучены в восточной части Мокромосковского и Токовского массивов. Их характерной особенностью является наличие ксенолитов вмещающих пород, типичные контактовые роговики, широкие ореолы метасоматической переработки в виде зон грейзенизации, микроклинизации, окварцевания и др., а также большое количество пегматоидных жил. В геофизических полях гранитоиды выражены четкими магнитными аномалиями, причем Токовский массив характеризуется положительными аномалиями, Мокромосковский, Щербакоский — отрицательными.

Среди многообразия разновидностей пород преобладают нечетко-порфировидные средне-крупнозернистые биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты, представляющие собой ведущий породный парагенезис. Некоторые массивы (Мокромосковский) характеризуются четко выраженным зональным строением с тенденцией к смене от центра к периферии интрузий порфировых разновидностей пород равномернoзернистыми и далее — пегматоидными. Часто красивые части массивов сопрягаются с появлением в гранитах текстурной упорядоченности строения, что придает им мигматитоподобный облик.

По петрохимическим параметрам, за исключением единичных разновидностей, в основном граниты относятся ко второму классу пород с составами, перенасыщенными кремнеземом ($45 > 0 > 15$), и группе пород, богатых щелочами — $a : c > 7$ (классификация по методу А. Н. За-

данне в исходном составе пироксенитов над дунитами и перидотитами, четко выраженная дифференциация пород, высокая железистость оливинов (до 17%), более высокие содержания щелочей — все эти признаки характеризуют ультраосновные породы габбро-дунит-пироксенитовой формации. Согласно значениям расчетного коэффициента $M : F$ (5,1—5,3), можно говорить об ультрабазитах этого типа как о производных габброидной магмы. В металлогенетическом отношении породы этой группы — одни из самых интересных. С ними связаны рудопроявления цветных и благородных металлов.

Необходимо также отметить, что помимо названных формаций, в регионе, по-видимому, имеются тела коматинтовых разновидностей среди стратифицируемых образований. Но при современной степени изучения не выделять их с достаточной долей достоверности пока не представляется возможным.

Днепрпетровский комплекс (yARdp). Ультраметаморфические образования этого комплекса наиболее широко распространены в районе. Четкая и повсеместно отмечаемая пространственная связь их с аульскими и западно-приазовскими суперкрупными породами является одной из наиболее характерных их особенностей. По данным изотопного возраста, формирование гранитов этого комплекса проходило в интервале 2,8—3,1 млрд. лет. В состав комплекса входят диориты и мигматиты диоритового состава биотит-роговообманковые, иногда пироксеносодержащие, плагнограниты и плагномигматиты биотитовые и биотит-амфиболовые и их микроклинизированные разновидности. Полевыми наблюдениями отчетливо устанавливается наличие плагногранитов, связанных с аульскими суперкрупными породами постепенными переходами и образующихся по ним в процессе гранитизации. Подосвидная локализация таких гранитных новообразований среди кристаллосланцево-гнейсовых толщ создает мигматитоподобный облик этих участков. В зависимости от того на какой стадии переработки находится субстрат гранитоидов, различаются участки развития соответствующих такой степени переработки типов мигматито-палеосомных либо неосомных.

Сравнительный парагенетический анализ минеральных ассоциаций плагногранитов и субстрата свидетельствует об их физико-химической равенности. Последняя указывает на то, что граниты действительно развиваются по субстрату и их образование носит скорее всего ультраметаморфический характер. В зависимости же от интенсивности протекающих процессов гранитизации субстрата можно ожидать при благоприятном флюидном и термодинамическом режиме появления порций инициальных анатектических расплавов. В случае когда такой новообразованный расплав в силу каких-либо причин остается на месте своего зарождения и закристаллизовывается, формируются автохтонные анатектиты, примером которых может служить рассеянный гранитный материал многих мигматитов. Если же количество анатектического расплава велико и тектонические подвижки сплоскуют его миграции в верхние горизонты, то образуются параавтохтонные анатектиты. Рвуальные контакты последних с вмещающими гранито-гнейсами, изофациальность метаморфизма перемещенных анатектитов и рамы часто ошибочно трактуются как признак существования древнейших (дометаморфических) интрузивных образований, в действительности же являющихся синметаморфическими магматитами.

Среди этой пестрой по генезису ассоциации плагногранитов, развивающихся за счет и в процессе переработки субстрата первичных образований (кристаллосланцев и гнейсов), существуют, по-видимому, действительно первично-магматические глубинные образования. Их характерной особенностью является поразительная однородность, отсутствие каких-либо проявлений гетерогенности строения: структурно-тек-

варицкого). Лишь некоторые разновидности отвечают составам нормальных гранитов (главным образом мокромосковские граниты). По методу А. А. Маракушева основная масса пород ассоциации относится к ряду щелочных бесфельдшпатовидных пород и пород повышенной щелочности (группа щелочных гранитов). Таким образом, по особенностям химизма гранитоиды распадаются на две устойчивые группы. С одной стороны, это тип токовско-щербакоских гранитов, с другой — мокромосковских. Каждый из них обладает рядом специфических черт химизма и строения.

Анализ составов рассматриваемых гранитоидов на диаграмме системы кварц—ортоклаз—анортит свидетельствует об антиэвтектичности их составов, что с учетом геолого-структурных наблюдений позволяет говорить об их магматогенном происхождении. Это становится еще более очевидным при анализе микровключений в породообразующих минералах гранитов методом термобарогеохимии. Обнаружены первичные раскристаллизованные расплавы включения в кварце мокромосковских и токовских порфириловидных гранитов, гомогенизовавшихся соответственно при 760—800 и 820—920 °С. Это позволяет оценить температурные условия кристаллизации указанных гранитов, учитывая, что температура родоначальных гранитов была несколько выше. Последующая эволюция среды их минералообразования запечатлена в более поздних генерациях включений из кварца и полевых шпатов.

Таким образом, установленные геологическими наблюдениями эруптивные контакты массивов с вмещающими образованиями, обилие их ксенолитов в краевых частях массивов, контактовый метаморфизм и широкие ореолы постмагматических преобразований, а также находки в гранитоидах расплавленных включений, несомненно, свидетельствуют об интрузивно-магматическом генезисе. Зарождение и становление гранитов ассоциации, по-видимому, реализовывалось в пределах гранито-гнейсового слоя земной коры на уровнях, соответствующих P/T параметрам гранулитовой (токовские, щербакоские) и амфиболитовой (мокримосковские граниты) фаций метаморфизма.

РАНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

К ним отнесен комплекс пород приазовского, кирвоградско-житомирского, черниговского, восточно-приазовского граносениитового и дайкового комплексов.

Основные и ультраосновные породы (ψPR_1) — пироксениты, перидотиты, актинолититы, тремолититы, габбро-амфиболиты, горнблендиты слагают среди вмещающих гнейсов и мигматитов согласные, реже секущие линзовидные и линзовидно-пластовые тела. Распространены в основном в пределах западного, реже центрального Приазовья. Мощность тел колеблется от нескольких единиц до нескольких десятков метров.

Интрузии большей частью пространственно приурочены к тектоническим нарушениям, но нередко они наблюдаются в виде пластообразных и линзообразных тел мощностью до 15—20 м. Контакты с вмещающими породами резкие. Наиболее крупные тела фиксируются интенсивными магнитными аномалиями (1500—2500 гамм) и повышенными значениями поля силы тяжести. Среди ультрабазитов развиты перидотиты, пироксениты, серпентиниты, реже актинолититы, тальковые породы. Для них очень характерна интенсивная амфиболитизация, серпентинизация и, в меньшей степени, карбонатизация.

Метабазиты этого комплекса распространены шире ультрабазитов. Среди них установлены габбро-нориты, габбро-амфиболиты, амфиболитизированное габбро. Большая часть этих пород с характерной габбро-вой структурой развита в зоне Орехово-Павлоградского разлома. В них

заметны повышенные содержания титана, ванадия, марганца, скандия и серы. По геофизическим данным все они имеют кругое падение и уходят на большую глубину. Возраст метабазитов, определенный калий-аргоновым методом, составляет 2—2,2 млрд. лет.

Приазовский комплекс представлен биотитовыми, амфиболитовыми, реже гранатовыми мигматитами, плагиогранитами и плагиомигматитами ($\psi PR_1 pr$), диоритами, гранодиоритами ($\psi PR_1 pr$), гранитами (ψPR_1) аллитонидными, аплито-пегматонидными, биотитовыми, лейкократовыми и др., широко распространенными на всей площади массива. К комплексу относятся также ортит- и сфенсодержащие граниты, слагающие ряд мелких массивов в Западном Приазовье, и розовые микроклин-биотитовые анадольские граниты, образующие в Восточном Приазовье массив площадью около 150 км². Радиоактивный возраст комплекса 1,7—2,5 млрд. лет.

Кировградско-житомирский комплекс ($\psi PR_2 kZ$) распространен очень ограниченно. Представлен плагиогранитами и плагиомигматитами, по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям фактически не отличающимся от архейских плагиогранитов Днепрпетровского комплекса. К северу за пределами территории комплекса распространены очень широко и отлагается большим разнообразием петрографического состава. Радиоактивный возраст плагиогранитов и плагиомигматитов — 2—2,1 млрд. лет.

Черниговский комплекс ($\xi PR_1 cr$) объединяет метасоматические и интрузивные образования: щелочные и нефелиновые сенииты, карбонатиты, пироксениты и перидотиты, слагающие Новопопитавский массив в пределах Черниговской тектонической зоны (Западное Приазовье). Радиоактивный возраст пород, по Е. Б. Глеваскому, 2000 млн. лет. Южная часть массива размером 3,5×0,6 км сложена преимущественно сениитами и карбонатитами; северная — размером 10,2×0,8 км, выполнена сениитами, нефелиновыми сениитами, альбититами, карбонатитами и ультрабазитами. В массиве устанавливаются сложные взаимоотношения пород различного состава, но внешняя зона, как правило, сложена сениитами. Контакты между петрографическими разновидностями всегда четкие вследствие развития переходных разновидностей. В зоне контакта ультраосновных пород с нефелиновыми сениитами отмечаются щелочно-ультраосновные породы: ийолиты, мельтейгиты, оливинные нефелиниты, якуширангиты.

Нефелиновые сенииты слагают довольно крупные тела преимущественно в северной части массива. Обычно они равномернорзернистые, иногда порфиробидные. Отдельные их разновидности обогащены апатитом. Альбититы широко распространены на юге, где слагают крупные тела северо-восточного направления. Они содержат до 2—5 % апатита. Породы тесно связаны с сениитами и карбонатитами. Карбонатиты прослеживаются почти сплошной полосой через весь массив. Мощность отдельных линз колеблется от 0,5—1,0 до 60—70 и даже 200 м. Среди карбонатитов по составу выделяются кальцитовые, кальцит-доломитовые и доломитовые разновидности, а также альвиниты и кимберлитовые карбонатиты. Последние, встречающиеся в южной части массива, представляют собой эруптивные карбонатитовые брекчии, в кальцитовом цементе которых заключены сингенетичные и обломочные зерна оливина, флюгашита, амфибола, а также включения обломков различных по составу карбонатитов, щелочно-ультраосновных пород (мельтейгитов) и фениитов. В них отмечается до 10—15 % апатита. Характерной особенностью карбонатитов черниговского комплекса является наличие в них примесей цериевой группы. Контакты пород с вмещающими их образованиями чаще резкие, с четко выраженными метасоматическими изменениями:

альбитизацией и фенитизацией. В магнитном поле он выражается наличием широких изометричных аномалий, приуроченных к участкам карбонатитов с магнетитом.

Восточно-приазовский граносиенитовый комплекс ($\gamma\text{PR}_{1\text{np}}$) сложен сиенитами, граносиенитами, нефелиновыми сиенитами, щелочными сиенитами, сиенит-пегматитами и сиенит-аплитами, субщелочными гранитами, связанными между собой постепенными переходами. К этому комплексу отнесены также перидотиты, пироксениты и габбро Октябрьского массива. Породы комплекса распространены в Восточном Приазовье, где они слагают крупные Кальмиус-Еланчикский, Южно-Кальчикский и Октябрьский массивы. Радиоактивный возраст комплекса 1600—1700 млн. лет.

Дайковый комплекс (βPR_1) объединяет группы даек, абсолютный возраст которых 2600—1900 и 1650—1900 млн. лет. Дайки первой группы (диабазы, диабазовые порфиры, лампрофиры) широко распространены в Западном и Центральном Приазовье среди пород приазовского комплекса западно- и центрально-приазовской серий. Дайковые породы второй группы (кварцевые порфиры, диабазы, диабазовые порфиры, лампрофиры) приурочены в основном к площадям распространения восточно-приазовского комплекса. Мощность даек от 1—2 до 30 м, реже 40 м.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Каменноугольный комплекс ($\gamma\text{PR}_{2\text{kt}}$). К нему отнесены серые и розовые порфировидные метасоматические измененные граниты (апограниты), слагающие Екатериновский, Каменноугольский, Стародубовский и Новоянисольский массивы. Радиоактивный возраст гранитов 1400—1540 млн. лет.

Дайковый комплекс (βPR_2). К нему отнесены дайки диабазов на крайнем северо-востоке площади, имеющие северо-западное направление. Они относятся к крупному рою даек этого направления, входящего в целом параллельно границе с Днепровско-Донецкой впадиной. Эти дайки (за пределами описываемого региона) секут породы Малотерсянского щелочного массива с изотопным возрастом 1600 млн. лет и поэтому относятся к позднему протерозою. Комплекс объединяет кварцевые порфиры, дациты, камптониты, лампрофиры, слагающие в Восточном Приазовье маломощные (1—3 м) дайковые тела.

Андезиты и трахандезиты девонского времени (αD) выделены в зоне сочленения Донбасса с Приазовским массивом.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

В районах Крыма мезозойские интрузии представлены кварцевыми порфирами, андезитовыми порфиритами, микродиоритами, гранодиоритами, кварцевыми диабазами, габбро-диабазами, реже — кварцевыми сиенитами. Пройденные мощности интрузивных тел — от десятков до сотен метров. Абсолютный возраст кварцевых диоритов и кварцевых диабазов, вскрытых у с. Северного, — 210 млн. лет (верхний триас), кварцевых сиенитов — 158 млн. лет.

Еще более молодыми являются секущие весь комплекс триасово-среднеюрских пород дайки диабазов, диабазовых порфиритов (βMZ), кварцевых диабазов и габбро-диабазов. Шире всего они представлены вдоль зоны разломов северо-восточного простирания, ограничивающих Новошарлицьское поднятие.

Возраст гранодиоритовых интрузий, вскрытых под меловыми отложениями скважины Ильинской и Клептинской, точно не установлен, и разными исследователями датируется по-разному, от палеозоя до мезозоя включительно.

Известны и меловые субвулканические интрузии, nasledующие триасово-юрский вулканизм.

Раннетриасовый и ранне-среднеюрский ($\gamma\text{BT—J}$; $\alpha\text{T—J}$) магматизм представляет собой трехкратное повторение спилит-кератофировой и габбро-плаггиогранитовой формаций.

Все выходы изверженных пород тяготеют к крупным региональным разломам и особенно к узлам их пересечения, приурочены к периклинальным замыканиям крупных поднятий. Пространственно выделяются четыре района проявления магматизма — Юго-Западный, связанный с зоной Крымского разлома северо-восточного простирания (Гераклейская группа и др.); Центральный, соответствующий зоне Салгир-Октябрьского глубинного разлома (Аю-Даг, Кастель и др.); Южнобережный (Форосская, Лемесская и другие группы субвулканических тел, приуроченных к поперечным разломам глубокого заложения в зоне влияния Центрального Крымско-Кавказского глубинного разлома) и Восточный район на периклинальном замыкании Туакского поднятия (Карадаг и др.).

Проявления магматизма в верхнем триасе установлены только в окрестностях сел Украинка и Петропавловка под Симферополем; представлены вулканогенным комплексом и связанными с ним пространственно и генетически небольшими субвулканическими телами — мелкими пластовыми интрузиями диабазы, частично альбитизированного. Восточное положение определяется секущими контактами с вулканогенно-осадочной толщей верхнего триаса; сверху толща, вмещающая тела диабазы, согласно перекрывается отложениями лейаса.

Проявления раннеюрского магматизма распространены незначительно — только на периклиналях Курцовской антиклинали в северном крыле Качинского поднятия. Здесь среди пород таврической серии, содержащих туфогенный материал, отмечен ряд мелких пластовых, реже секущих тел диабазов, связанных, видимо, с возложением магмоподводящих каналов позднетриасового времени. Возраст диабазовых тел определяется как позднелейасовый, так как вмещающие породы относятся к низам юры. Раннеюрские диабазы и пирокластические породы, так же как позднетриасовые и среднеюрские, соответствуют спилит-кератофировой формации, хотя отличаются несколько большей кислотностью.

Среднеюрский магматизм представлен диоритами (δJ_2), а также плагиогранитами и кварцевыми диоритами ($\alpha\delta\text{J}_2$). Среднеюрская эпоха является временем наиболее активной магматической деятельности в Крыму. Она отличается не только большими масштабами, но и разнообразием изверженных пород. Широко распространены и развит вулканизм спилит-кератофировой формации, связанный с многофазными извержениями центрального типа. Повсеместно излияния и пирокластические выбросы сопровождалась субвулканическим дайковым комплексом. На восточной периклинали Туакского поднятия находится широко известная Карадагская вулканическая группа. Мощная толща эффузлов и туфов, закономерно эволюционировавшая от основных к кислым породам, содержит ряд субвулканических тел. Дайковый комплекс представлен порфиритами мысов Плойчатого и Тулого, андезитами скалы Чертов камень и горы Кок-Кая, кератофирами скалы Иван-разбойник. К субвулканическим образованиям относятся и кератофировая пробка жерловой фации горы Хоба-Геде. Возраст субвулканических тел, как и возраст Карадагских вулканов, устанавливается в позднебайское — раннебайское время, что однозначно устанавливается по перекрывающим изверженные породы отложениям среднего бата. По химизму карадагский магматизм отвечает хорошо выраженной спилит-кератофировой формации. Несколько сближенных тел микродиабазовых порфиритов расположено на южных склонах горы Та-

тар-Хабурга. По возрасту они отнесены к позднему байосу, т. е. укладываются в возрастные границы Карадагского вулканизма. На северо-западном крыле Качинского ангитлиория среднеюрский магматизм представлен дайками порфирового базальта, микродиабазы и альбитизированного диабазы (с. Карагач и др.), а также крупными интрузиями в окрестностях Алушты. В южнобережном районе находится несколько групп субвулканических образований — Форосская, Меласская, Кастропольская и Леменская. Наиболее характерный Леменский комплекс представляет собой толщу пород спилит-кератофировой формации позднебайосского возраста и связанной с ней дайкообразной субвулканической интрузии, локализованной в узле сочленения разломов северо-восточного и близширотного простирания. Мощность тела до 100 м, протяженность 600 м. Вмещающие флишевые породы в контактах окварцованы вплоть до образования кварцитовидных контактовых метасоматитов с вкрапленностью сульфидов. Комплекс сложен альбитизированными диабазовыми порфиритами с вкрапленниками плагиоклаза и хлоритизированного пироксена и микроклиновой основной массы. Возраст Леменского комплекса устанавливается на основании активных контактов с туфолесчанниками верхнего байоса и лежащих свертыху бато-келловейских отложений. Форосская, Меласская и Кастропольская группы представляют собой серии даек идентичного состава — простые недифференцированные тела, образовавшиеся путем одноактной инъекции магмы. Зональность выражается лишь в смене от периферии к центру афировых пород диабазовыми порфиритами с отчетливой порфировой структурой и микрозернистой основной массой. В юго-западном районе, на Гераклейском плато, широко развиты среднеюрские спилиты и пронизывающие их дайки пироксеновых порфиритов и липарито-дацитов. Перечисленные интрузии локализованы в южной части зоны Салгиро-Октябрьского глубинного разлома. Все они относятся к габбро-плагиогранитовой формации. Нижняя возрастная граница как кислых, так и основных интрузий определяется тем, что они секут и метаморфизуют верхнетриасовые — нижнеюрские отложения. Верхняя граница (раннебатьская) устанавливается на основании находок гальки плагиогранитов и габброидов в нижних горизонтах батских отложений. Интрузивные тела имеют куполовидную форму, округлую или эллипсоидальную, реже гребневидную. Наиболее крупный и хорошо изученный массив Аю-Даг. Интрузивное тело почти не эродировано, имеет подковообразную форму. Внутренние части представлены средне- и крупнозернистыми габбро-диабазами, промежуточная зона — мелкозернистыми габбро-диабазами, а крайняя — габбро-диоритами и диоритами афанитовой и порфировидной структуры. Вмещающие породы таврической серии испытали контактовый метаморфизм в форме ороговивания. Ксенолиты не характерны. Куполовидные интрузии кислого состава распространены мало. Наиболее крупный массив — го-ра Кастель близ Алушты.

Постинтрузивный дайковый комплекс развит в пределах интрузивных массивов. На Аю-Даге это маломощные дайки алпигвидных пород, диабазовых и диоритовых порфиритов. Мелкие дайкообразные тела встречаются от Гурзуфа до Алушки. По наличию активных контактов с вмещающими интрузиями их возраст относится к границе байосского и бато-яруссов.

В Крыму выделяются два этапа вулканической деятельности: ранне-среднеальбский, характеризующийся трещинным излиянием лав, и верхнеальбско-сеноманский, для которого характерен эксплозивный вулканизм.

ТЕКТОНИКА

Район исследований расположен в области сочленения южной окраины Восточно-Европейской платформы, Скифской плиты и Крымско-Кавказской орогенной системы.

УКРАИНСКИЙ ШИТ

Наиболее крупная тектоническая структура юга Восточно-Европейской платформы. Представлена своей юго-восточной частью. В работах Н. П. Семененко, Г. И. Калалева, М. Н. Доброхотова, З. А. Крутиховской, Р. М. Полуновского, Б. З. Берзенина и других исследователей регион рассматривается как многоярусное складчатое сооружение с четко выраженным полициклическим развитием.

Геолого-тектонический анализ привлечением новейших материалов детальных геологических съемок и геофизических работ позволяет выделить три структурных этажа — нижнеархейский, верхнеархейский и нижнепротерозойский. Все они соответствуют доплатформенной стадии развития шита, характеризовавшейся мобильностью территории, процессами интенсивного прогибания и накопления мощных осадочных и эффузивных толщ, сменяющихся процессами складчатости, метаморфизма и ультраметаморфизма.

Архейский этаж сложен глубокометаморфизованными осадочно-вулканогенными породами акульской, западно-приазовской серий и связанными с ними древнейшими гранитоидами днепротетровского комплекса. Структуры нижнего архея изучены слабо, что связано с плохой обработкой и сложностью их распознавания (первоначальные складчатые структуры изменены в результате более поздних деформаций). Наиболее характерными являются складки близширотного направления. Они хорошо изучены в обнажениях по долине р. Базавлучек.

Из структур архейского этажа интерес может представлять Томаковская структура, расположенная между Чертомлыкским и Конкским синклинориями (рис. 3). Структура почти не изучена. В гравиационном поле она хорошо выделяется по овалному одноименному максимуму. Этот участок сложен преимущественно микроклинизированными плагиогранитами и плагионимигматитами с останцами суперкрупных образований акульской серии и небольших тел ультрабазитов.

З. А. Крутиховская полагает, что структура представляет собой бывшую синклинорную зону, претерпевшую интенсивную гранитизацию. Авторы согласны с В. Б. Соллогубом, что аномалия вызвана гранулитовыми образованиями (акульская серия), не выходящими на поверхность. В южной части территории, скрытой под осадочными отложениями Причерноморской впадины, на основании геофизических данных можно предполагать наличие акульских образований, подвергшихся последующим тектоническим перестройкам и процессам ультраметаморфизма.

Реликты древних складчатых структур изучены в Западном Приазовье. Здесь их первоначальные формы в значительной степени также

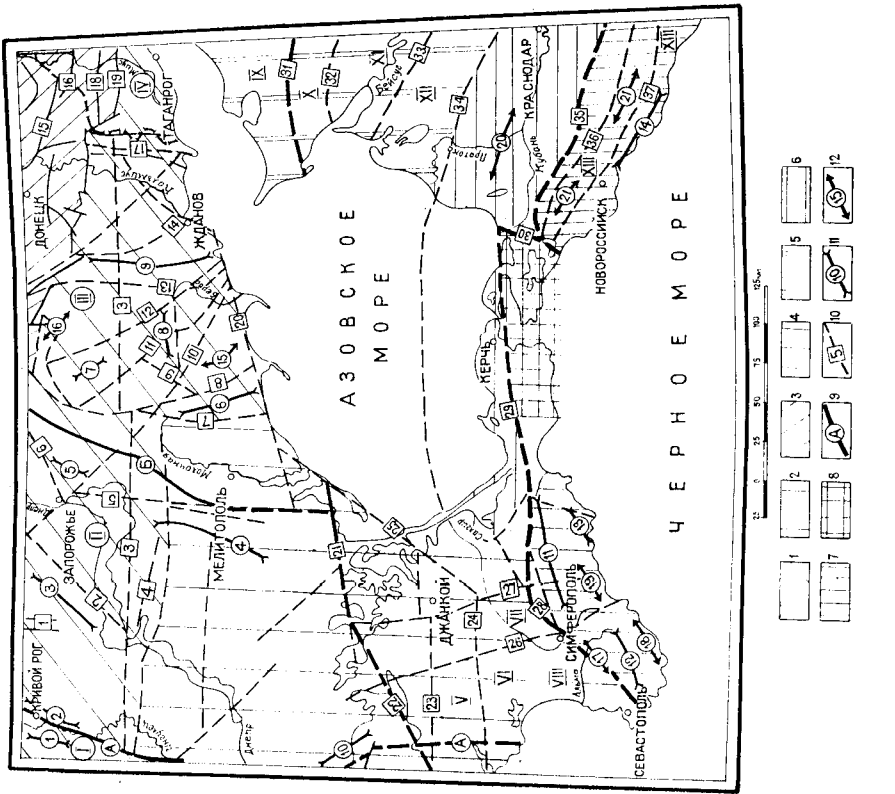


Рис. 3. Схема тектонического районирования (сост. Б. З. Берзенин, А. Л. Лунев и С. В. Пивоваров).

1—8 — главные структурные элементы региона: I — тектонические блоки Украинского щита (1 — Ингуло-Ингулецкий, II — Среднеприднепровский, III — Приазовский, IV — Ростовский выступ), 2 — Причерноморская впадина (V — Центрально-Крымская зона поднятий, VI — Новоселовское поднятие, VII — Симферопольское поднятие, VIII — Альпийская впадина); 3 — Донецкая складчатая система; 4 — складчатая область Горного Крыма; 5 — Азово-Кубанская впадина (IX — Ейский прогиб, X — Качевское поднятие, XI — Мигутинская впадина, XII — Тимашевская ступень); 6 — Индоло-Кубанский передовой прогиб; 7 — Складчатая система Кавказа; 8 — Керченско-Таманский периклиналильный прогиб;

9 — глубокие разломы (A — Евпаторийско-Криворожско-Кременчугский, B — Орехово-Павлоградский); 10 — разломы (1 — Милорадовско-Командантская зона, 2 — Томаковский, 3 — Конский, 4 — Рогачинский, 5 — Днепровский, 6 — Мокромосковский, 7 — Западно-Приазовский, 8 — Корсаковский, 9 — Черниговский, 10 — Хортлнский, 11 — Приазовско-Крымский, 12 — Мухометовский, 13 — Центрально-Приазовский, 14 — Мало-Сорокинский, 15 — Мушкетовский, 16 — Персинаковский, 17 — Грузско-Еланчикский, 18 — Матвеево-Курганский, 19 — Манчский, 20 — Бердявско-Кальмиусский, 21 — Сивашский, 22 — Южно-Каркинитский, 23 — Северо-Тарханкутский, 24 — Тарханкуто-Нижнегорский, 25 — Новотарханско-Мелитопольский, 26 — Салиро-Октябрьский, 27 — Центрально-Крымский, 28 — Симферопольский (Крымский), 29 — Парпацкий (Предгорный Крымско-Кавказский), 30 — Анапский, 31 — Ейский, 32 — Невинномысский, 33 — Тимашевский, 34 — Новотитаровский, 35 — Ахтырский, 36 — Безельский, 37 — Вуланский);

«искажены» наложенными деформациями, связанными с раннепротерозойским циклом, в системе изоклинальных складок которого прослеживаются элементы древних складок. Сложены они магматизированными породами западно-приазовской серии.

Структуры архейского этажа, образовавшиеся в позднем архее (этот этап развития в отличие от предыдущего — догеосинклинального следовало бы определить как протогоесинклинальный), сложены породами конско-верховцевской серии и гранитоидами сурско-токовского комплекса. К структурам первого порядка относятся Чертомлыкский, Конский и Белозерский синклиналии. Их положение обусловлено тектоническими особенностями участков, где происходило накопление осадочно-вулканогенного материала в процессе развития структур типа трогов. З. А. Крутиховская связывает их образование с глубинными разломами. Сложность их конфигурации в плане объясняется как блоковыми движениями, так и ассимиляцией осадочно-вулканогенных пород гранитоидами позднего архея (сурско-токовский комплекс).

Чертомлыкский синклиналий в гравитационном поле хорошо выражены максимумом силы тяжести. На схеме остаточных аномалий фиксируются два максимума — на юге и северо-востоке. В магнитном поле он также довольно хорошо выделяется, но максимальные аномалии приурочены к периферии структуры, поскольку они связаны с распространеными здесь железистыми кварцитами. Синклиналий сложен породами конской свиты нижней подсвиты (крылья) и верхней (ядро). Ширина синклиналии 15—18 км, ось его ориентирована в общем в северо-восточном направлении, в северной части изменяясь на меридиональное.

Конский синклиналий расположен в восточной половине Среднеприднепровского блока. В магнитном поле он хорошо выделяется по интенсивным магнитным аномалиям; в гравитационном поле фиксируется серповидная аномалия. Сложен метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами конской и белозерской свит, интродуцированными ультрабазиитами. Вероятно, в его структуру вовлечены и гнейсы акульской серии, распространённые на юго-восточном крыле. Имеет северо-восточное простирание. В южной части в результате смещения по крупному его разлому ось изменяет направление на юго-восточное. Здесь же, в районе разлома, отмечается и максимальное погружение шарнира. Длина синклиналии около 90 км, ширина до 8 км. На северо-западе границ с гранитоидами Мокромосковского массива, в контактовой зоне которого отмечаются грейзенизированные породы. В зоне контакта обнаружены также роговики и интенсивные зоны дробления. Северо-восточный контакт с гранитоидами тектонический, в юго-восточном наблюдается зона гранитизации, юго-западный практически не изучен. Крылья сложены преимущественно породами конской свиты, ядро — белозерской. Породы метаморфизованы зонально — от амфиболитовой фации на крыльях до зеленосланцевой в ядерной части. Разбит системой разрывов на отдельные блоки.

11 — синклинальные структуры (1 — Западно-Ингулецкая, 2 — Криворожская синклинали; 3 — Чертомлыкский, 4 — Белозерский, 5 — Конский, 6 — Корсаковский синклинали; 7 — Гуляйпольская, 8 — Белоцерковская синклинали; 9 — Центрально-Приазовский синклинали; 10 — Херсонская синклинали; 11 — Восточно-Крымский, 12 — Юго-Западный, 13 — Сулакский синклинали; 14 — Анапско-Агойская синклинальная зона); 12 — антиклинальные структуры (15 — Салтыковский антиклиналь, 16 — Ремовская антиклиналь, 17 — Качинский, 18 — Южноберезинский, 19 — Туакский антиклиналь; 20 — Анастасьевско-Троицкая антиклиналь; 21 — Псебско-Гойтхский антиклиналь).

Белозерский синклиний хорошо выделяется в физических полях. Интенсивные магнитные аномалии подчеркивают план осложняющих структур высокого порядка. Структура синклиния еще недостаточно изучена. Некоторые исследователи считают породы его ядра самыми древними образованиями, другие — более молодыми, коррелируя их с криворожской серией. Эти противоположные позиции в равной степени основываются на имеющемся геологическом материале.

В центральной части синклинория магнитные аномалии обрисовывают структуру, известную как Южно-Белозерская синклиналь, что подтверждается данными геологических наблюдений и расчетного геологического профиля. Крутопадающие крылья сложены породами конкской и нижними горизонтами белозерской свит, ядро — верхними горизонтами последней и крупным телом ультрабазитов. К северу шарнир Южно-Белозерской синклинали ундулирует в северо-западном направлении, где выделяется Северо-Белозерская синклиналь, осложненная разрывными нарушениями. Максимальная глубина структуры 8 км. На севере осадочно-вулканогенные образования граничат с массивом диоритовидных пород неясного генезиса, на западе и востоке — с плагиогранитами, участками микроклинизированными. Контактные зоны изучены весьма слабо. На востоке контакт, по-видимому, тектонический. Разломы имеют весьма большое значение, обуславливая блоковое строение синклинория и выводя на эрозионную поверхность различные стратиграфические горизонты.

Структуры нижнепротерозойского этажа, известные в западной и восточной частях исследуемого региона, отделяются от архейских значительным структурным несогласием. Хотя вещественный состав вулканогенно-осадочных образований этого этажа и его структуры довольно резко отличается от архейских, можно заметить в них и некоторые общие черты. В Среднепроднепровском блоке наиболее значительной структурой нижнепротерозойского этажа является Криворожско-Кременчугский синклиний, а также Западно-Ингулецкая синклиналь. В строении последней принимают участие главным образом породы родниовской свиты. В направлении от центра к бортам структуры углы падения пород увеличиваются от 25 до 75°. Породы ядерной части синклинали характеризуются более пологим падением, нежели в контактах с окружающими гранитоидами. В общем шарнир Западно-Ингулецкой синклинали погружается на север под углом 10°, часто ундулируя. В центральной части структуры наблюдаются складки более высокого порядка, их простирание близко к меридиональному, а углы падения крыльев колеблются от 30 до 60°.

Криворожско-Кременчугский синклиний обрамляет с запада Среднепроднепровский блок. В нем выделяются Криворожская и Херсонская синклинали. В плане он вытянут в меридиональном направлении узкой полосой, протянувшейся далеко за пределы исследуемого района примерно на 400 км. В магнитном поле структура хорошо выделяется по цепочкам магнитных аномалий, которым обычно соответствует и гравитационная аномалия. Синклиний слагается породами криворожской серии: восточное крыло — породами нижних свит (шовкорожской, скелеватской и саксаганской), центральные части — породами гданцевской и глеватской свит. Западное крыло срезано Евпаторийско-Криворожско-Кременчугским глубинным разломом, по которому часто более древние породы Ингуло-Ингулецкого блока надвинуты на криворожскую серию. Ундуляция шарнира обуславливает появление синклинальных и антиклинальных структур, осложняющих синклиний. К синклиналям приурочена наибольшая мощность продуктивной саксаганской свиты.

Следует отметить две синклинальные структуры второго порядка: Криворожскую и Херсонскую. Криворожская представлена своим юж-

ным замыканием, Херсонская — почти не изучена и выделена по геофизическим данным. З. А. Крутиховская предполагает, что она сложена на образованиями конско-верховцевской и криворожской серий. Судя по хорошо изученной Криворожской синклинали, эти структуры осложнены складками высоких порядков.

В кристаллическом фундаменте Приазовья четко выделяется ряд крупных плективных структур первого порядка и большое количество протяженных разрывных нарушений. На западе Приазовского блока суперкрупстальные породы центрально-приазовской серии образуют сравнительно крупный Корсаковский синклиний. Он вытянут в близмеридиональном направлении и имеет ширину около 15—20 км. На крыльях его углы падения пород очень крутые (75—80°), к присоединению его линии уменьшаются до 20—35°. По данным многих исследователей Корсаковский синклиний представляет собой совокупность ряда антиклинальных и синклинальных складок. Железородные месторождения Западного Приазовья приурочены к синклинальным складкам, имеющим нередко брахиформный тип.

Восточнее Корсаковского синклиния располагается крупная антиклинальная структура — Салтычанский антиклинорий. Он сложен в основном глубокометаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями западно-приазовской серии архея. Последние слагают ряд синклинальных и антиклинальных структур более высоких порядков. Складки имеют преимущественно близмеридиональное направление. Четко проявленная раннеархейская складчатая система осложнена более поздними деформациями, очевидно, как позднеархейского, так и раннепротерозойского времени.

Салтычанский антиклинорий с северо-востока ограничен Сорokinской, с запада Корсаковской зонами разломов. К северному контакту структуры приурочены интрузии ультрабазитов.

На севере Приазовья выделяется Гуляйпольская синклиналь, сложенная гуляйпольской свитой, разрез которой как бы в миниатюре повторяет криворожскую серию. Породы гуляйпольской свиты с резким несогласием перекрывают архейские образования. Размеры синклинали невелики: длина — 9,5 км, ширина — 3,0—3,5 км, простирание северо-западное, крылья с углами падения 60—70°. Глубина залегания осевой части структуры около 2,5 км.

Восточнее указанных зон расположен Центрально-Приазовский синклиний. Он сложен в основном породами центрально-приазовской серии, характеризуется крутыми падениями крыльев (80—90°) и близмеридиональным простиранием. На севере синклиний сужается, а его крылья вылаживаются до 30°. На юге, близ побережья Азовского моря, ширина его увеличивается до 40—45 км. Западное его крыло, а также осевая часть осложнены рядом мелких синклиналей и антиклиналей. Севернее Салтычанского антиклинория и западнее Центрально-Приазовского синклиния суперкрупстальные породы центрально-приазовской серии образуют крупную структуру — Белоцерковский синклиний. В общем виде она имеет форму вытянутого в близширотном направлении синклиния (размером 30×40 км) весьма сложного строения. Центральная ее часть и крылья осложнены множеством мелких синклиналей и антиклиналей, затрудняющих расшифровку и уязку отдельных разрезов и структурные построения.

К северо-востоку от Салтычанского блока в последние годы установлена Ремовская антиклиналь, сложенная породами западно-приазовской серии и ориентированная в северо-западном направлении.

Все крупные плективные структуры повсеместно осложнены многочисленными мелкими складками, пльчатостью и кристаллизационной сланцеватостью.

ДОНЕЦКАЯ ГЕРЦИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Входит в рамки карт своей юго-западной частью. Контактует на юге с кристаллическими породами Украинского щита, на которые по периферии налегают падающие на север отложения девона, а в случае его отсутствия — карбона (Кальмиусская ступень). В верховьях Мокрого и Грузского Еланчиков указанные кристаллические породы, далеко продвинувшись на север, образуют по разломам в поле девона — карбона Покрово-Киреевский выступ. Севернее Кальмиусской ступени породы мощной паралической угленосной формации карбона повсеместно образуют многочисленные складки разной амплитуды, нередко разорванные (сбросы, взбросы, поперечные дислокации). Магматизм проявился после герцинской складчатости в виде установленных бурением тел нефелиновых сиенитов, а также даек основного состава.

ПРИЧЕРНОМОРСКАЯ ВПАДИНА

Представляет собой широкую (до 400 км) полосу докембрийского фундамента к югу от Украинского щита, погребенную под отложениями осадочного чехла; выделяется в качестве восточной части Причерноморской плиты Восточно-Европейской платформы. Южной ее границей является Скифская плита эпигерцинской платформы; западная часть отделяется Евпаторийско-Криворожско-Кременчугским разломом; на востоке она граничит с Приазовским блоком.

Платформенный чехол восточной части Причерноморской плиты сформировался в позднемезозойско-кайнозойское время в результате опускания фундамента и интенсивного осадконакопления. Юго-восточный край впадины вовлечен во внешнюю зону Индоло-Кубанского (Западно-Кубанского) передового прогиба, а южный — в прогибание глубоководной впадины Черного моря. Суммарная мощность терригенных, карбонатных и терригенно-карбонатных аптско-альбских, верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых формаций, выполняющих впадину, превышает 6 км.

В разрезе восточной части Причерноморской впадины выделяется восемь структурных этажей, между ними эрозийные и асимметричные несогласия: верхнебарремско-альбский; сеноманско-коньякский; сандтонско-мастрихтский; датско-нижнеоценовый; среднеоценово-олигоценый, верхнемиоценовый — плиоценовый и антропогеновый. Структурные этажи соответствуют естественным фазам развития впадины. Наблюдается несоответствие раннего и более позднего тектонического плана впадины, выражающееся в смещении осей прогибания, изменении положения границ и объема структурных этажей. Комплекс пород мел-верхнеоценовых структурных этажей впадины имеет северо-западное направление, соответствующее оси Большекавказского линеймента земной коры. Зона максимального прогибания была приурочена к краю платформы по азимуту 280—290°. Новейшая олигоценово-неогеновая структура Причерноморской впадины характеризуется смещением зоны максимального прогибания в область Каркинитской части акватории Черного моря.

Современная поверхность фундамента Причерноморского склона Восточно-Европейской платформы имеет несколько гипсометрических уровней — ступеней погребенного рельефа, представляющих собой блоки фундамента, осложненные, как правило, депрессиями и выступами изометричной или линейной формы. Линейные депрессии и выступы в большинстве случаев генетически связаны с разломами. По различию глубины залегания фундамента, его раздробленности, характеру и мощности осадков, покрывающих фундамент, можно выделить на склоне Восточно-Европейской платформы активизированную зону шва сочле-

нения со Скифской плитой, слабо активизированную зону присклонной части Украинского щита и внутреннюю часть Причерноморского склона.

Внутренняя часть Причерноморского склона — это ступень фундамента с гипсометрическим уровнем залегания кристаллических пород от 0 до 600 и иногда до 1000 м. Плоская структурно-денудационная поверхность фундамента слабо расчленена и перекрыта сравнительно маломощным чехлом пологолежащих осадков, аналогичных покрывающим центральную часть щита. На севере присклонная зона оконтуривается линией естественных выходов кристаллических пород на поверхность. От Приазовского массива с востока присклонная зона щита отделяется Западно-Приазовским близмеридиональным эрозийно-тектоническим уступом, фактически являющимся сбросом, контролирующим распространение на восток меловых, палеоценовых, эоценовых и олигоценовых отложений, перекрытых отложениями неогена, мощность которых западнее сброса увеличивается до нескольких сот метров.

Восточная часть Причерноморского склона платформы выделяется в Рубановско-Мелитопольскую ступень (район), ограниченную на юго-западе уступом фундамента по линии Радионовка — Нижние Серогы — Явкино северо-западного направления, на севере Украинским щитом, а на востоке Приазовским массивом. Форма ступени клинообразная, вытянутая к северо-западу при общем наклоне поверхности к юго-востоку. У северной границы ступени начинаются Западно-Криворожская, Сакаганская, Базавлукская, Томаковская и Молочанская меридиональные депрессии в поверхности фундамента, уходящие далеко в пределы Украинского щита. Они открываются на юго-западе на границе с Рубановско-Мелитопольской ступенью.

Внешняя зона Причерноморского склона Восточно-Европейской платформы с гипсометрическим уровнем поверхности фундамента от —600 до —3000 м представляет собой участки структурно-денудационной поверхности фундамента. С севера она ограничена приподнятым краем ступени фундамента с гипсометрическим уровнем от 0 до 1000 м, с юга — ступенеобразным сбросом фундамента. Южная граница внешней зоны совпадает с береговой линией Черного моря и Сивашей. На востоке она выражена в рельефе фундамента Северосивашским уступом, протянувшимся в юго-западном направлении от г. Генческа к г. Красноперекопску. Внешняя зона восточной части Причерноморского склона платформы по особенностям расчлененности выделяется в Присивашскую ступень фундамента, которая на западе граничит с Прикаркинитской ступенью, на востоке — с Приазовским массивом, на севере — с Радионовско-Мелитопольской ступенью. Поверхность фундамента Присивашской ступени представляет собой пенепленизированную наклонную на юг равнину, сформировавшуюся в доальбское, местами в доюрское время. Современный наклон поверхности фундамента юго-западный, при общем погружении к юго-востоку.

Активизированная зона Причерноморского склона Восточно-Европейской платформы, примыкающая с севера к краю Скифской плиты эпигерцинской платформы, характеризуется залеганием пород фундамента на глубине от 3000 до 10 000 м. В ее пределах находится ряд грабенообразных впадин, время образования которых определяется возрастом заполнивших их осадков. Триасово-юрские и меловые основные и средние эффузивы приурочены к зонам разломов, ограничивающих грабены. Последние в геофизических полях характеризуются грабитационными минимумами силы тяжести. Грабены приурочены к системе глубинных разломов, являющихся границей Восточно-Европейской платформы. Граница платформы проводится, согласно Н. С. Шатскому, по северному крылу Тарханкутского валообразного поднятия. Тарханкутско-Джанкойская система платформенных дислокаций разде-

ляет добайкальскую и эпигерцинскую плиты. Кристаллические породы фундамента (граниты, гнейсы, мигматиты) вскрыты в районе сел Новолекеевка и Аверьяновка на глубинах 2500—2600 м в 80—70 км севернее указанной границы. На участках Тарханкутского, Евпаторийско-Симферопольского, Новоцарицынского и Северо-Азовского поднятий глыбы эпигерцинской платформы по разломам наклонены на северо-восток. Новоцарицынский и Северо-Азовского поднятий глыбы эпигерцинской платформы по разломам наклонены на северо-восток. Новоцарицынский и Северо-Азовского поднятий глыбы эпигерцинской платформы по разломам наклонены на северо-восток.

Учитывая глубину залегания кристаллического фундамента и строение покрывающего платформенного чехла, западная часть края платформы выделена в так называемый Сивашский район тектонической активизации. Этот район представляет собой недостаточно изученную ступень внешней зоны Причерноморской плиты. По геофизическим данным, фундамент здесь опущен на глубину 7—10 км, а севернее и северо-восточнее он подымается до 2—2,5 км. От Каркинитского района отделен Байкальским выступом фундамента. От расположенного восточнее Азовского поднятия Сивашская ступень отделена близмеридиональным тектоническим уступом. Время образования — ранний мел. Сивашский район соответствует Сивашско-Джанкойскому мел-палеогеновому грабену.

СКИФСКАЯ ПЛИТА

Сочленение Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты контролируется зоной глубинных разломов (типа краевого шва), прослеженным по геофизическим данным. Проходя по северному краю Тарханкутского поднятия и далее, разворачиваясь на северо-восток, разломная зона контролирует с юга Сивашскую впадину. В акватории Азовского моря со швом, по-видимому, связана Новоцарицынско-Западно-Азовская зона аномалий остаточного гравитационного поля, отражающая, по мнению ряда исследователей (Л. Г. Плахотный и др.), ступень фундамента различной консолидации.

Фундамент Скифской плиты гетерогенный. Имеющиеся данные позволяют выделить в его составе два структурных этажа: нижний — байкальский (?) и верхний — герцинский.

Породы нижнего этажа представлены хлорит-серпичитовыми и близкими к ним по составу сланцами. Залегают они на самых различных глубинах и с резким угловым несогласием; перекрываются породами складчатого палеозоя или же только платформенными отложениями мела, палеогена и неогена. В Равнинном Крыму в пределах Новоцарицынского погребенного выступа (в районе Нижнегорска) и на Симферопольском поднятии (близ с. Зуя) скважинами вскрыты глубокометаморфизованные породы, сходные с зелеными сланцами Южной Добруджи.

Радиологические датировки не позволяют однозначно определить возраст пород нижнего структурного этажа. По данным одних исследователей (М. В. Муратов, Н. П. Семенов, Н. И. Черняк, Л. Г. Плахотный, А. С. Арбузова, П. Д. Букачук и др.), их следует относить к системе байкальской складчатости; данные других исследователей (З. А. Новиков, А. И. Шалимов, В. Г. Данилов и др.) свидетельствуют о более молодом возрасте этой складчатости, возможно, каледонской или герцинской. Вероятнее всего, нижний структурный этаж Скифской плиты сложен байкальскими, переработанными более поздней складчатостью, вплоть до герцинской. Массив древней складчатости протягивается вдоль предгорий Крыма, расширяясь на восток до района Нижнегорска. Согласно гравитационным данным, байкальские складчатые структуры имеют четко выраженное северо-восточное направление, простираются через Новоцарицынский выступ в пределы Азовского

моря. Можно предполагать распространение этого фундамента также в шельфовой зоне Черного и Азовского морей.

Скважинами в районе сел Новоселовка, Красновка, Саки, Гвардейское, Октябрьское, Крыловка, Березовка, Найденовка, Николаевка вскрыты метаморфизованные и дислоцированные осадочные и изверженные породы предположительно позднего палеозоя — раннего мезозоя. Это крайние прогибы и поднятия варисцид, образующие верхний структурный этаж фундамента Скифской плиты. В пределах Равнинного Крыма варисциды слагают основание Тарханкутского вала и Новосоветского поднятия, а также, вероятно, основание северной половины Альминской наложенной впадины. Вероятно, герцинская складчатая система скрыта под водами Азовского моря, продолжаясь через Азовский вал в пределы Предкавказья. В платформенном комплексе Скифской плиты выделяются структурные этажи — среднеюрско-верхнетриасовый, неом-верхнеюрский, альбско-аптский, палеогеново-верхнемеловый и неогеновый. Наличие поперечных зон глубинных разломов обусловило поперечную тектоническую зональность, которая имела большое влияние на распределение мощностей и фаций в процессе осадконакопления в ее пределах.

СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА ГОРНОГО КРЫМА

Относится к среднемезозойским или раннеальпийским (киммерийским) складчатым областям. Располагаясь на юге Крымского полуострова, мегантиклинорий Горного Крыма на севере сочленяется со Скифской плитой по зоне крупного и длительно развивающегося глубинного разлома. В Центральном Крыму часть этой зоны отчетливо устанавливается по геофизическим исследованиям. Южная часть мегантиклинория, а также его западное и восточное окончания погружены под воды Черного моря. Замыкание мегантиклинория Горного Крыма предполагается приблизительно в 60 км западнее Севастополя и на том же расстоянии к юго-востоку от Феодосии. Ядро мегантиклинория сложено породами таврической серии, средней, верхней юры и нижнего мела, а крылья — породами верхов нижнего и верхнего мела, палеогена и неогена. Южная часть ядра и его западное окончание погружены под воды Черного моря.

Слагающие мегантиклинорий горные породы образуют ряд крупных глыбово-складчатых структур — антиклинорий Качинский, Южнобережный, Туакский, синклинорий — Юго-Западный, Восточно-Крымский, Судакский, а также наложенные прогибы северного крыла мегантиклинория в зоне сочленения его со Скифской плитой.

Перечисленные структурные единицы имеют складчато-блоковое строение, обусловленное преимущественным развитием разрывных нарушений разных порядков — от глубинных разломов, определяющих конфигурацию крупных структур, до локальных разрывов, ограничивающих сравнительно небольшие блоки.

Создание структуры не было одноактным и синхронным для всего Горного Крыма, поэтому наблюдается смещенность несогласий в различных частях структуры и некоторая условность структурных уровней. В региональном разрезе можно наметить перерывы: предвентриасовый, предверхнекейловский и предверхнемеловой и соответствующие им структурные этажи — палеозойский, вскрытый только бурением, триасово-среднеюрский, геосинклинальный, верхнеюрско-нижнемеловой орогенный и верхнемеловой — неогеновый платформенный.

Качинский антиклинорий является крупнейшей положительной структурой Горного Крыма. С севера и северо-запада он ограничен Симферопольской (Крымской), а с востока Салгино-Октябрьской зонами глубинных разломов. Юго-западным ограничением Качинского

антиклинория служит зона краевого взброса, входящего в систему Демеджийского продольного разлома глубокого заложения. Западная граница с некоторой долей условности проводится в междуречье рек Бельбек и Черная. Ядерная часть антиклинория сложена флишевыми отложениями верхнего триаса и нижней юры, на крыльях развиты среднеюрские отложения, покрытые на востоке и юге позднеюрскими карбонатными толщами, а на севере — меловыми и палеогеновыми отложениями.

Геофизическими методами установлено, что мощность флишевых отложений составляет 3500—4000 м. Локальными градиентами фиксируется сеть разломов фундамента, причем преобладают северо-восточное и северо-западное направления.

В сильно дислоцированном ядре Качинского антиклинория наблюдается ряд складок — брахиформные синклинали и антиклинали шириной 1—2 км. Чаще всего это нормальные складки, реже — опрокинутые. В верховьях рек Стиля и Каспана, в нижнеюрских породах распространены линейные складки широтного простирания. Широтной складчатостью охвачены и примыкающие к ним среднеюрские отложения, в то время как на южном обрамлении антиклинория среднеюрские породы залегают моноаклинально, а на северо-востоке они образуют пологие брахискладки близмеридионального и северо-восточного простирания.

В долине рек Альма и Бодрак наблюдаются синклинали, на крыльях которых моноаклинально залегают толщи флиша мощностью свыше 1000 м. Широко развита приразломная складчатость. В целом пликативные дислокации играют незначительную роль, в то время как определяющими являются разрывные нарушения, обусловившие мозаично-блоковое строение. Среди разломов северо-восточного направления преобладают взбросы с приподнятыми западными крыльями, в связи с чем к северу на поверхность выходят последовательно все более древние горизонты флишевых толщ. Отмечены также сбросы сложной морфологии. Нарушения северо-западного простирания подразделяются на сбросы и сдвиги. Часть из них не выходит за пределы Качинского антиклинория, другие прослеживаются и в более молодых комплексах.

Нарушения близширотного простирания в целом относятся к самым молодым, хотя им тоже свойственна унаследованность и длительность развития. Формирование Качинского поднятия происходило весьма длительное время — от лэйаса до раннечетвертичного времени. Особо сильные дислокации, сопровождавшиеся вулканической деятельностью, приходяются на начало средней юры.

Южнобережный антиклинорий — крупная и сложно построенная структура на южном склоне Главной гряды Крымских гор — на западе по системе молодых разломов погружается под верхнеюрские известняки, а на востоке сочленяется с Туакским антиклинорием. Южное крыло антиклинория находится ниже уровня моря. Южнобережный синклинорий состоит из отложений таврической серии и средней юры. На всей территории господствуют падения северных румбов и структура его представляется как моноаклиналь, разбитая на ряд блоков; иногда наблюдается сдвигание разреза.

Среди нарушений северо-восточного простирания наиболее характерны взбросы. Крупнейшие из них — Парагельменский и Дегерменкойской — имеют амплитуду вертикальных перемещений до 500 м.

Нарушения северо-западного простирания представлены сбросами: северный — в долине реки Чамны-Бурун, южный — в долине реки Чамны-Бурун. Крупнейшие из них (Кастельский и Чамны-Бурунский) служили подводящими каналами для внедрения магмы в среднеюрское время.

Ядро Туакского антиклинория, сложенное породами таврической серии и средней юры, тянется от пос. Морское до Алушты и далее к

северо-востоку до мыса Кник-Атлама. В его структуре отчетливо выделяются западная и восточная части, различающиеся как характером складчатости, так и ориентировкой и типом разрывных нарушений. Западная часть определяется наличием линейных складок и продольных взбросо- и сбросо-сдвигов. Многие линейно-вытянутые складки различных порядков опрокинуты к северо-востоку с падением осевой поверхности к северо-западу под углом 50—60°. Антиклинали обычно сложены породами верхнего триаса, а сопряженные с ними синклинали — нижней и средней юрой. Складчатость достигла максимальной интенсивности в предверхнеюрское время. Граница между западной и восточной частями Туакского антиклинория проводится по системе сбросо-сдвигов северо-западного простирания. Падение сместителей крутое, горизонтальное перемещение достигает 2—2,5 км. Эта система нарушений является отражением Молбайского разлома глубокого заложения. Она сечет не только Туакское поднятие, но и определяет контур раннемелового бассейна Молбайской котловины к северу от Караби-Яйлы.

Ориентировка разрывных нарушений восточной части Туакского антиклинория преимущественно северо-западная, близширотная. В пределах Карадагской горной группы антиклинорий осложнен крупным Карадагским надвигом. Складчатые структуры восточной части антиклинория представлены линейными складками северо-восточного и широтного простирания двух генераций. Триасово-нижнеюрские породы флишевой формации образуют изоклинальные, часто опрокинутые шележащих верхнеюрских пород карбонатно-терригенной формации. Разломы по отношению к складкам являются чаще всего диагональными. Антиклинали, располагаясь кулисообразно, группируются в три зоны: северную (Суук-Су и Щебетовскую), центральную (Гархангут — Урбаш — Легенерскую) и плохо выраженную южную, карадагскую, зону. Длина антиклиналей — до 15 км, ширина 1—3 км. Антиклинальные зоны разделяются такими же линейными синклиналими — Кизилташской, Кутлакской, Сюрюкаинской, Балалыкской и Чукурской. На восточном переклинальном замыкании Туакского антиклинория находится Приморская (Янышарская) антиклинали, разбитая поперечными сбросами на отдельные блоки. Шарнир складки погружается к востоку, южное крыло и значительная часть ядра находятся в море.

Юго-Западный синклинорий занимает всю западную часть Крымских гор от меридиана Алушты до Балаклавы, включая Байдарскую и Варнаутскую котловины с обрамляющими их хребтами. В его строении принимают участие верхнеюрские и нижнемеловые породы. Между западной и восточной частью существуют различия в литологии и мощности слогающих его отложений, в характере складчатости, типе и морфологии разрывных нарушений. Различия обусловлены неровностями и погружением в западном направлении доверхнеюрского ложа извостинков, связанными с палеотектоническими особенностями.

В поперечном сечении структуры обнаруживается асимметрия. Северное крыло синклинория в результате взброса приподнято на 800 м и в большей части уничтожено эрозией, в связи с чем структура здесь представляется как моноаклиналь. Сохранившиеся останцы северного крыла (горы Басман-Кермен, Бойко, Сютюра и др.) формировались в локальных прогибах и представляют собой конседиментационные синклинали.

За исключением этих конседиментационных складок и единичных мелких складочек, для восточной части синклинория характерны моноаклинально-блоковые структуры с тектоническими нарушениями северо-западного и северо-восточного простирания. Разрывы последнего, продольные относительно господствующего простирания пород, в большин-

стве своем являются взбросами. Наиболее крупный из них — Краевой взброс — прослеживается вдоль границы с Качинским антиклинорием и обрывает северное крыло синклинория.

Нарушения северо-западного простирания представляют собой сбросы и сбросо-сдвиги. Западная часть синклинория, более расширенная и глубокая, характеризуется преобладанием флишевых фаций титона, проявлением в разрезе нижнемеловых отложений, а также наличием как южного, так и северного крыла. Существенно меняется и структурный план — моноклинальное строение яйлинских структур заменяется развитием крупных грабен-синклиналей — Байдарской, Барнаутской и Балаклавской. Северная часть, отделяясь Бечку-Карагачской ветвью Демерджиинского разлома, переходит в моноклинали северо-западного крыла Крымского мегантиклинория.

Восточно-Крымский синклинорий — крупнейшая структура Горно-Крыма — прослеживается от долины р. Салгир до Феодосии. Западным ограничением синклинория является Салгирская депрессия, южным — Туакский антиклинорий. Северная и восточная границы нечеткие. Практически северное крыло прослеживается по цепочке выходов титонских известняков по линии с. Богатое — г. Агармыш.

В строении синклинория участвуют верхнеюрские и нижнемеловые карбонатно-терригенные толщи, а также лежащие в его основании терригенные породы таврической серии и средней юры. В разрезе осадочных пород наблюдается предверхнекелловейское и предтитонское несогласия в основании валанжина и баррема. По набору пород, характеру складчатости, типу и морфологии разрывных нарушений синклинорий можно разделить на западную и восточную части. Для западной части характерны преимущественно карбонатные и грубообломочные породы, моноклинальное северо-западное падение толщ, сбросы и взбросы северо-восточного простирания. На фоне пологого моноклиналиного залегания наблюдаются простые брахиформные складки и флексуорообразные изгибы. На западе система сбросов северо-восточного простирания прослеживается до с. Генеральское.

Севернее располагается Индольский шарнирный взброс, северное крыло которого поднято на 800—900 м, что приводит к почти полному повторению титонского разреза. Нарушения северо-западного простирания, несомненно, по размерам, имеют сдвиговый характер. Восточная часть синклинория тянется от Молбайской котловины до Феодосии и характеризуется довольно сложной складчатостью, обилием разрывных нарушений. Системой пересекающихся взбросов и сбросо-сдвигов структура разбита на несколько крупных блоков.

Северное крыло Восточно-Крымского синклинория представляет собой комплекс отложений от титона до сеномана. Это простая моноклинали, разбитая серией разломов северо-западного и северо-восточного простирания на блоки. В его строении участвуют также верхнемеловые и палеогеновые отложения. Структура здесь определяется близкими нарушениями, которые связаны с заложением Индольского платформенного прогиба. Под осадками последнего погребена значительная часть северного крыла Восточно-Крымского синклинория.

Складчатые дислокации на восточном замыкании синклинория довольно слабые. Южнее близширотного разлома тянется Двужорная симметричная брахисинклинали, осложненная мелкой складчатостью. К северу и востоку от нее залегание пород моноклиналиное.

К северу и востоку от нее залегание пород моноклиналиное. Судакский синклинорий простирается от мыса Ай-Фока до пос. Планерское. Южное его крыло и значительная часть ядра скрыты под водами Черного моря. Крылья сформированы породами байоса, бата, нижнего и среднего келловей. На них с резким несогласием ложатся терригенно-карбонатные отложения верхнего келловей — титона, участвующие в строении складок, осложняющих синклинорий. Раз-

рывная тектоника ослаблена, широко развита линейная складчатость конседиментационного характера. Большинство разрывных нарушений совпадают с простиранием складчатых структур или рассекают их под острым углом.

Сочленение Крымского мегантиклинория со Скифской плитой происходит по зонам глубинных разломов — Крымского (Симферопольского) и Предгорного Крымско-Кавказского (Парпачского). В оротграфическом отношении этой зоне соответствует предгорная града от Севастополя до Феодосии, в пределах которой платформенные образования верхнего мела, палеогена и неогена трансгрессивно ложатся на среднечерные породы, образуя Мекензиево-Гераклескую моноклинали, осложненную грабнями Северной Бухты и р. Черная. Сбросы, ограничивающие их, смещают отложения неогена до 100 м, а по данным электропроводки фиксируются и в породах средней юры. Магниторазведкой выявлены цепочки аномалий, интерпретируемые как вулканические аппараты.

На Керченском полуострове можно выделить три структурных элемента: юго-западную часть — область погружения ядра Крымского мегантиклинория, северную — южное крыло Индоло-Кубанского прогиба, юго-восточную — область прогиба, разделяющего мегантиклинорий Горного Крыма и Б. Кавказа.

Юго-запад Керченского полуострова сложен мощной глинистой толщей майкопа. Более древние породы верхнего мела и эоцена обнаружены лишь в ядрах некоторых антиклиналей восточного и северо-восточного простирания, разделенных пологими синклиналими. Антиклинали асимметричны, расположены кулисообразно и, как правило, в приосевой части осложнены явлениями диапиризма и грязевого вулканизма. Эоцено-меловые ядра складок обычно разбиты поперечными сбросами и сбросо-сдвигами, которые затухают в основании глинистой майкопской толщи. Часто наблюдается несовпадение структурных планов майкопских и подстилающих образований. Некоторые крупные антиклинали фиксируются по геофизическим данным на предполагаемом верхнеюрском горизонте, где имеют то же близширотное простирание. Складчатые структуры юго-западной равнины формируются в период большого перерыва в осадконакоплении в конце олигоцене — начале эоцена. На это указывают малоомощные останцы миоценовых отложений на размытой поверхности майкопских глин.

Север Керченского полуострова, как уже указано, относится к южному борту Индоло-Кубанского прогиба, где осадконакопление произошло в миоцене и плиоцене. Когда сформировалась складчатость юго-западной равнины. В строении участвуют породы среднего миоценового простирания. Выделяется пять антиклинальных зон, расположенных кулисообразно, с широкими синклиналими между ними, сложены ими плиоценово-четвертичными породами. В ядрах антиклиналей обнаружены майкопские глины, подвергшиеся диапиризму и падающие под углами 60—70°. К сводовым частям многих антиклиналей приурочены вдавленные синклинали и грязевой вулканизм. Складкообразование произошло в конце миоцена — начале плиоцена.

Юго-восток Керченского полуострова включает в себя серию складок северо-восточного простирания, состоящую из двух рядов антиклиналей, разделенных синклиналими. В сводах обнажаются отложения конкского горизонта и нижнего сармата, в крыльях — мезотические известняки. Складчатость осложнена малоамплитудными сбросами. Все складки имеют признаки опрокидывания на юго-восток. Между юго-восточным и северным участками полуострова находится площадь спокойного залегания слоев, нарушенных куполовидными антиклина-

лями и пологими синклиналями, в которых локализуются железорудные месторождения.

Складчатые структуры майкопских и вышележащих отложений не соответствуют структурам меловых — эоценовых отложений, которые не имеют линейного характера. Пологие структуры нижних этажей осложнены системой тектонических нарушений с амплитудой до 500 м. Большинство их затухает в майкопских глинах, отражением их является характерная складчатость. По данным ГСЗ и МОВ установлен глубинный Парпачский разлом, разделяющий структуры северной и южной частей Керченского полуострова и выраженный на поверхности разрывом.

СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА З. КАВКАЗА

Основными тектоническими подразделениями восточной части описываемой территории (рис. 3) является ороген Кавказа (именуемый в дальнейшем для удобства изложения З. Кавказом), Западно-Кубанский предгорный прогиб и Скифская Предкавказская плита (западная ее часть).

В структуре З. Кавказа выделяется Новороссийский синклинорий, Псебепско-Гойтхский антиклинорий и Абино-Гунайский синклинорий. Новороссийский синклинорий сложен меловым и палеоцен-эоценовым флишем. От Псебепско-Гойтхского антиклинория он отделен Безепским и Верхнеабисским надвигами, наклоненными на северо-восток под углом около 40°. Ось синклинория поворачивается на северо-запад, в этом же направлении увеличивается мощность мальско-эоценового флиша с 6400 до 9800 м. В пределах синклинория выделяются Анапско-Агойская и Тхабская синклинальные и Семигорская антиклинальная зоны, осложненные разрывными нарушениями. Анапско-Агойская синклинальная зона от Семигорской антиклинальной зоны отделена Вулканским разломом. В ее пределах меловые и палеоцено-эоценовые породы образуют кулисообразно, реже — различно ориентированные пологие складки, осложненные продольными или кососекущими надвигами и взбросами. На западе синклинальной зоны складки становятся более протяженными (до 35—40 км) и широкими, с углами падения крыльев 15—25°.

Семигорская антиклинальная зона имеет небольшую ширину (до 8—10 км). В ее пределах породы раннего мела образуют ряд сжатых кулисообразно расположенных антиклиналей, опрокинутых к югу или северу; их структура осложнена взбросами и надвигами. В бас. р. Нечесухо отмечена веерообразно расходящаяся группа складок с простиранием от широтного до юго-западного.

Тхабская синклинальная зона делится продольными разломами на три подзоны. Северная, именуемая Папайской синклиналью, примыкает к Безепскому разлому. С юга к ней причленяется одноименная антиклиналь, распадающаяся на отдельные складки. Крайне южная — Коцекурская синклиналь, — в южной части которой позднемеловые отложения смяты в симметричные (углы падения крыльев 25—35°) синклинальные складки, западнее р. Пшада принимает форму широкой мулды.

Восточная (Гойтхская) часть Псебепско-Гойтхского антиклинория сложена ранне-среднеюрским вулканогенно-осадовым и позднеюрско-меловым флишем, западная (Псебепская) образована меловым флишем. Псебепско-Гойтхский антиклинорий на севере граничит с Абино-Гунайским синклинорием по Тхамакинскому разлому, на юге по Безепскому разлому его структуры надвинуты на Новороссийский синклинорий. Ширина его не превышает 10—12 км. Он характеризуется кулисообразным расположением складок. В восточной части В. И. Резников

и другие выделяют Совербашскую (северную) и Хребтовую (южную) подзоны, разделенные Планчским, Пластунским и другими разрывными нарушениями. В пределах Совербашской подзоны обнажены отложения поздней юры и мела, образующие пологие синклинали и куполовидные антиклинали, осложненные сбросами, взбросами и надвигами. Длина складок до 10—12, ширина — 4—5 км, крылья наклонены под углом 40—60°.

Хребтовая подзона в структуре Гойтхского антиклинория считается наиболее приподнятой. В ней обнажены вулканогенно-осадовочные отложения ранней и средней юры и флишегенные образования майко-ма-эоцена. Длина складок 4,5—8, ширина 3—4 км. Южные крылья наклонены под углом 30—35, северные — 40—50°. Простирание складок близширотное.

Западная (Псебепская) часть Псебепско-Гойтхского антиклинория включает ряд складок, осложненных продольными разломами. Южные крылья складок более пологие, северные — более крутые (до 60°). Синклинальные складки выполнены позднемеловыми отложениями, формирование которых сопровождалось многочисленными перерывами в осадконакоплении и структурным несогласием. В южном борту антиклинория складки имеют грабеновидную форму и нередко опрокиннуты к югу.

Абино-Гунайский синклинорий отделен от эпигеосинклинальной орогенической зоны Тхамахинской системой разломов, а от Западно-Кубанского предгорного прогиба — Ахтырской системой флексур, осложненных продольными разрывами. По Тхамахинскому разлому, наклоненному на северо-восток под углом 30—80°, Абино-Гунайский синклинорий надвинут на Гойтхский антиклинорий. Система северных крутых флексур и разломов является отражением глубинного Ахтырского разлома, наклоненного на юго-запад. Для Абино-Гунайского синклинория характерен платформенный тип складчатости, отличающейся относительной простотой. Здесь развиты складки грабеновидной или сундучной формы, разбитые продольными или диагональными разломами. Обычно антиклинальные складки имеют малую протяженность и приразломную природу. У некоторых из них северные крылья переходят в моноклиналь. Антиклинали разделены широкими плоскостными синклиналями, распадающимися на отдельные мулды. Зеркало складчатости наклонено в северном направлении.

В пограничной полосе с Индоло-Кубанским передовым прогибом меловые и палеогеновые отложения образуют складки брахиформного типа. Складчатый комплекс перекрыт моноклинально залегающей толщей олигоценовой молассы и только западнее г. Крымск в отложениях олигоцене установлены небольшие диапировые купола.

ИНДОЛО-КУБАНСКИЙ ПЕРЕДОВОЙ ПРОГИБ

С севера ограничен Новогитаровским разломом, отделяющим его от Тимашевской ступени Предкавказской плиты. За южную границу прогиба условно принимается выход на современную поверхность орогенной молассы (майкопской серии). Как предгорный прогиб он формировался в олигоценово-неогеновое время. В генетическом отношении прогиб относится к надразломным структурам с гетерогенным основанием. Относительно разнородные элементы основания предгорного прогиба разделены Ахтырским разломом. По геофизическим данным фундамент орогенной формации сложен допалеозойскими (мощность 10—15 км), герцинскими (8—10 км) и альпийскими доорогенными (около 3 км) образованиями. Глубина залегания кровли палеозойских пород меняется от 9—10 км в срединной части предгорного прогиба до 5—6 км по его периферии.

пологий синклинальный прогиб. Щербиновская зона поднятий включается в ряд антиклиналей, амплитуда наиболее крупной — Щербиновской — 100 м.

Каневская зона локальных поднятий простирается в широтном направлении на 150 км при ширине 10—15 км. Под ней палеозойский фундамент погружен на 5—5,5 км. В состав зоны поднятий входят неосажденные антиклинальные складки. К югу от Каневской зоны поднятий находится так называемая Тимашевская ступень. В ее пределах породы осадочного чехла полого погружаются к югу. С юга ступень ограничена Новотитаровским разломом, за которым расположена мощная толща мезозойских и кайнозойских пород Западно-Кубанского предгорного прогиба. Моноклиналиное залегание пород ступени в редких случаях осложнено погребенными пологими антиклиналями северо-западного простирания.

РАЗЛОМЫ

Особенностью тектоники региона является развитие в нем пересекающихся разломов фундамента различного простирания, оказавших существенное влияние на формирование структур платформенного чехла. Установлены две категории разломов, имеющие различные геологические и геофизические признаки, разную глубину залегания и разное время активизации. Первая категория — поперечная к господствующему северо-западному и широтному простиранию платформенных структур, вторая — продольная. Поперечные разломы близмеридиональные (340—350, 10—20°) — это наиболее крупные тектонические швы (глубинные разломы). Они ограничивают структуры первых порядков (глыбы, зоны), имеющие неодинаковый возраст складчатого фундамента (Евпаторийско-Криворожско-Кременчугский, Орехово-Павлоградский). В большинстве случаев они выражены гравитационными ступенями и линейными магнитными аномалиями геофизических полей, что свидетельствует об их возникновении в доплатформенную стадию развития фундамента. Поперечные разломы северо-восточного (40—50°) простирания также хорошо выражены в геофизических полях в виде вытянутых узких зон магнитных и гравиметрических аномалий или электрометрических ступеней в фундаменте, ограниченных разломами близмеридионального простирания.

Поперечные разломы архейско-раннепротерозойского фундамента в платформенном чехле выражены различно. Разломы северо-восточного (40—50°) простирания влияют на региональное изменение мощностей и состава олигоценово-антропогенных пород; слабее они фиксируются в доолигоценовых породах. Близмеридиональные (340—350 и 10—20°) разломы в осадочном чехле выражены локальными изменениями состава и мощностей новейших (олигоценово-неогеновых) пород; им подчинено направление некоторых участков современных и плиоценово-четвертичных рек.

Продольные разломы пересекают породы фундамента, границы разновозрастных складчатостей архея — раннего протерозоя идут параллельно границам осадочных формаций платформенного чехла и контролируют положение структур. Это свидетельствует о том, что продольные разломы образовались после консолидации фундамента, хотя не исключено, что многие из них были заложены в архея — раннем протерозое и активизировались в платформенную стадию развития. Материалы глубинного сейсмозондирования (ГСЗ) свидетельствуют о значительной глубине залегания близширотных разломов.

Продольные разломы по-разному отражаются в платформенном чехле и поверхности фундамента. Серия разломов простирания 70—80° выражена уступами в поверхности фундамента, выклиниванием или

По кровле майкопских пород Западно-Кубанский прогиб делится Анастасиевско-Троицкой антиклинальной зоной бескорневых диапировых и криптодиапировых складок на Славянско-Рязанскую (северную) и Адаму-Афисскую (южную) впадины. Протяженность северной впадины 120 км, ширина 50 км, южной впадины — соответственно 140 и 20 км.

В районе Таманского полуострова Западно-Кубанский предгорный прогиб сливается с Таманским периклинальным прогибом, который ограничивает с запада структуры орогена Б. Кавказа. Периклинальный прогиб выполнен мощной (более 6000 м) толщей позднепалеозойской молассы. По геофизическим данным глубина залегания палеозойских отложений здесь 9—12 км. Б. Кавказ сочленяется с Таманским прогибом по Анапской флекуре северо-восточного простирания. На глубине ей отвечает крупный поперечный разлом, наклоненный на северо-запад под углом 55°. В Таманском прогибе развиты диапировые структуры, в ядрах которых обычно обнажаются майкопские глины, протыкающие слои миоцена и плиоцена. Ко многим диапирам приурочены грязевые вулканы, корни которых уходят на глубину до 5—8 км. Складки группируются в узкие (1—2 км) зоны широтного простирания. У Черноморского побережья простирание складок круто меняется на близмеридиональное. В современном рельефе антиклинальные зоны образуют валлообразные поднятия, разделенные широкими (2—3 км) плоскостными синклиналями, выполненными плиоценовыми и четвертичными морскими отложениями. К некоторым прогибам приурочены морские лиманы и озера.

АЗОВО-КУБАНСКАЯ ВПАДИНА ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Представляет собой краевую впадину эпикарельской платформы. В ней выделяются добайкальский складчатый фундамент и фанерозойский осадочный чехол. По мнению А. Л. Лунева, здесь следует выделять фанерозойскую краевую впадину (Скифский блок эпикарельской плиты), Ростовский выступ Украинского шита и Днепровско-Мангышлакский авлакоген. Структура складчатого фундамента описываемой территории изучена слабо. Буровыми скважинами фундамент вскрыт на Ростовском выступе шита и во многих местах остальной части Предкавказья. Его наличие предполагается также и по геофизическим материалам. В меловых отложениях Ейской впадины выявлены антиклинальные складки северо-западного простирания, приуроченные к разрывам в фундаменте. Форма складок брахантиклинальная длиной 5—12 и до 3—5 км в ширину. В их строении участвуют породы докембрия, мезозоя и палеоцена — эоцена, иногда и майкопа. Миоценово-антропогенные отложения здесь залегают моноклиналино. Амплитуда складок в нижнемеловых отложениях 30—40 м, глубина залегания фундамента 2100—2300 м.

Южнее Ростовского выступа, в мезозойских и палеоценово-эоценовых отложениях выделена асимметричная Ейская впадина с крутыми южным и пологими северным бортами. Вдоль северной границы впадины располагается Щербиновская, вдоль южной — Каневская антиклинальные зоны. Мезозойские и кайнозойские отложения Ейской впадины на севере перекрывают докембрий Ростовского выступа, на юге они лежат на палеозойских отложениях. Наиболее четко прогиб выделяется по подошве меловых отложений. Верх по разрезу амплитуда прогиба — Шербиновская зона локальных поднятий фиксируется в отложениях триаса, юры, мела и палеоцена — эоцена, в олигоценово-неогеновых отложениях она почти не отражается. Протяженность зоны 80 км, ширина до 14 км, простирание широтное. В ее пределах кровля палеозойских отложений находится на глубине более 2180 м. С юга к ней примыкает

Конкский разлом (рис. 3) прослеживается в широтном направлении с начала в Среднеприднепровском блоке, затем, рассекая зону Орехово-Павлоградского разлома, продолжается на восток до Западно-Приазовского разлома и далее. Разлом заложен, вероятно, в раннем протерозое, потом он неоднократно частично подновлялся. Последнее омоложение синхронно с омоложением Западно-Приазовского разлома, с которым восточная часть Конкского разлома составляет единую ортогональную систему, предопределившую в известной мере развитие Причерноморской впадины, начавшей в позднем мелу интенсивно заполняться осадками. В зоне разлома прослеживаются катаклазиты, мильниты, микроклиновые натровые метасоматиты, повышенная трещиноватость пород; реже фиксируются процессы эпидиотизации и окварцевания. Разлом принадлежит к числу слабо изученных. Некоторые исследователи придают ему значение I порядка, считая его частью планетарной системы, и трассируют его дугообразно через весь Украинский щит.

В. Ф. Киктенко полагает, что она представляет собой систему сближенных разломов, по которым происходило смещение с амплитудой в 30—60 м. Зона разлома хорошо выделяется на карте За в виде отрицательного узкого поля, что связано с процессами катаклаза и трещиноватости, которые привели к размагничиванию пород суперкрустальных толщ. Время заложения разлома, по-видимому, раннепротерозойское. Впоследствии разлом подновлялся, что особенно четко устанавливается по смещению осадочных толщ. Время наиболее позднего его омоложения — средний миоцен.

Черниговский разлом расположен в пределах Салтычанской структуры. Ширина его зоны достигает 3—4 км, простирается он на северо-северо-восток. Разрывными нарушениями высокими порядков зона разбита на отдельные блоки, смещенные друг относительно друга. Разлом, видимо, заложился в раннем протерозое, затем неоднократно подновлялся. В мезозойско-кайнозойских отложениях фиксируется уступ от 70 до 110 м высотой. Плоскость сместителя падает на северо-запад под углом 60—70°. В целом Черниговская зона — это система сближенных разрывов, выполненных ультраосновными породами, карбонатами, сиенитами и альбитами (породы черниговского комплекса).

По геологическим данным, положение Томаковского регионального разлома, выделяемого Г. И. Каляевым по материалам геофизических исследований, не установлен. Как и З. А. Крутиховская, мы предполагаем здесь зону крупного разлома. Фрагменты его, известные как разлом Кужелова, зафиксированы А. А. Гончаром, но, к сожалению, им не описаны. Характер разлома должен быть близок к Днепродзержинскому (за пределами территории), с которым он образует единую диагональную систему.

Милорадовско-Комendanтовская зона выделена в ранее известной более широкой и протяженной Таковско-Лиховской зоне. Она представлена системой мелких разрывов, фиксирующихся телами натровых метасоматитов (пегматитов и пегматоидных гранитов) кировоградско-житомирского комплекса, дайками протерозойских диабазов. Ширина зоны около 5, прослеженная длина до 75 км.

Рогачикский разлом хорошо дешифрируется на космических снимках. Он отвечает в юго-восточном направлении от Конкского разлома и трассируется как линейament в восточной части Причерноморской впадины вплоть до акватории Азовского моря.

Днепровский разлом находится в восточной части Среднеприднепровского блока. От Днепроретровска до широты Девадовского разлома (за пределами района) он фиксируется гравитационной ступенью и резкой сменой магнитного поля, отрицательного на правобережье Днепра и положительного высокой напряженности на левобережье.

Сменой состава платформенных осадков олицетворена — неогена, их линейной деформацией. Это разломы новейшей активизации. Система разломов (280—290°) определяет границы Причерноморской альпийской впадины и ограничивает юрские и меловые грабены южного (активизированного) края Восточно-Европейской платформы. Смена мощностей юрских, меловых и палеогеновых формаций осадочного чехла происходит преимущественно вдоль тектонических уступов фундамента. Систематически контролирует разломов северо-западного простирания (310—320°) контролирует локальные изменения мощностей и выклинивание осадков, выполняющих впадину.

Разрывные нарушения определяют блоковое строение щита. Формирование блоков проходило в различное время от арха до кайнозоя. Блоки I порядка (Среднеприднепровский, Ингуло-Ингулецкий, Приазовский), по-видимому, относятся к протерозою, большинство блоков высших порядков — к позднему протерозою, т. е. к периоду консолидации структур раннепротерозойской геосинклинальной системы. Глубинными разломами I порядка являются Евпаторийско-Криворожско-Кременчугский и Орехово-Павлоградский.

Евпаторийско-Криворожско-Кременчугский разлом разделяет Ингуло-Ингулецкий и Среднеприднепровский блоки и прослеживается за пределами Украинского щита. В геофизических полях он проявляется неоднотипно, в зависимости от состава пересекаемых пород. Так, например, на участке, где преобладают гнейсы, непосредственно разлом фиксируется по четкой гравитационной ступени, на других участках эта ступень смещается, загущиваясь интенсивными локальными аномалиями, обусловленными породами криворожской серии. В магнитном поле разлом прослеживается по линейному полю, разделяющему аномалии двух типов, связанных с образованием ингуло-ингулецкой серии, с одной стороны, и криворожской — с другой. Четко фиксируется зона разлома по данным ГЗС по резкому смещению раздела Мохо. В целом зона имеет сложное строение. Она состоит из серии отдельных разрывов преимущественно западного падения, по которым часто более древние породы надвинуты на образование криворожской серии. Разлом заложился в раннем протерозое и затем неоднократно подновлялся. С ним, вероятно, связаны магматические каналы, обеспечившие излияние ультраосновной магмы, а также характерная приразломная складчатость криворожской серии. Отметим еще современные движения, поскольку блок к западу от разлома поднимается на 10 мм и выше в год.

Орехово-Павлоградский разлом разделяет Среднеприднепровский и Приазовский блоки. Некоторые авторы считают, что этот разлом трассируется далеко за пределы щита на север и юг, в целом протягиваясь на 1200 км. В пределах описываемого региона он не имеет строгого простирания. В магнитном поле хорошо проявляется линейными аномалиями. В гравитационном поле над большей его частью отмечается изменение структуры раздела Моховичича. По данным геолого-геофизических работ катаклазитов и метасоматически измененных пород. Вероятно, полуслой катаклазитов и метасоматически измененных пород. Вероятно, глубинный характер обуславливает приуроченность к нему ряда интрузивных тел.

Региональные разломы II порядка ограничивают отдельные блоки, обособляющиеся в тектонических блоках I порядка. Эти разломы не столь протяженные, как разломы I порядка, но многие из них также имеют глубинный характер. К. Ф. Тяпкин намечает шесть систем взаимосвязанных разломов, однако в геологическом аспекте они не проявляются столь четко, как в геофизическом. К ним отнесены и крупные протяженные разломы с неясной амплитудой перемещения блоков.

Очевидно, разлом относится к неотектоническому типу и время его формирования — кайнозой. Его направление наследует долина р. Днепр. Несмотря на хорошую обнаженность берегов, здесь не наблюдается процессов динамометаморфизма, характерных для архей либо протерозоя. Видимо, разлом представляет собой мощную зону трещиноватости и, возможно, маломплитудных сбросов, благоприятствующих заложению крупной долины. Правда, пространственно к югу от Каховского водохранилища Днепровскому линейamentу, по-видимому, соответствует крупная древняя разломная зона, охватывающая Белозерскую структуру. Характерной особенностью этой зоны в пределах Белозерской структуры является широкое развитие ультрабазитов. Интрузия ультрабазитов (серпентинизированных перидотитов) прослеживается здесь на 15 км, а мощность ее местами достигает 2 км. Ультраосновные породы часто наблюдаются в виде даек и межпластовых интрузий до 10—15 м среди пород разных стратиграфических уровней. Эти факты указывают на наличие разломной зоны глубинного заложения, возможно, оказавшей влияние и на наследующий ее молодой Днепровский разлом. На геологической карте выделены многочисленные разломы, большая часть которых подтверждена геофизическими материалами, а некоторые — и геологическими данными. Системы разломов имеют различное время заложения и активизации. Они являются или определяющими для вышеперечисленных региональных разломов, или образуют самостоятельные системы. Например, на северо-востоке региона прослеживаются разрывы северо-западного направления, фиксирующиеся дайками диабазов позднего протерозоя. По этой же системе происходит смещение и погружение блоков фундамента в сторону Днепровско-Донецкой впадины, что свидетельствует об их, по крайней мере, палеозойском времени обновления.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

В пределах рассматриваемой территории выделяются выработанные (структурно-денудационные) и аккумулятивные формы рельефа (горный и равнинный). Схема геоморфологического районирования показана на рис. 4. Ниже приводятся характеристики основных генетических форм рельефа региона.

Структурный рельеф. Складчато-моноклинальные горы Горного Крыма состоят из трех гряд — Главной, Внутренней и Внешней, разделенных межгрядовыми депрессиями. Крымская горная система образувалась в позднеюрское — раннемеловое время после инверсии геосинклинального режима.

Крымские яйлы представляют собой реликты первичной морской равнины, поднятой новейшими тектоническими движениями на значительную высоту (до 1300—1500 м) и сохранившейся сейчас в виде изолированных равнинных массивов благодаря стойкости слагающих ее известняков, реже — конгломератов; являются останцами поверхности выравнивания мезозойского возраста, созданными комплексной денудацией.

Второе, более низкое плато Крымских яйл сложено также верхнеюрскими породами, осложненными мелкой складчатостью. Остаточные нагорные равнины повторяют простиранние разновозрастных пород северного крыла Крымского мегантиклинория, а отдельные полосы их (в виде изолированных вытянутых останцов) приурочены к определенным по возрасту породам. Морские отложения представляют собой остаточные равнины: мэотиско-нижнепонтические, возвышающиеся на 120—150 м над уровнем моря; сарматские — на 250—300, миоценовые — на 300—350, палеогеновые — на 400—450, поздне-меловые — до 500, раннемеловые — на 550, триасово-юрские — на 600—650 м. В пределах Главной гряды выделяются два уровня верхних яйл: первый — на высотах 1100—1250 м выработан в верхнеюрских — нижнемеловых породах, второй — верхний — до 1500 м, выработан в верхнеюрских отложениях.

Главная гряда Крымских гор протянулась с юго-запада на северо-восток в виде огромной 150-километровой дуги с абсолютной отметкой выше 1000 м (до 1500 м), заметно понижающейся с запада на восток. В западной части она полого сложена юрскими известняками, что обуславливает равнинный характер Крымских яйл, резко контрастирующих с расчленяющими их обрывистыми склонами и глубокими каньонами долин. Поверхность западных яйл осложнена карстом, причем наблюдается приуроченность различных форм его к разновозрастным поверхностям. Самому древнему уровню Крымских яйл отвечают наиболее крупные эрозионно-карстовые котловины и пещеры, а ниже по уровню — преимущественно мелкие воронки различного типа. Далее на восток по мере замещения юрских известняков глинистой флишевой толщей с прослоями известняков и конгломератов характер рельефа заметно меняется. Здесь развиты скалистые гребни и пики, сложенные устойчивыми к выветриванию породами.

Характер рельефа второй и третьей гряд обусловлен геологическим строением: моноклиinally падающие на север породы мела, палеогена и неогена, отличающиеся различной устойчивостью к денудации, обусловили развитие системы куэст, вытянутых в широтном направлении. Куэсты второй гряды сложены известняками мела и палеогена. Северные склоны их пологие, обычно согласные с падением пород, южные — обрывистые высотой до 50—70 м. Гряда с абсолютными отметками 500—590 м хорошо выражена между Севастополем и Симферополем, а в районе Белогорска — до 700 м.

Третья гряда сложена миоценовыми известняками. Южные склоны ее крутые, северные — пологие, постепенно сливаются с поверхностью

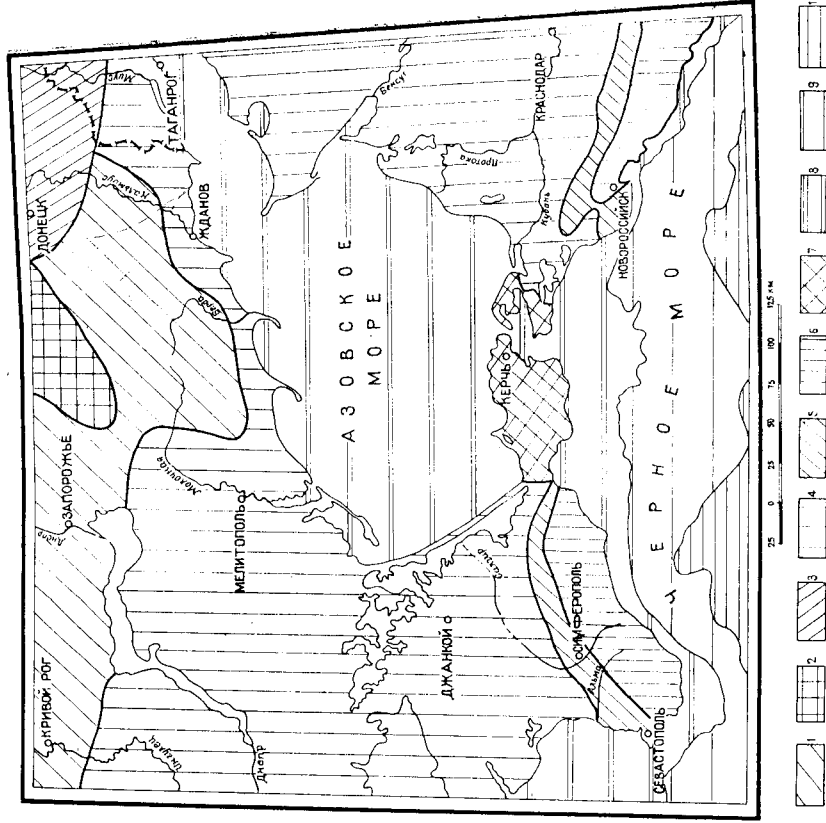


Рис. 4. Схема геоморфологического районирования (сост. В. Г. Чердынченко).

1 — возвышенные пологие денудационные, структурно-денудационные и аккумулятивно-денудационные равнины Украинского щита; 2 — платовые денудационные и аккумулятивные равнины Днепровско-Донецкой впадины; 3 — пологие структурно-денудационные и денудационные расчлененные возвышенные равнины Донецкого края; 4 — платовые денудационные и аккумулятивные равнины Причерноморской и Азово-Кубанской низменностей; 5 — Крымские и Кавказские предгорья — куэстовые гряды и межгрядовые депрессии — отечают северо-западному и северному крыльям Крымского и северному крылу Кавказского метантиклинория; 6 — сложные складчатоглабые сооружения Крыма и Кавказа; 7 — равнины Керченского и Таманского полуостровов; 8 — материковая отмель (шельф) — абразионно-аккумулятивная поверхность (глубина 0—200 м); 9 — материковый склон (глубина 200—2000 м); 10 — дно котловины (глубже 2000 м).

степной равнины. Хорошо развита в западном и восточном Крыму (абсолютные отметки 250—300 м); в центральной части и восточнее долины Булганака — почти не выражена в рельефе и намечается лишь на западе Керченского полуострова в виде Парлачского гребня.

Среднетеррасные, местами низкотеррасные, эрозионно-денудационные формы рельефа характерны для области развития верхнеюрских и мезоценовых флишевых отложений Северо-Западного Кавказа. В центральной и наиболее приподнятой складчатой области (до меридиана Геленджика) преобладают обращенные формы рельефа и попереочное эрозионное расчленение. Антиклинальным структурам соответствуют продольные понижения рельефа, выработанные в отложениях нижнего мела; продольные долины смещены к южному крылу антиклиналей. Синклинальное строение имеют хребты, сложенные верхним мелом; они во многих местах прорезаны реками. Северо-западное окончание флишевой области переходит в предгорную часть северного склона Главного Кавказского хребта и Таманского полуострова. На Черноморском побережье складчатые структуры флишевых пород срезаются древними морскими террасами.

К структурно-денудационному рельефу, образовавшемуся в плиоцене, относится уступ Главной гряды Крымских гор, которые круто обрываются к морю. В плиоцене и в четвертичное время уступ был несколько выложен в результате гравитационных (обвалных и оползневых), а также эрозионных процессов. Начинается он крутыми скалистыми обрывами, у подножия которых наблюдаются крупноглыбовые развалы и целые смещенные массивы. Ниже по склону на глинистых породах средней юры и таврической серии развит сложный эрозионно-холмистый рельеф с характерными узкими извилистыми водоразделами. Выступы от подножия яля к берегу, они разделены глубоко врезанными крутосклонными долинами южных рек. Значительная часть глыбными навалов и перемещенных массивов юрских известняков («Масандровская» свита раннелиценского возраста) местами образует гигантскую «лестницу», сложенную отдельными глыбами (гора Кошка, мыс Ай-Тодор и др.). Вторая группа оползней приурочена к речным долинам и побережью, где местами образует зоны протяженностью несколько километров. Отдельные оползни имеют размеры до 800—1000 м.

Межгрядовые понижения между главной, второй и третьей грядами Горного Крыма, очевидно, разновозрастны, но оба древних уровня возникли в более ранний этап формирования субсеквенного рельефа. Четвертичные долины и связанные с ними молодые формы рельефа пересекают почти под прямым углом эти более ранние формы рельефа, согласные с геологическими структурами.

Наиболее древний уровень аккумулятивных поверхностей приурочен к межгорному понижению между главной и второй грядами Крымских гор. Второй, более низкий уровень аллювиально-делювиально-пролювиальных образований неогенового возраста наблюдается в межгорном понижении от Симферополя до Бахчисарая, между второй и третьей грядами. Он приурочен к полосе палеогеновых отложений. Третья гряда Крымских гор постепенно переходит в предгорную наклонную аккумулятивно-денудационную равнину, постепенно понижающуюся в северном направлении. Она расчленяется многочисленными реками, берущими начало с Крымских гор и впадающими в Черное и Азовское моря. В Предгорном Крыму выделены два разновысотных уровня эолово-делювиальных отложений: нижний, булганакский уровень — аналогом аналогичной свиты Равнинного Крыма. Раннелиценские (?) предгорные таврской выноса (булганакского уровня) прослеживаются в виде речных конусов выноса в области Горного Крыма и сложены валуново-галечными высокими террас в области Горного Крыма и сложены валуново-галечными

матералом на уровне до 200 м над врезками четвертичных долин. По отношению к водораздельным поверхностям Главной гряды они врезаны на 300—400 м. Именно такой высоты, следовательно, были самые высокие отроги Крымских гор к началу плиоцена, а их последующее поднятие до 1500 м произошло за плиоценово-четвертичное время (свыше 1000 м). С уровнем булганакской террасы связаны в Горном Крыму, а особенно на его южном склоне, основные массы глыбовых навалов мессандровской свиты.

К структурно-денудационному рельефу, созданному в результате препарировки складчатых структур, относится юго-западная равнина Керченского полуострова. Она представляет собой слабоволнистую поверхность высотой до 50—80 м над уровнем моря. Пологие возвышенности и холмы, приуроченные к отдельным близиротным антиклиналям, разделены плоскостонными обширными понижениями. Сглаженные формы их связаны со слагающими ее легко размывающимися верхнемайкопскими глинами, залегающими с незначительным наклоном на север в противоположность южному наклону. Уклон равнины, обратный падению пород, связан с позднейшим ее перекосом и выравниванием, начавшимся, видимо, со среднего миоцена и активно продолжавшимся в последующие времена. Южное направление перекоса обусловлено, по-видимому, продолжающимся погружением оси Крымского мегантиклинория в сторону впадины Черного моря. Таким образом, современная поверхность юго-западной равнины Керченского полуострова сформировалась в результате воздействия деловально-пролювиальных потоков, оставивших маломощный покров щебнистых красно-бурых глин; возраст этих глин не моложе раннеплиоценового и не древнее среднемиоценового.

Равнина северо-восточной части Керченского и Таманского полуостровов сформировалась в пределах южного склона широтного Индо-ло-Кубанского прогиба и наложенного на него поперечного (близиротного) Керченско-Таманского периклинального прогиба; представляет собой структурно-денудационную холмистую равнину, элементы рельефа которой четко отражают геологическое строение. Все ее холмы и гребни сложены устойчивыми к денудации известняками и соответствуют многочисленным брахантиклиналям, образующим несколько кулисообразно расположенных зон субиротного простирания на севере равнины и близмеридионального на ее востоке. Высота гребней над равниной достигает 40—70 м, а абсолютная отметка некоторых вершин — 150—180 м. Синклинальным структурам соответствуют низменные участки равнины.

Для большинства сводовых частей антиклинальных структур Керченского и Таманского полуостровов характерны долинообразные понижения — «сдавленности» на вершинах холмов и гребней, иногда до 4—10 км длиной. Они сложены в основном продуктами извержения грязевых сопок, чередующимися со слоями осадочных пород миоценово-плиоценового возраста. Это свидетельствует о том, что сопочные извержения происходили длительное время (имеют место и сейчас), о чем говорят значительные мощности грязевых брекчий (несколько сот метров). Грязевые вулканы приурочены к антиклиналям, имеют конусообразную форму и достигают 30—60 м относительной высоты. Самым крупным действующим грязевым вулканом Керченского полуострова является Джау-Геде высотой до 120 м.

Форма береговой линии севера и востока Керченского полуострова и севера и запада Таманского обусловлена геологическим строением района. Мысы соответствуют антиклиналям, а мелководные заливы и бухты, озера, изолированные от моря песчаными пересыпями, лиманно-морские террасы — синклинальным структурам. Керченский пролив отвечает Керченско-Таманскому поперечному прогибу, наиболее глу-

бокая часть которого, по геофизическим данным, соответствует широте Кизилташского лимана. Структурно-денудационные низкие горы и возвышенности характерны для предгорий З. Кавказа. Низкие хребты и гряды параллельно вытянуты; связаны с выходами устойчивых пород палеогена и неогена. Возвышенности прорезаются многочисленными левыми притоками Кубани и балочной сетью.

К денудационному рельефу в пределах листа относятся: а) пенеленизированные поверхности — мезозойский пенеплен, срезающий складчатые структуры докембрия (Приазовье) и палеогеновый пенеплен, срезающий складчатое герцинское сооружение Донбасса; б) развывающиеся эрозионные склоны, а также равнины с лессовым покровом, в пределах которых преобладают денудационные рельефообразующие процессы.

Цокольный мезозойский пенеплен Приазовского массива, срезающий складчатое докембрийское основание, имеет отметки поверхности до 325 м (Могила Бельмак). Первоначальная пенеленизированная поверхность в настоящее время деформирована, разбита на отдельные участки дифференцированными движениями отдельных блоков. Судя по характеру рельефа, значительным врезам рек, плохой сохранности коры выветривания, малым мощностям красноцветных образований и суглинков на поверхности пенеплена поднятия отдельных блоков были более интенсивными в пределах Приазовского участка Украинского щита по сравнению с Приднепровским.

Наиболее значительными были неотектонические поднятия в современной водораздельной области. Современный рисунок речной сети в пределах Приазовской возвышенности характеризуется значительной сложностью, что связывается с активностью разломов, разделяющих блоки. В некоторых местах наблюдается приуроченность современных долин к фрагментам более древних.

Аккумулятивно-денудационный рельеф характерен для равнин с лессовым покровом, сформировавшимся на денудационных и аккумулятивных поверхностях, менее приподнятых и менее расчлененных по сравнению с денудационными равнинами, несущими лессовый покров. Лессовые породы имеют большие мощности, распространены повсеместно, денудационные процессы приурочены в основном к крайним частям плоских водораздельных пространств на поверхности: а) сарматских и пантических и континентальных средне-верхнеплиоценовых отложений северной части Причерноморской впадины; б) морских сарматских отложений; в) пресноводных средне-верхнеплиоценовых отложений северной части Азово-Кубанского прогиба. Эти равнины формировались в условиях медленного прогибания, сменившегося в четвертичное время слабым поднятием. Лессовидные суглинки перекрывают все отложения. На выдающихся в Азовское море выступах лессовых равнин образуются отвесные берега.

К аккумулятивному рельефу относится рельеф, созданный речной дельтовой и морской аккумуляцией, аккумулирующей продукты плоскостного смыва и размыва временными потоками, а также низменные равнины, сложенные плиоценовыми морскими солоновато-водными и континентальными отложениями, несущие покров лесса. Эти равнины приурочены к областям с нестабильным неотектоническим режимом, на отдельных участках преобладают опускания, благодаря чему подошва лессовых пород здесь залегает ниже уровня моря. На междуречье Днепр — Молочная (южнее широты Каховки — Мелитополя) эрозионное расчленение играет второстепенную роль.

Речные долины юга Украины и Предкавказья, как правило, относятся к типу оформленных — они имеют пойму и ряд надпойменных террас. Количество и относительные высоты надпойменных террас различны.

Долина Днепра на участке Каховка — Запорожье резко меняет характер и направление: меридиональное на участке Днепропетровск — Запорожье, широтное — Запорожье — Никополь и почти меридиональное — Никополь — Каховка. Это связано с прорывом Днепра через Украинский щит в раннем мезоэне вслед за отступающим к югу морем, чему способствовали значительные поднятия в области Украинского щита и Днепропетровско-Донецкой впадины на границе сармата и мезоэна. Для строительства плотины Днепрогэса здесь, в порожистой части долины Днепра, выделяется ряд аккумулятивно-эрозионных и эрозийных террас, в настоящее время затопленных Каховским водохранилищем. Наибольшую ширину имеет мезоэно-раннеплиоценовая терраса, сохранившаяся по обоим берегам четвертичной долины на абсолютных высотах 100—125 м. Она выработана преимущественно в кристаллических породах фундамента и имеет незначительный по мощности (2—5 м) аллювий. На широте Запорожья, в районе впадения Днепра того времени в морской бассейн образовалась широкая дельтовая равнина, сложенная песками, вынесенными Днепром и представляющими собой в основном переотложенные полтавские (среднемиоценовые) пески, постепенно переходящие в морские отложения. На меридиональном участке Днепра также выделяются плиоценовые террасы, имеющие отметки поверхности от 80 до 100—120 м (60—80 м над современным урезом). В пределах Причерноморской низменности Днепр проложил свою долину после отступления раннеплиоценового бассейна.

Речные разновозрастные террасы юга Украины прослеживаются в низовьях рек и переходят в аллювиально-морские равнины.

В речных долинах южного берега Крыма выделяется разное количество террас — для района Судака Н. И. Андрусов описал пять надпойменных террас, М. В. Муратов и Н. И. Николаев — четыре, из которых верхняя отнесена к апшерону, Е. В. Львова и И. Г. Глухов выделили пять, С. И. Варущенко и Л. И. Полканова — три, а В. И. Бабак выделил шесть (не считая двух уровней поймы), из которых шестая отнесена им к плиоцену, пятая сопоставляется с чаудинской морской трансгрессией и отнесена к раннечетвертичной эпохе; четвертая отвечает древневзвинскому времени, третья — карангатскому, вторая — новозввинскому и первая — древнечерноморскому.

Плиоценовые и четвертичные террасы Керченского и Таманского полуостровов располагаются ниже террас остальной части Крымского полуострова. Они очень изменчивы по высоте, что связано с резкой дифференциацией новейших движений в пределах отдельных тектонических структур.

Долина Кубани на ее широтном отрезке имеет три надпойменные террасы. Под лесовидными суглинками залегают пески третьей — нижнечетвертичной террасы Кубани, прослеживающейся до Ахтарского лимана. К западу ее поверхность переходит во вторую среднечетвертичную и первую — позднечетвертичную террасы.

Дельтовые равнины занимают обширные пространства в низовьях Кубани. Современная дельта расчленяется руслами Кубани, Протоки и временно действующих рукавов. На ее поверхности выделяются прирусловые гряды, межгрядовые понижения — озера и заболоченные пространства (плавни).

Овраги и балки являются характернейшим элементом эрозийного процесса. На лесовых равнинах овраги имеют крутые склоны. Обвальные процессы наиболее типичны для южного берега Крыма, а также развиты на береговых обрывах Черного и Азовского морей.

Геоморфология акватории Черного и Азовского морей изучена достаточно хорошо (А. А. Абашин, А. А. Пасынков и другие). В результате эндогенных процессов в Черноморском бассейне образовались

крупные элементы рельефа — материковая отмель (шельф), глубоководная впадина и переходная зона — материковый склон. Глубоководная впадина Черного моря ограничена изобатой 2000 м; здесь полностью отсутствует гранитный слой, поверхность Мохоровичича залегает на глубинах 18—24 км, уменьшается до 5—6 км мощность базальтового слоя. Материковая отмель (шельф) Черного моря ограничена изобатой примерно 200 м. Общая мощность земной коры здесь достигает 35—40 км при суммарной мощности гранитного и базальтового слоев 25—30 км. Поверхность Мохоровичича круто погружается на север, а поверхность кристаллических пород наклонена к центральной части Черного моря. Здесь выявлены многочисленные разрывные нарушения; характерны значительные градиенты аномального гравитационного поля. Материковый склон характеризуется развитием глубоких долин — каньонов шириной до 60—80 м вверху и до 20 м внизу, глубиной до 10—15 м. Уклон склона 5—10, местами до 20 и даже 30°. Сеть каньонов очевидно, является основными путями транспортировки донных осадков на большие глубины.

Черное море связано с Азовским Керченским проливом. Глубина Азовского моря не превышает 14,4 м; в прибрежной части колеблется в пределах 2,5—5 м. На всей акватории развит один генетический тип современного рельефа, созданный морской аккумуляцией. Мощность современных осадков достигает 47 м в центральной части бассейна.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Описываемая территория в целом хорошо изучена. За исключением северной части Крыма, она покрыта комплексной геолого-гидрогеологической съемкой среднего и частично крупного масштабов, составлены гидрогеологические карты мелкого масштаба. Для всех областей УССР, а также для Ростовской области и Краснодарского края изданы карты дастры подземных вод с картами основных водоносных комплексов. Эти материалы обобщены в монографии «Гидрогеология СССР», опубликованной в 1968—1971 гг.

Характеристика водоносных горизонтов, комплексов, зон трещиноватости и водоупорных толщ (всего 28) приводится ниже.

1. **Водоносный горизонт эолово-делювиальных и аллювиально-делювиальных отложений (vd, ad Q) содержит порово-пластовые безнапорные воды в лессах, лессовидных суглинках, супесях мощностью до 35 м.** В Равнинно-Крымском и Азово-Кубанском бассейнах он состоит из двух—трех слоев, разделенных более плотными породами или погребенными почвами. Нижние слои напорные (до 2,8 м). Глубина залегания вод до 30 м. Региональный водоупор отсутствует. Местные водоупоры — плотные разности суглинков, глинооново-нижнечетвертичные, понтические и сарматские глины. Там, где их нет, осуществляется гидравлическая связь с водами неогеновых комплексов и трещиноватой зоны арха — протерозоя. Водосодержащие породы обладают слабой водоотдачей, коэффициенты фильтрации до 2—4 м/сут. Дебиты скважин до 0,1 л/с. Только в скважине у с. Канцеровка (район Каховского водохранилища) дебит 5,6 л/с при понижении 4,9 м. Дебиты колодцев до 0,6 л/с, источников до 0,5 л/с. Минерализация вод 0,4—16,7, у побережья Сивашей до 60—124 г/л; аннионный состав сульфатный, гидрокарбонатный, смешанный, pH 6,8—7,8, общая жесткость 3—162 мг-экв/л. Питание за счет атмосферных осадков и вод оросительных систем. Годовая амплитуда сезонных колебаний уровней 0,2—3,2 м. Разгрузка происходит в низзалегające водоносные горизонты, поверхностные водотоки и водоемы. Воды используются в сельской местности для хозяйственно-бытовых нужд.

2. **Водоносный комплекс аллювиальных отложений (аQ) северной половины территории содержит порово-пластовые воды в песках с гравием и галькой, суглинках, супесях, разделенных прослоями глин, залегающих на водонепроницаемых либо относительно водоупорных породах от архейско-протерозойского до нижнечетвертичного возраста.** Мощность комплекса в поймах до 2, на террасах до 18—40 м. Воды безнапорные, лишь на участках, где аллювий перекрыт суглинками и глинами, приобретают напор 2—9 м, местами до 25 м. Глубина их залегания 0,5—15, редко 50 м. Удельные дебиты скважин 0,01—2 л/с, коэффициенты фильтрации 0,001—55,3 м/сут. В долине Днепра дебиты скважин до 19,6, удельные дебиты 5,2 при средних значениях последних 0,8—1 л/с. Дебиты дренажных скважин до 42,3 л/с при понижении 7,6 м. Воды сульфатные натриевые, гидрокарбонатные кальциевые или смешанного ионного состава с минерализацией 0,1—3, ме-

стами до 13 г/л. Общая жесткость 5—30 мг-экв/л, в долине р. Молочная до 138 мг-экв/л, pH 5,8—8.

В Равнинно-Крымском артезианском бассейне водосодержащие гравийно-галечные и песчаные отложения с прослоями суглинков и глин имеют мощность 1—20 м, местами 40—50 м (реки Черная, Салгир), залегают на водонепроницаемых и слабопроницаемых отложениях от юрского до нижнечетвертичного возраста. Воды безнапорные, местами с напором до 7—13 м. Глубина залегания их 1—25 м. Уровни устанавливаются на глубинах 1—10 м. Удельные дебиты скважин 0,01—30 л/с, коэффициенты фильтрации 1—700 м/сут, водопроводимость от нескольких до 1000 м²/сут, наибольшая — в долинах рек Салгир и Черная. Воды пестрые по ионному составу и минерализации. Напорные воды и воды западного побережья гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 1 г/л, увеличивающейся в долинах рек, впадающих в Азовское море, до 10 м, местами до 23 г/л.

Аллювиальные отложения в долинах рек южного склона Горного Крыма образуют две—три обводненные зоны мощностью 2—10 м, разделенные глинистыми прослойками, напор до 10—25 м. Глубина залегания зон от 1,5 до 20—40 м. Дебиты источников 0,4—10 л/с. Воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,4—0,8 г/л.

В равнинной части С. Кавказа водоносный комплекс приурочен к песчано-глинистым образованиям мощностью до 11—18 м, залегают на глинах плиоцена на глубине 0,4—10 м. Удельные дебиты скважин 0,01—0,9 л/с, коэффициенты фильтрации 0,004—20, чаще до 1 м/сут. Воды пестрые по составу и минерализации. На террасах р. Кубань распространены грунтовые и напорные воды. Первые содержат в суглинках, супесях, песках с прослоями галечников и залегают на глубине до 10—15 м. Мощность водосодержащих отложений от 4—6 до 15—17 м. Дебиты колодцев 0,01—0,5 л/с, скважин — их сотые и десятые доли. На левобережье дебиты источников 0,01—2, редко 3—4 л/с, колодцев до 2—5 л/с при понижениях 1,8—2,4 м. Воды гидрокарбонатные кальциевые или смешанного ионного состава с минерализацией, увеличивающейся к северо-западу от 0,2 до 2,8, местами до 5—10 г/л. Там, где аллювий перекрыт мощной толщей лессовидных суглинков, развиты напорные воды. Водосодержащие гравийно-галечные и песчано-галечные отложения разделены двумя—тремя прослойками глин. Мощность отложений 5—90, эффективная — от 1 до 40—50 м. Глубина залегания напорных вод 21—72 м. Уровни устанавливаются на глубинах от 1—3 до 25—30 м, напоры — от 1—20 (г. Краснодар) до 46—70 м (стан. Троицкая). Дебиты источников 0,05—1, колодцев и скважин от 2—3 до 40, удельные дебиты 1,5—3 л/с. Наиболее водообильные породы прирусловой части правобережья р. Кубань. Дебиты скважин в районе городов Краснодар, Славянский-на-Кубани, станицы Троицкой достигают 36—45, удельные дебиты 3—8,9 л/с. Коэффициенты фильтрации 22—34 м/сут, водопроводимость 150—1180 м²/сут. Воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,3—1 г/л, общей жесткостью 3—7 мг-экв/л.

Аллювий рек, берущих начало на северном склоне Кавказского хребта, представлен валунно-галечниковыми образованиями. Грунтовые воды залегают на глубинах 0,5—3 м. Мощность комплекса 5—45 м. Дебиты источников 1—10 л/с. Воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,3—0,5 г/л.

На Черноморском побережье Кавказа в валунно-галечниковых образованиях мощностью 5—10 м, местами до 20 м, на глубинах от 1—10 до 30—40 м содержатся безнапорные, реже слабнонапорные (до 6—10 м) воды. Удельные дебиты скважин от 0,02—1 до 20 л/с, коэффициенты фильтрации до 40 м/сут. Питание происходит за счет поверхностных вод, атмосферных осадков, подтока вод нижележащих водо-

ной поверхности. Это способствует образованию обширных площадей заболачивания.

Дебиты скважин и колодцев до 1,7, местами до 3 л/с. Коэффициенты фильтрации до 2,9, редко до 9—10 м/сут. Воды пестрого ионного состава от гидрокарбонатных с минерализацией 0,3—0,8 до сульфатных и хлоридных — 4—5 г/л. Вдоль лиманов развиты хлоридные воды с минерализацией до 31—49 г/л. Питание за счет атмосферных осадков, морских, поливных вод и разгрузки нижележащих напорных вод. Амплитуда годовых колебаний уровней до 3 м. Разгрузка осуществляется в поверхностные водооттоки и водоемы, в нижележащие водоносные комплексы и путем испарения. Воды в дельте р. Кубань используются для водоснабжения стаян. Анастасьевской, на остальной территории — для хозяйственно-бытовых нужд сельского населения.

6. Водоносный горизонт средне-верхнеплиоценовых и нижнечетвертичных пролювиально-делювиальных отложений (N_2^{+3} , рdQ₁) распространены отдельными участками в Равнинном Крыму. Суглинки, пески, галечники, гравий мощностью до 15 м содержат порово-пластовые воды. Нижний водоупор — верхне-среднеплиоценовые глины мощностью 3—30 м. Глубина залегания вод 0,4—20 м. Дебиты скважин 0,01—3,8 л/с при понижениях 1,7—4,1 м, дебиты источников 0,1—0,5 л/с. Коэффициенты фильтрации от 0,02—0,9 до 30 м/сут. Водопроницаемость в основном не превышает 5, но местами достигает 140 м²/сут. Воды гидрокарбонатные кальциевые или смешанного ионного состава с минерализацией до 1, к морскому побережью увеличивающейся до 1,5, у Сивашей — до 39,5 г/л (здесь воды становятся хлоридными натриевыми). Питание осуществляется за счет атмосферных осадков, ирригационных вод на полях орошения и инфильтрации из каналов, разгрузка — источниками и путем эксплуатации. Воды используются для орошения и хозяйственно-питьевого водоснабжения г. Феодосия.

7. Водоносный комплекс средне- и верхнеплиоценовых отложений (N_2^{+3}) развит в Причерноморском, Равнинном-Крымском и Азово-Кубанском артезианских бассейнах.

В Причерноморском бассейне он распространен в Приазовье, При-Сивашье, по Черноморскому побережью, в Равнинном Крыму — в порово-пластовых частях Северо-Сивашского, Белогорского и Альминского бассейнов. Порово-пластовые воды содержатся в разнородных песках, песчанниках и галечниках с прослоями глин. Суммарная мощность обводненных пород до 40, в Белогорском бассейне — до 60 м. Глубина залегания их увеличивается к югу от 0 до 85 м (в Белогорском бассейне до 308 м). На севере комплекс залегает первым от поверхности, к югу перекрывается неогено-четвертичными глинами мощностью до 10 м или водоносными четвертичными суглинками, песками. Нижний водоупор — глины плиоцена мощностью до 35 м, в случае их отсутствия комплекс залегает на миоцене или кристаллических породах докембрия, с водами которых гидравлически связан. На севере комплекс безнапорный, к югу приобретает напор до 30 м (на Арабатской стрелке до 307 м). Коэффициенты фильтрации песков 0,04—58, песчаников 0,054—31 м/сут. Водопроницаемость в основном до 50, в Бердянском и 100 м²/сут. Удельные дебиты скважин 0,01—3 л/с. В Бердянском и Причерноморском районах Запорожской области преобладают дебиты скважин 1,5—8 л/с при понижениях 15—20 м. Минерализация вод увеличивается с севера на юг, в Равнинном Крыму на локальных участках до 100 г/л (г. Генчическ); жесткость 5,6—101 мг-экв/л. Ионный состав вод от смешанного до хлоридного натриевого.

На Керченском полуострове отложения среднего и верхнего плиоцена обводнены спорадически в центральных частях мульд. Водоносны

носных горизонтов. Амплитуда сезонных колебаний уровней в естественных условиях 0,5—2 м. В результате интенсивной эксплуатации вод на крупных водозаборах (Краснодарский, Троицкий) образовались депрессионные воронки глубиной до 12—20 м.

Напорные воды аллювиальных отложений долины р. Кубань снабжают крупные хозяйственно-питьевые объекты и являются надежным резервом для более широкого их использования. Грунтовые воды здесь могут служить лишь для хозяйственных целей. Аллювиальными водами рек южных склонов Крыма и Кавказа снабжаются курорты и некоторые населенные пункты, на остальной территории — индивидуальные хозяйства.

3. Водоносный горизонт морских четвертичных отложений (mQ) распространены полосой шириной до 1 км вдоль побережий Азовского, Черного морей, Сивашей и озер морского происхождения. Илы, илистые суглинки, пески, ракушечники мощностью от 0,4 м (в пределах современных пляжей) до 34 м (на косах) содержат порово-пластовые воды. Нижний водоупор — нижне-верхнечетвертичные лиманные суглинки и глины мощностью до 10 м, глины плиоцена и сармата. В местах отсутствия водоупора осуществляется гидравлическая связь с водами нижележащих отложений.

Воды грунтовые с глубиной залегания 0,2—17 м. Дебиты скважин 0,02—0,4, колодцев 0,04—0,3 л/с. В пгт Кирилловка колодец с дебитом 11,1 л/с используется для водоснабжения курорта. Коэффициенты водопроницаемости 1—25 м²/сут. Воды в основном соленые, местами с линзами пресных (Керченский полуостров, Обиточная и Белосарайская косы). Состав их от гидрокарбонатного кальциевого с минерализацией 0,5 г/л до хлоридного натриевого с минерализацией до 71,5 г/л (район Сивашей и Каркинитского залива). Общая жесткость 8—238 мг-экв/л. Режим горизонта зависит от климатических факторов, амплитуда колебаний уровней 0,7—1,5 м, нагонные ветры со стороны моря вызывают подъем их на 2—3 м. Питание за счет атмосферных осадков, морских вод, перелива напорных вод неогена. Разгрузка происходит вдоль побережий. Воды используются для мелкого водоснабжения. На Мисурском полуострове они совместно с водами неогена служат для водоснабжения Таганрога.

4. Воды делювиально-пролювиальных и делювиально-коллювиальных отложений (рd, dcQ) значительно распространены на северных склонах Главной гряды и сравнительно широко на южном берегу Горного Крыма между мысом Форос и Алуштой. Они содержатся в глыбовых, щебневых россыпях и осыпях с примесью песчано-глинистого материала мощностью от 2 до 25—50 м. Единый горизонт отсутствует. Воды поточно-струйчатого характера, грунтовые, местами слабонапорные (до 2 м). Дебиты источников 0,01—3, редко до 40 л/с (г. Сименз). Воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,2—0,7, реже сульфатные и хлоридно-натриевые — до 3,3 г/л. Питание осуществляется за счет трещинно-карстовых вод известняков верхней юры и атмосферных осадков. Воды используются для водоснабжения населенных пунктов и курортов Горного Крыма. Нередко бывают причиной активизации оползней.

5. Водоносный горизонт аллювиально-морских четвертичных отложений (amQ) развит на юге Причерноморья и в дельте р. Кубань. Воды порово-пластового типа содержатся в песках, суглинках, сулесах, песчаных глинах мощностью до 15—18 м. Горизонт подстилается песчано-глинистыми отложениями среднего — верхнего плиоцена, известняками неогена и гидравлически связан с содержащимися в них водами. Воды грунтовые с глубиной залегания 0,4—15 м. В дельте р. Кубань в прибрежной полосе Азовского моря зеркало вод, благодаря подпору их морскими водами, находится у зем-

прослон тонкозернистых глинистых песков (2—20 м), бурых железняков в толще глин. Глубина залегания вод до 52 м. Они безнапорные, редко слабонапорные (до 5 м). Имеют смешанный ионный состав, местами хлоридные натриевые с минерализацией 2—10 г/л. Питание за счет атмосферных осадков, ирригационных вод и нижележащих напорных вод неогена, разгрузка — в морской, частично речной аллювий и низкотечными источниками вдоль берега Азовского моря. Амплитуда годовых колебаний уровней 0,4—0,8 м. В связи с подпором на Каховском водохранилище и под воздействием потерь из оросительных систем на близлежащих участках уровни повышаются до 4,7 м. Воды на большей части Причерноморья и Крымского полуострова практического значения не имеют, используются на юге Запорожской области для водоснабжения Бердянска и многих сел.

В Азово-Кубанском артезианском бассейне водоносные комплексы верхнего плиоцена, кувальника и киммерия на карте условно показаны как единый водоносный комплекс. Каждый из них описывается отдельно.

Отложения верхнего плиоцена представлены краснодарскими слоями в Азово-Кубанском прогибе и таианскими слоями в платформенной части Азово-Кубанского бассейна, где водосодержащие мелко- и тонкозернистые пески, местами с галькой, залегают в интервале 20—80 м. Эффективная мощность их до 20, местами до 60 м. В Западно-Кубанском прогибе водосодержащие разнородные пески залегают от 40 (кровля) до 510 м (подолва). Общая мощность их 100—470, эффективная — 60—180 м. Верхний водоупор — скифские глины (10—40 м), нижний — глины низов верхнего плиоцена и киммерия. Воды напорные. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 1—18 м, в долине р. Кубань скважины самоизливаются с избыточным напором до 5 м. Движение вод на северо-запад и север. Разгружаясь вдоль побережья, они образуют «плавни». Дебиты скважин в таианских песках 1—3, удельные дебиты 0,1—0,3 л/с. Коэффициенты фильтрации 0,5—5 м/сут, водопроницаемость 25—350 м²/сут. Дебиты скважин в краснодарских слоях 8—40, удельные дебиты 0,1—3,9 л/с, наиболее высокие в осевой части прогиба (г. Краснодар, станция Троицкая). Коэффициенты фильтрации 4—12 м/сут. Водопроницаемость 25—1250 м²/сут, пьезопроводность в среднем 1·10⁶ м²/сут. В предгорной полосе (левобережье Кубани) воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,3—0,6 г/л, общей жесткостью 0,4—3 мг-экв/л; в центральной и северной частях прогиба — смешанного состава с минерализацией 0,5—2,3 г/л, общей жесткостью 3,8—6,5 мг-экв/л; на севере бассейна — сульфатные с минерализацией 1,2—2,8 г/л, общей жесткостью 2,2—1,6 мг-экв/л. В районе Ейска на глубине 80—130 м вскрыты хлоридные натриевые сероводородные воды (H₂S 0,02—0,05 г/л), используемые для бальнеологических целей.

Формирование вод происходит в основном в предгорьях Кавказа и на западном склоне Ставропольского поднятия за счет атмосферных осадков, разгрузка — в Азовское море и в долинах рек Маныч, Дон (большая часть в бассейне Кубани). В условиях естественного режима амплитуда сезонных колебаний уровней 0,6—0,9 м. Вследствие интенсивной эксплуатации вод на крупных водозаборах образовались депрессионные воронки глубиной в центральных частях до 18—42 м. Темп снижения уровней 1—4 м в год. В дальнейшем в связи с ежегодным увеличением водоотбора он будет еще интенсивней.

В Западно-Кубанском прогибе верхнеплиоценовый водоносный комплекс — основной источник водоснабжения. Крупные водозаборы и одиночные скважины являются резервом для дальнейшего расширения снабжения юго-западной части Краснодарского края хозяйственной и

питьевой водой, на севере возможно использование рассредоточенных небольших водозаборов и одиночных скважин.

Водосодержащие отложения кувальника представлены мелкозернистыми песками, переслаивающимися с глинами. Количество прослоев песков 2—12, мощность каждого от 1—2 до 10—35 м. Общая мощность от 40—60 на Ейском полуострове до 500 м в Западно-Кубанском прогибе, эффективная — 10—90 м. Верхний водоупор — глины верхнего плиоцена (20—30 м), нижний — глины киммерия. Глубина залегания комплекса до 470 м в прогибе и 20—50 м в платформенной части впадины. Воды напорные (до 400—430 м в центре прогиба). Пьезометрические уровни устанавливаются от 1—23 м ниже поверхности земли до 5—8 м выше. Водообильность и фильтрационные свойства пород увеличиваются с востока на запад, достигая максимальных значений на северо-западе прогиба и Ейском полуострове. Дебиты скважин 2,9—13, удельные дебиты 0,3—1,4 л/с, коэффициенты фильтрации 0,5—13 м/сут, водопроницаемость 25—400 м²/сут. Воды в основном гидрокарбонатные натриевые или смешанного ионного состава с минерализацией 0,4—0,6 г/л, общей жесткостью 0,4—5,6 мг-экв/л; у Таганрогского залива и на севере Ейского полуострова — сульфатные натриевые с минерализацией 1,7—5,7 г/л, общей жесткостью 18—41 мг-экв/л. Питание за счет атмосферных осадков и вод верхнего плиоцена. Движение вод на северо-запад и север. Дренаруются они Азовским морем и долинами рек. Уровненный режим комплекса связан с условиями его эксплуатации. Так, на Краснодарском водозаборе образовалась депрессионная воронка радиусом 23 км и максимальным снижением уровней в центральной части до 24 м (темп снижения их 1,7—2 м в год). Водоносный комплекс в платформенной части бассейна используется преимущественно для хозяйственных нужд и только в районе Краснодара — для централизованного водоснабжения. Водовмещающие породы киммерия представлены разнородными песками, местами песчаниками, полого погужающимися на юг (от 48 до 400 м) в платформенной части впадины и круто — на северных и южных крыльях прогиба (от 20 до 980 м). На юго-западе они широкой полосой выходят под четвертичные отложения. Общая мощность комплекса 40—550, эффективная 20—200 в прогибе и 40—100 м в платформенной части впадины. Кровля и подолва представлены глинами нижнего и среднего плиоцена. Воды напорные с величинной напора в центральной части прогиба до 800 м. Пьезометрические уровни их в естественных условиях устанавливались выше поверхности земли. Направление потока северо-западное. В связи с интенсивной эксплуатацией вод в районе Краснодара сформировалась депрессионная воронка с абсолютными отметками уровня ±5 (в естественных условиях +50 м). Региональное снижение уровней на 5—15 м происходит в районе станций Новотитаровская, Марьянская, г. Славянск-на-Кубани.

Дебиты скважин 1,5—17, удельные дебиты 0,05—1,5, дебиты самоизливающихся скважин 10—15 л/с. Коэффициенты фильтрации 0,4—19 м/сут, водопроницаемость 25—2000 (преобладает 200—600 м²/сут). Воды гидрокарбонатные с минерализацией до 1 г/л, севернее станций Новоминская и Камышевская — смешанного состава, у побережья Азовского моря — хлоридные или сульфатные с минерализацией 1—3 г/л. Питание — в южной части бассейна за счет атмосферных осадков и вод аллювия, разгрузка — в Азовское море. Формирование уровневого режима комплекса обусловлено в основном водоотбором. В многолетнем разрезе происходит снижение уровней на 0,1—0,2, на Краснодарском водозаборе 1,5 м в год.

Киммерийский водоносный комплекс на северо-западе бассейна может служить надежным резервом для расширения существующего водоснабжения, на юге возможность дальнейшего увеличения водоот-

бора ограничена. На Таманском полуострове к средне- и верхнеплиоценовым отложениям синклинали приурочены малые артезианские бассейны; гидравлическая связь между ними отсутствует или затруднена. Нижний водоупор — глины понта, кровля — скифские глины. Разнозернистые пески и ракушечники содержат порово-пластовые воды, залегающие на глубинах от нескольких до 200—300 м. Воды напорные (180—210 м), пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 8—30 м. Дебиты скважин до 2, удельные дебиты до 0,2 л/с, коэффициенты фильтрации 0,3—13 г/л, увеличивающейся к осевым частям синклинали, пресные воды на крыльях антиклиналей у областей питания. Перспективы водоснабжения Таманского полуострова за счет подземных вод очень ограничены. Пуск в эксплуатацию системы за счет поверхностных вод р. Кубань создаст надежный резерв водоснабжения.

8. **Водоносный комплекс понтических отложений (N₂p)** распространен в Азово-Кубанском артезианском бассейне. Известняки-ракушечники, пески, песчаники содержат порово-трещинно-пластовые воды. На Таманском полуострове отложения представлены водоупорными глинами. Нижний водоупор — глины нижней части понта или кровли мзотиса мощностью до 100 м, верхний — глины понта, а в местах их размыта — глины среднего плиоцена. В предгорьях Кавказа комплекс залегает первым от поверхности на глубинах 2—10 м. Дебиты колодезей до 0,1, источников — до 5 л/с. Дебит источника Хан-Чокрак, расположенного в 25 км от г. Анапа в зоне развития закарстованных известняков, 16—52 л/с, минерализация вод 0,6 г/л. В центральной части бассейна глубина залегания комплекса до 1240—1500 м, на севере — 180—275 м (Ейский полуостров). Эффективная мощность до 150—200 м.

Воды напорные. Уровни устанавливаются от 32 м ниже до 30 м выше поверхности земли. Скважины самонезливаются в основном по долинам рек и вблизи Азовского моря. Водопроницаемость отложений 10—100 м²/сут, местами более; дебиты скважин 0,2—41,6 л/с при понижениях 8—34 м, в основном 1,5—5 л/с. На большей части бассейна воды гидрокарбонатные кальциевые или натриевые с минерализацией до 1 г/л. (Севернее долины р. Бейсуг и западнее линии пгт Холмский — станция Марьяновская — Гривенская минерализация их увеличивается). На Ейском полуострове — хлоридные натриевые с минерализацией 11—16, в Западно-Кубанском прогибе до 40 г/л. Вдоль побережья Азовского моря и в наиболее погруженной части бассейна в совместно опробованных отложениях понта и мзотиса в водах с минерализацией 1,7—81 г/л, температурой 28—74 °С содержится иод, бром, бор. Понта имеет за счет атмосферных осадков, вод алювиальных четвертичных и средне-верхнеплиоценовых отложений, разгрузка — в Азовское море и искусственным путем. В местах неглубокого залегания пресные воды используются для водоснабжения мелких населенных пунктов.

9. **Водоносный комплекс сарматских и понтических отложений (N₁s, N₂p)** развит узкой полосой у юго-восточного склона Украинского шита и на севере Азово-Кубанского артезианского бассейна. Подземные воды порово-трещинно-пластового типа приурочены к трещиноватым и кавернозным известнякам, разнозернистым пескам, песчаникам с прослоями глин. Понт на большей части территории имеет высокие гипсометрические уровни и в основном сдренирован. Мощность водосодержащих пород увеличивается с северо-запада на юго-восток от 3—5 до 40—50 м. Глубина залегания комплекса от нескольких метров в долинах рек до 75 на водоразделах, на Бердянской косе до 120 м. На склоне шита комплекс залегает на кристаллических породах докембрия, с водами которых гидравлически связан, на остальной территории — на водоупорных глинах нижнего сармата (5—25 м):

перекрывается водосодержащими или безводными золово-делювиальными лессовидными суглинками, плиоцено-нижнечетвертичными глинами, по долинам рек — водоносным аллювием. В придолинных участках он нередко располагается первым от поверхности. Воды безнапорные, местами с напором до 15—44, на Бердянской косе до 100—120 м. Поток подземных вод направлен к югу. Уровни устанавливаются на глубинах 0—48 м. Дебиты скважин в известняках 0,05—19,2, удельные дебиты 0,04—13,7, расходы источников до 3—4 л/с. Водообильность песков значительно меньше. Дебиты скважин до 2,5, удельные — до 0,5, дебиты источников до 1,2 л/с. Коэффициенты фильтрации 0,06—46,2 м/сут, водопроницаемость 10—75 м²/сут. Воды преимущественно сульфатные, реже хлоридные или смешанного анионного состава с минерализацией 0,4—4,9, чаще 0,7—2,5 г/л, на Бердянской косе — хлоридные натриевые с минерализацией 14,8 г/л. Общая жесткость 9—42 мг-экв/л, pH 7—8,2. Питание — за счет подтока трещинных вод кристаллических пород, атмосферных осадков, а также путем перелива из водоносных горизонтов четвертичных отложений. Разгрузка — в Азовское море, на юго-восточном склоне шита — в плиоценовые отложения и современные морские образования. Годовая амплитуда колебаний уровней 0,4—0,9 м. Воды используются местным населением, промышленными и сельскохозяйственными предприятиями (суточный водозабор до 50—100 м³), на юго-востоке, где развиты трещиноватые и карстовые известняки, осуществляется централизованное водоснабжение Жданова и Таганрога.

10. **Водоносный комплекс сарматских, мзотических и понтических отложений (N₁s, N₂p, N₃p)** развит на большей части Причерноморья, в Равнинном Крыму и на Керченском полуострове, где называется «основным неогеновым комплексом».

На севере Причерноморья отложения понта и мзотиса обводнены спорадически, в центральной части сдренированы и только на юге обводнены полностью. Отложения сармата обводнены повсеместно. На большей части территории они представлены известняками с редкими прослоями песков, глин и содержат трещинно-карстовые воды. В северной и северо-восточной частях у Украинского шита распространены разнозернистые пески, переслаивающиеся с известняками, содержащими порово-трещинно-пластовые воды. В кровле комплекса залегают водопроницаемые отложения от четвертичных до мзотических, на юге — в пределах плиоценовой морской террасы — слабопроницаемые глины среднего и верхнего плиоцена; в подошве — ниже-среднесарматские глины (5—65 м). Воды безнапорные, в пределах плиоценовой террасы — напорные (до 120—140 м). Глубина залегания уровней 0—60 м. Направленные движения вод на юго-запад и юг. Коэффициенты фильтрации песков 0,3—4,5, в долине р. Молочная до 9—11 м/сут. Более проницаемые известняки зоны самой активной циркуляции мощностью 40—50 м. Пористость их от 48—50 % в верхней части до 14—15 % в нижней. Водопроницаемость увеличивается с северо-востока на юго-запад от 50—100 до 1000—5000 м²/сут, на юге между речью Днепр — Молочная достигает 18 тыс. м²/сут. Дебиты скважин в известняках 2,5—24, редко до 100 л/с. Воды разные по качеству на разных площадях. Гидрокарбонатные или смешанного ионного состава с минерализацией 0,2—1 г/л развиты вдоль Каховского водохранилища, в районе Генгичской и Арабатской стрелок; на юго-западе между речью Днепр — Молочная, в центральной и на большей части правобережья Днепра — смешанного состава с минерализацией 1—3 г/л. У Утлюкского и Молочного лиманов минерализация увеличивается до 6 г/л и более, воды хлоридные. Температура их 8—15 °С, pH 6—8,6.

Режим вод находится под воздействием естественных и искусственных факторов. На севере, северо-востоке и востоке естественный режим

ском районе минерализация по отдельным скважинам достигла 2—8,4 по сравнению с первоначальной 0,6—0,9 г/л.

Определяющий фактор формирования режима подземных вод — искусственный (эксплуатационный) водоотбор и инфильтрация ирригационных вод). Естественный режим характерен для небольших участков в области питания. В напорной зоне происходит снижение среднегодовых уровней вод на 0,5—1,9 м, в безнапорной — они колеблются в пределах нескольких десятков сантиметров. Питание — за счет атмосферных осадков и перетока вод средне-верхнепластовых отложений, разгрузка — в Черное и Азовское моря и путем водоотбора из скважин. На Керченском полуострове отложения сармата, мэотиса и понта содержат самостоятельно водонесные горизонты, разделенные выдержанными по простиранию водоупорными глинами.

Водовмещающие породы сармата представлены прослоями ракушечных известняков, песков, реже мергелей среди глин. На поверхности они выходят полосами до 1 км по периферии синклинальных мульд и на крыльях антиклиналей. Верхний и нижний водоупоры (глины низов мэотиса и сармата) выдержаны по простиранию. Мощность водонесных прослоев до 63 м. Воды залегают на глубине 3—166 м. На крыльях синклиналей они грунтовые, при погружении приобретают напор до 83, местами до 140 м. Водообильность пород низкая, удельные дебиты скважин до 2,4 л/с, коэффициенты фильтрации 0,006—5, редко до 23,6 м/сут. Воды смешанного ионного состава, обычно заражены сероводородом. Минерализация их 1,3—9,4, с погружением пластов увеличивается до 10—17 г/л и более. Области питания — на периферии синклиналей. Разгрузка осуществляется в балки источниками и, вероятно, в море на севере и востоке Керченского полуострова. Водонесные горизонты понта и мэотиса приурочены к отдельным мульдам, представляющим обособленные малые артезианские бассейны, имеющие собственные области питания, стока и разгрузки. Для горизонта мэотиса характерна частая литологическая изменчивость пород. У краев мульд разветвения известняки, в центре — разнородные пески. Водонесные отложения подстилаются глинами нижнего мэотиса и верхнего сармата (30—100 м), перекрываются глинами верхнего мэотиса и понта либо киммерийскими глинами и рудными слоями мощностью до 30—50 м. Мощность водонесных прослоев до 136, в среднем 10—40 м. Воды залегают на глубинах 8,6—150 м. На крыльях мульд горизонт безнапорный, к центру приобретает напор 70—124 м. Уровни устанавливаются на глубинах 15—50 м. Местами скважины фонтанируют (высота фонтана 8—15 м), дебиты их до 10, удельные дебиты до 5—6 л/с. Коэффициенты фильтрации 0,02—139, редко превышают 250 м/сут. Воды пестрого ионного состава с минерализацией 0,5—70 г/л. В них (исключая зону пресных вод) присутствуют иод, бром.

Водовмещающие породы понта представлены ракушечными известняками, песками мощностью от 0,6—10 м на крыльях до 18—42 м в центре мульд. Верхний водоупор — глины киммерия или понта (10—25 м), нижний — глины мэотиса (10—25 м). Глубина залегания вод 14—40 м. По периферии мульд они безнапорные, к центру приобретают напор 17—60 м. Уровни устанавливаются на глубинах до 25 м. Удельные дебиты скважин 0,004—0,8 л/с, коэффициенты фильтрации от 0,04—2,7 до 8—12 м/сут. Воды смешанного ионного состава с минерализацией 0,8—6,8 г/л. Питание горизонта за счет вод мэотиса на крыльях мульд. Дренаруются воды Азовским морем.

Комплекс сарматских, мэотических и понтических отложений в Причерноморье, Равнинном Крыму и на Керченском полуострове является основным источником орошения и водоснабжения.

11. Водонесный комплекс сарматских и мэотических отложений (N_{1-5} , N_{1m}) распространен в Азово-Кубанском ар-

нарушен в районах Белозерского железорудного месторождения (размер депрессионной воронки 10×13 км, глубина 2 м) и г. Мелитополь (диаметр воронки 20 км, глубина 1—4 м). Западная часть междулучья Днепр — Молочная находится под воздействием подпора и фильтрация вод из Каховского водохранилища, в районе Северо-Крымского канала на уровне режим влияют инфильтрирующиеся ирригационные воды из каналов. Амплитуда годовых колебаний уровней 0,2—1,1 м, участия в питании осуществляется за счет атмосферных осадков и вод Каховского водохранилища.

В Равнинном Крыму в состав комплекса входят водонесные горизонты: сарматский, распространённый повсеместно, понтический и мэотический, развитые в погруженных частях. Пористые, трещиноватые и закарстованные известняки содержат трещинно-карстовые воды. Кровля комплекса — песчано-глинистые отложения среднего плиоцена. В предгорьях и на Тарханкутском плато известняки неогена выходят на поверхность. Нижний водоупор — ниже-среднесарматские глины мощностью до 60—100 м.

На южном склоне Северо-Сивашского прогиба, Новоселовском и Симферопольском поднятиях, в предгорьях Крыма распространены грунтовые воды с глубиной залегания уровней до 100 м. Мощность вододосаждающих отложений до 60—176 м. С погружением пород к северу воды становятся напорными (до 68 м). Удельные дебиты скважин 0,2—113 л/с. Коэффициенты фильтрации 3—266 м/сут. Водопроводимость от 50—100 до 1000—5000, местами до 20 тыс. м²/сут. Движение вод от предгорий и поднятий на Тарханкутском плато в сторону Черного и Азовского морей.

В погруженных частях бассейна комплекс имеет этапное строение — известняки переслаиваются с глинами. Количество разделяющих слоев глин от одного до трех. Водосодержащие отложения представлены квернозными известняками, содержащими трещинно-карстовые воды, на юго-востоке Индольской впадины — мелкозернистыми кварцевыми песками, песчаниками и детритусовыми известняками, содержащими порово-трещинно-пластовые воды. Мощность водонесных пород 24—200, глубина залегания 60—340 м. Комплекс перекрывается среднеплиоценовыми глинами (20—80 м). Воды напорные, от 20—36 до 339 м (Арабатская стрелка). Удельные дебиты скважин 0,01—35,7 л/с. Водопроводимость 50—5000, местами до 7 тыс. м²/сут. Минерализация повышается в сторону погружения водосодержащих пород. В предгорьях распространены воды гидрокарбонатного или смешанного состава с минерализацией 0,3—0,6 г/л, жесткостью 3,4—6,9 мг-экв/л. В синклиналях минерализация повышается до 3, на прибрежных участках до 5—7, местами до 40 г/л. Напорные воды смешанного ионного состава, местами гидрокарбонатные с минерализацией 0,4—0,9 г/л, жесткостью 2—14 мг-экв/л. На северо-востоке и юго-востоке Равнинного Крыма — с минерализацией 0,3—25 г/л. В связи с усиленной эксплуатацией и развитием орошения происходит изменение их химического состава. В Красноперекопском и Раздольненском районах идет продвижение контура солёности с севера на юг. Практически выведен из строя водонесный комплекс в районе г. Саки, где под влиянием интенсифицированного водоотбора снижаются уровни на 0,1—0,4 м в год и повышается минерализация от 0,5—0,8 до 2,8 г/л. В безнапорной зоне в результате фильтрации из каналов временной оросительной сети происходит вымыв солей из зоны аэрации и повышение минерализации вод комплекса. В напорной зоне снижение уровней комплекса за счет эксплуатации и роста уровней в вышележащем горизонте за счет дополнительного питания, связанного с орошением, привело к перетоку солёных вод из последнего и росту минерализации в комплексе. Так, в Красногвардей-

большой части Причерноморья 50—100, на юге и юго-западе до 600 и более, в Равнинном Крыму 50—230 м²/сут. Пьезопроводность в среднем 1,5·10⁵ м²/сут. Химический состав вод пестрый. На севере Причерноморья воды смешанного ионного состава с минерализацией 1—3, редко до 1 г/л, на юге — хлоридные натриевые с минерализацией 3—37 г/л. В Равнинном Крыму гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией до 1 г/л приурочены к Альминской и Белогорской впадинам, далее на север они ступают к хлоридным натриевым с минерализацией до 4,7 г/л. В погруженных частях газонасыщенность вод до 170 см³/л. Состав газа азотно-метановый. На юге Причерноморья содержится иод, бром, сероводород. Питание происходит за счет атмосферных осадков на севере и северо-востоке в краевых частях Причерноморского бассейна, на юге в предгорьях Крыма и на Гарханкутском плато, местами за счет вод вышележащих комплексов. Разгрузка — в Черное, Азовское моря и путем водоотбора скважинами. Естественный режим комплекса стабильный. В нарушенных условиях годовая амплитуда колебаний уровня 0,4—0,6 м. В результате интенсивной эксплуатации вод в Равнинном Крыму (Альминская впадина, Новоселовское поднятие) уровни их снизились на 8—11 м. Воды используются для водоснабжения на севере, северо-востоке Причерноморья и на значительной части Равнинного Крыма.

На Керченском полуострове отложения среднего миоцена распространены в северной и северо-восточной частях, характеризуются сложным строением, обусловленным развитием диапировых складок и граьевого вулканизма. Большая часть разреза представлена глинами. Водонесные прослои (1—5 м) изветняков, реже песчаников, мергелей, песков, галечников приурочены к отложениям верхнего чокрака и нижнего карагана. Количества прослоев 1—8, суммарная мощность до 155 м. Гидравлическая связь отдельных водоносных прослоев осуществляется по тектоническим нарушениям. Глубина залегания водоносного комплекса от нескольких до 360, местами до 1000 м. Пьезометрические уровни устанавливаются обычно ниже поверхности земли. В местах выхода отложений на поверхность воды безнапорные, по мере погружения приобретают напор до 372 м и более. Удельные дебиты скважин до 2,3, дебиты колодцев и источников до 1,5 л/с. Водопроницаемость 0,1—230 м²/сут. Воды пестрого ионного состава с минерализацией 0,8—30 г/л, температурой от 14—16 до 52 °С, местами содержат сероводород (0,01—0,73 г/л), свободную углекислоту (0,7—1,05 г/л), иод, бром, могут быть использованы в лечебных целях. Питание происходит за счет атмосферных осадков и вод более глубоких горизонтов через «жрела» граязевых вулканов, разгрузка — в антиклиналях и в пределах оз. Чокрак.

В Азово-Кубанском артезианском бассейне песчаники, пески, мергели, известняки-ракушечники, конгломераты, доломиты, переслаивающиеся с глинами, содержат порово-трещинно-пластовые воды. Нижний водоупор — глины майкопской серии, верхний — глины караганского конкского горизонтов, местами нижнего сармата. В Западно-Кубанском прогибе глубина залегания кровли комплекса 2600—2800, в пределах Тимашевской ступени — 1000—1500, севернее Каневско-Березанского поднятия — 50 м. В предгорьях Кавказа, где отложения узкой полосой выходят на поверхность, развиты грунтовые воды, дренирующиеся источниками с дебитами до 1,5 л/с. Общая мощность отложений от 50 м на севере до 600—900 м в Западно-Кубанском прогибе, эффективная — 8—87 м. Воды напорные. В Западно-Кубанском прогибе уровни устанавливаются на 100—200 м выше поверхности земли. Дебиты скважин 0,01—11,1 л/с при понижении уровня на 5—200 м. Водопроницаемость в основном не превышает 10, редко достигает 180 м²/сут. Коэффициенты фильтрации 0,2—5,9 м/сут.

тезианском бассейне. Пески, песчаники, известняки, залегающие в толще глин, содержат порово-трещинно-пластовые воды. На Таманском полуострове сармат и мзотис представлены водоупорными глинами и мергелями.

Вдоль северных и северо-западных предгорий Кавказа воды безнапорные. Глубина залегания их до 15 м. Дренируются источниками с дебитами 0,01—1 л/с. В районе Анапы и станицы Гостагаевской дебиты источников 1,5—7 л/с. Дебиты скважин 2,5—4,4, удельные дебиты 0,1—0,2 л/с. Воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 1 г/л, редко смешанного ионного состава с минерализацией до 2—3 г/л, общей жесткостью 7—10 мг-экв/л.

От предгорий Кавказа к осевой части Западно-Кубанского прогиба кровля комплекса резко погружается до 1600—1800, далее к северу поднимается до 450—550 м. Мощность отложений до 1400 м, эффективная — увеличивается от 20—40 на севере и 60 м на юге бассейна до 500 м в осевой его части. Воды напорные. Уровни устанавливаются от 151 м ниже до 53 м выше земной поверхности. Дебиты скважин 0,01—50,7, удельные дебиты от тысячных долей до 2,5 л/с. Дебиты скважин при самоизливе 1—5, в районе Анапы до 11 л/с. Водопроницаемость от 10—50 на севере до 100—300 м²/сут в центральной части бассейна. Напорные воды хлоридные натриевые с минерализацией от нескольких до 58—77 г/л. Температура их в Западно-Кубанском прогибе до 75 °С и более. В погруженных частях бассейна содержат иод, бор, бром. Питание происходит за счет атмосферных осадков, разгрузка — в Азовское море и искусственным путем. В местах неглубокого залегания пресные воды служат для водоснабжения. В районе Краснодара термальные иодо-бромные воды используются для бальнеологических целей.

12. Толща нижне-среднеарматских отложений (N_{1s-2}), представленная глинами с редкими прослойками мергелей, алевролитов, песков, является региональным водоупором, отделяющим неогеновые водоносные комплексы от нижележащих миоценовых, палеогеновых, меловых и архейско-протерозойских. Мощность глин от 0,5—1,0 м в антиклиналях и зонах выклинивания отложений (север и юг территории распространения) до 80—100 м и более в наиболее погруженных частях, на Керченском полуострове 200—600 м. В предгорьях отложения выходят на земную поверхность.

13. Водонесный комплекс среднемиоценовых отложений ий (N₁²) развит в Причерноморском, Равнинно-Крымском и Азово-Кубанском артезианских бассейнах.

В Причерноморском и Равнинно-Крымском бассейнах песчаники, известняки, пески, конгломераты содержат порово-трещинно-пластовые воды. Мощность отложений до 50—80, местами до 100 м (Альминская и Белогорская впадины), эффективная 1—66 м. Верхний водоупор — глины нижнего сармата мощностью до 50, местами до 90 м (Белогорская впадина); нижний — глины и мергели тортона, олигоцена, верхнего эоцена, майкопской серии — 5—200 м и более. Глубина залегания вод от нескольких до 315 м, наибольшая — на юге Причерноморья и в погруженных частях Северо-Сивашского и Альминского бассейнов. На южных крыльях Альминского и Белогорского бассейнов происходит их дренирование нисходящими источниками. Воды в основном напорные. Напоры от долей метра у Украинского шита до 293 м в Равнинном Крыму. Уровни устанавливаются от 7 м выше до 108 м ниже поверхности земли. Движение вод с севера и северо-запада на юг и юго-запад в Причерноморье и от внешней предгорной гряды Крымских гор на запад, север и северо-восток, в районе Новоселовского поднятия от местной области питания движутся на юг, юго-восток и север. Дебиты скважин 0,7—22, удельные дебиты 0,06—9 л/с. Коэффициенты фильтрации песков 0,2—2,5, известняков 0,4—32 м/сут. Водопроницаемость на

ностью до 1000, в Западно-Кубанском прогибе до 1600, на Таманском полуострове до 2700 м. На северном склоне Гл. Кавказского хребта, полуостровах Таманском, Керченском, Крымском водоупорные отложения выходят на поверхность. В осевой части Западно-Кубанского прогиба глубина залегания их достигает 3000 м.

В Причерноморье аналог майкопских отложений — толща глин, мергелей и глинистых песков эоцено-олигоцена мощностью от 5—10 м на севере до 500 м на юге. Коэффициенты фильтрации водоупорных мергелей $2,5 \cdot 10^{-4}$ — $3,9 \cdot 10^{-4}$, глин $1,7 \cdot 10^{-3}$ — $8,0 \cdot 10^{-4}$, глинистых песков $0,006$ — $0,008$ м/сут. Отложения майкопа в средней и нижней частях разреза часто содержат трещинно-пластовые и порово-пластовые, высоконапорные хлоридные натриевые воды с минерализацией 4—73 г/л, общей жесткостью до 40 мг-экв/л. Дебиты скважин 0,01—5 л/с, на Кавказской площади (С. Кавказ) 55 л/с. В водах присутствуют иод, бром, бор. В газовом составе преобладает метан, местами в значительных количествах содержится сероводород.

На Керченском полуострове и в юго-восточной части Крымского полуострова зона экзогенной трещиноватости глинистой толщи майкопа до глубины 15 м обводнена. Удельные добиты скважин до 0,07 л/с, коэффициенты фильтрации 0,003—0,1 м/сут. Воды хлоридные натриевые с минерализацией 16—55 г/л. Питание их осуществляется за счет атмосферных осадков и вод орошения.

16. Водоносный комплекс палеоценовых и эоценовых отложений (P_1, P_2) развит в Причерноморском, Равнинно-Крымском, Азово-Кубанском артезианских бассейнах.

На севере Причерноморского бассейна порово-трещинно-пластовые воды содержатся в разномеристых песках, песчаниках, известняках, мергелях; к югу, по мере погружения пород, песчаники, известняки, мергели становятся содержащими трещинно-пластовые воды. Верхний водоупор — верхнеэоценовые и нижнеолигоценовые мергелисто-глинистые отложения мощностью от 5—10 м на севере до 500 м на юге, нижний — палеоценовые и верхнемеловые глины и мергели. На севере бассейна обводненные породы палеогена залегают на кристаллических образованиях докембрия, местами на обводненных нижнемеловых песках. Глубина залегания комплекса от 30—50 м на севере до 500 м и более на юге. Мощность песков 5—60 м, мергелисто-известковистых пород до 200 м и более. Эффективная мощность до 50 м. Воды напорные (от 5—25 на севере до 1400 м и более на юге). Глубина залегания уровня не превышает нескольких десятков метров, в долине р. Молочная скважины самонизливаются. Пьезометрическая поверхность комплекса снижается с севера и северо-востока к югу и юго-востоку. В результате интенсивной эксплуатации вод в районе городов Мелитополь, Токмак и других населенных пунктах юга Запорожской области, а также водоотлива на Белозерском железорудном месторождении, в пьезометрической поверхности образовалась депрессия с двумя воронками. На Белозерском месторождении глубина воронки 145 м, размер 45×34 км, в районе Мелитополя глубина 107 м, размер 42×56 км. Общая площадь депрессии около 10 тыс. км², радиус влияния более 100 км.

Коэффициенты фильтрации песков от сотых долей до 40 м/сут, трещиноватых мергелей на локальных участках до 20—30 м/сут. Водопроницаемость от 8—10 до 500 м²/сут. Дебиты скважин до 10—15, местами до 31, удельные дебиты 1—2, редко 5 л/с. Воды гидрокарбонатные и смешанного анионного состава с минерализацией до 1—3 г/л развиты на севере до широты Мелитополя. К югу минерализация резко возрастает. На Северо-Сивашской площади на глубинах 1383—1590 м вскрыта хлоридные натриевые воды с минерализацией 27—28 г/л, температурой 54—65 °С, содержит иод, бром, бор.

В области питания и на глубинах до 300—600 м воды гидрокарбонатные кальциевые или смешанного ионного состава с минерализацией до 3 г/л, в Западно-Кубанском прогибе — хлоридные натриевые с минерализацией 10—25 г/л, температурой более 75 °С. Общая жесткость их 4,6—39,8 мг-экв/л. На южном борту Западно-Кубанского прогиба в водах содержатся иод, бор. Среди растворенных в воде газов преобладают углеводороды (68—97 %) и только на Абино-Украинской и Ахтырской площадях — азот. Питание происходит за счет атмосферных осадков и вод поверхностного стока. Дренаж осуществляется скважинами. Для целей водоснабжения неперспективны. Термальные их разности представляют палеонтологический интерес.

На Таманском полуострове воды среднего миоцена вскрыты скважинами с дебитами 1—5 л/с при самонизливе, местами дренируются источниками с дебитами до 0,05 л/с, хлоридные натриевые с минерализацией 0,8—31 г/л для водоснабжения непригодны.

14. Водоносный комплекс палеоценовых и неогеновых отложений (P, N) распространен в Конкско-Яльнской впадине, на склонах Украинского щита и на границе Донецкого бассейна с Азово-Кубанской впадиной. Он включает отложения понта, мезотиса, сармата, полтавы, среднего миоцена, харьковской, киевской, бучакской свит, местами палеоценовые образования. Порово-трещинно-пластовые воды приурочены к ракушечным известнякам, разномеристым пескам, редко песчаникам, опокам, переслаивающимся с глинами. На правобережье Днепра комплекс обводнен спорадически, что обусловлено частым фаціальным замещением водосодержащих пород водоупорными. Мощность водосодержащих отложений до 100, в центральной части Конкско-Яльнской впадины до 250—290 м. Комплекс перекрывается плоченово-нижнечетвертичными, понтическими, сарматскими глинами мощностью 4—35 м или обводненным эолово-делювиальными суглинками, в долинах рек — водоносным аллювием, образуя с ним единую водоносную систему, местами залегают первым от поверхности, подстилается образованиями докембрия, палеозойскими и меловыми отложениями, с водами которых гидравлически связан. Глубина залегания его до 20—65 м. Воды безнапорные, местами напорные (до 10—20 м и более). Дебиты скважин от 0,01 до 4, удельные дебиты до 0,5—2, добиты источников 0,1—2 л/с. Коэффициенты фильтрации 0,2—26,4 м/сут. Водопроницаемость 10—50, в депрессиях кристаллического фундамента до 100, в глубоких частях Конкско-Яльнской впадины до 500 м²/сут. Воды в основном пестрого анионного состава с минерализацией до 7 г/л. На левобережье Днепра небольшими пятнами распространены сульфатные, гидрокарбонатные или смешанного анионного состава с минерализацией 0,1—1 г/л. Общая жесткость их 3,9—68,9 мг-экв/л, рН 7,1—7,8. Питание происходит за счет атмосферных осадков, подтока трещинных вод кристаллических пород докембрия, вод аллювия и за счет фильтрации вод Каховского водохранилища. Дренируются воды долинами рек, а также карьерами и шахтами Никопольского марганцеворудного бассейна. В нарушенных условиях среднегодовое колебание уровня вод в близлежащих скважинах Каховского водохранилища уровня 0,5—1,5 м. После заполнения повысились на 5—6 м, на расстоянии 2—3 км — на 0,3—0,5 м. Используются для водоснабжения городов Пологи, Гуляйполе и других населенных пунктов Запорожской области.

15. Толща отложений эоцена, олигоцен и майкопской серии (P_2, P_3, P_3-N_1) развита на значительной части территории и является региональным водоупором, разобщающим водоносные комплексы неогена и палеогена. Отложения майкопа представлены плотными глинами с прослоями и линзами нефтеносных, газоносных, водоносных песков, песчаников, аргиллитов и алевролитов общей мощ-

быть связана с отдельными участками Причерноморского и северной части Азово-Кубанского бассейнов.

17. Водоносный комплекс верхнемеловых — палеоценовых отложений (K_2-P_1) распространен в Причерноморье, Равнинном Крыму и на Керченском полуострове. Известняки и песчаники датируются — инкермана содержат трещинно-пластовые и карстово-пластовые воды. Кривля комплекса — глинисто-мергелистая толща палеогена, подошва — глины и мергели верхнего мела.

Вдоль южного склона Внутренней предгорной гряды Крыма, на южном крыле Альминской впадины и на юго-западном крыле Белогорского прогиба отложения выходят на поверхность полосой шириной 1—8 км. Здесь в закарстованных известняках содержатся грунтовые воды. Глубина залегания их до 20 м, дебиты нисходящих источников до 10 л/с. К северу водоносный комплекс резко погружается. Глубина залегания его в Индольской впадине — 2000, в районе Сивашей — 1600, в сторону Украинского цита уменьшается до 700 м. Общая мощность комплекса 10—140, эффективная 5—60 м. Воды высоконапорные, напор до 1800 м (Нижнегорская и Северо-Сивашская площади). Большинство скважин самонизливается. Уровни устанавливаются от 38 м ниже до 131, местами до 372 м выше поверхности земли (Баксальская площадь). Водопроницаемость отложений до 1, в Восточном Присивашье до 130 м²/сут. Водопроницаемость комплекса зависит от трещиноватости и закарстованности пород. Дебиты скважин 6—15 на южном крыле Альминского бассейна, 0,01—0,2 при самоизливе в Северо-Сивашском прогибе, по отдельным скважинам на Глебовской и Северо-Сивашской площадях — 9,5—15 л/с. В областях неглубокого залегания комплекса воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,3—1, которая по мере погружения возрастает до 20—41 г/л. Воды хлоридные натриевые, содержат иод, бром, бор, в газовом составе их преобладает метан, температура у северных и южных границ распространения комплекса до 20, в погруженных частях до 50—70, в Северо-Сивашском и Индольском прогибах 75—100 °С. Питание осуществляется за счет атмосферных осадков и перелива вод из других комплексов. В местах неглубокого залегания воды используются местными населением для хозяйственно-питьевых целей.

18. Водоносный комплекс верхнемеловых отложений (K_2) развит в Причерноморском, Равнинно-Крымском, Азово-Кубанском артезианских бассейнах, Украинском бассейне трещинных вод, системе бассейнов трещинных, пластово-трещинных, пластовых подземных вод Кавказа и на незначительной территории Донецкой гидрогеологической области. На северных и северо-восточных окраинах Причерноморского бассейна он приурочен к пескам, песчанкам сеномана, кампана и маастрихта, залегающим в мощной толще глин и мергельно-меловых пород. Тип скопленных вод порово-трещинно-пластовый. В погруженных частях бассейнов и в предгорьях Крыма трещиноватые мергели, песчаники, известняки с прослоями глин содержат трещинно-пластовые воды. Мощность верхнего мела от 20—200 на севере Причерноморья до 2437 м в погруженных частях Причерноморья и Равнинного Крыма, эффективная — 22—150 м. Верхний водоупор — глины палеогена, глины и мел верхнего мела мощностью до 200 м и более; нижний — глины, аргиллиты и алевролиты апта—альба и верхнего мела мощностью до 140 м. В окраинных частях Причерноморского бассейна комплекс гидравлически связан с выше- и нижележащими комплексами. Глубина залегания вод от 3—250 на севере Причерноморского и южном крыле Равнинно-Крымского бассейнов до 2500—3887 м в погруженных их частях. В предгорьях Крыма воды грунтовые, на остальной площади — напорные (до 2000 м). Уровни их устанавли-

В предгорьях Крыма отложения палеогена безводны. Водосодержание отложения эоцена составляют северный склон Внутренней гряды, распространены в Белогорском бассейне, где местами выходят на поверхность. Известняки, содержащие трещинно-пластовые воды, к северу от предгорий погружаются под мощный водоупор майкопа и постепенно замещаются мергелями и песчаниками. На южных крыльях Белогорского бассейна и синклиниория Восточного Крыма известняки залегают на глубинах 31—261 м. Водообильность их непостоянна, местами они практически безводны. Воды на поднятиях гидрокарбонатные с минерализацией до 1 г/л, на погружениях — хлоридные с минерализацией до 18 г/л, температурой до 23 °С. В местах выходов известняков на поверхность развиты грунтовые воды, залегающие на глубинах до 10 м. На склонах долин рек они дренируются нисходящими источниками с дебитами до 0,5, дебиты скважин 0,2—0,4 л/с. При погружении известняков под мергели верхнего эоцена трещиноватость их уменьшается, резко снижается водообильность, воды становятся напорными. В Альминском бассейне дебиты скважин до 0,55 л/с при понижениях до 60 м. На восточном крыле Симферопольского поднятия глубина залегания кровли известняков 22—417, мощность водосодержащих пород 9—40, напоры до 407 м. Дебиты скважин до 3,3 л/с при понижениях до 2,6 м. На южном склоне Северо-Сивашского прогиба воды вскрыты на глубинах 1400—1700 м. Песчаники, переслаивающиеся с мергелями и глинами, мощностью до 200 м содержат высоконапорные воды. Расходы скважин при самоизливе до 10—20 л/с, температура вод 50—60 °С.

В Азово-Кубанском артезианском бассейне палеоген и эоцен входят на поверхность узкой полосой в предгорьях Кавказа, в Западном-Кубанском прогибе глубина залегания их 3000—4500, на севере бассейна — 90—160 м. Мергели, песчаники, пески, известняки, алевролиты и алевролиты содержат порово-трещинно-пластовые, в предгорьях — трещинно-пластовые воды. В предгорной части дебиты источников до 2,3 л/с. Воды гидрокарбонатные кальциевые и смешанного состава с минерализацией 0,4—1,4 г/л, жесткостью 6—18 мг-экв/л. Общая мощность комплекса от 20—100 в северной части до 1400 м и более в Западном-Кубанском прогибе, эффективная — 50—200 м. Дебиты скважин до 0,5, на севере местами до 3—12,5, удельные дебиты 0,1—1,8 л/с. Некоторые скважины самонизливаются. Коэффициенты фильтрации 0,02—1,4 м/сут, водопроницаемость до 10 м²/сут. Воды в основном хлоридные натриевые с минерализацией 10—35 г/л и более. Температура их в области питания до 20, с погружением пород увеличивается на поверхность до 170 °С, содержат иод и бор. Вблизи выходов комплекса на поверхность в газовом составе преобладает азот, в области погружения — метан (63—93,5 %).

В естественных условиях годовые колебания уровней 0,1—0,8 м. В восточной части Причерноморского бассейна, охваченной воздетствием водоотлива Белозерского месторождения, Мелитопольского и Токмацкого водозаборов, режим горизонта тесно связан с режимом водоотлива и эксплуатации. Питание происходит за счет атмосферных осадков в предгорьях Крыма, Кавказа и в северных частях Причерноморского и Азово-Кубанского бассейнов; за счет вод Каховского водохранилища и трещинных вод кристаллических пород в Приазовье. В местах нарушенного режима происходит переток вод из вышележащих горизонтов. Движение вод от областей питания в сторону Черного и Азовского морей, где, возможно, происходит их разгрузка.

Воды палеогена и эоцена используются в Причерноморье для централизованного водоснабжения, в предгорьях Кавказа и на севере Азово-Кубанского бассейна — для нужд мелких населенных пунктов, в пос. Ахтырский и г. Черноморск Краснодарского края — для лечебных целей. Перспектива расширения использования этих вод может

ваются на глубинах 10—60 м. В погруженных частях бассейнов скважины в основном самоизливаются.

В Причерноморье дебиты скважин от десятых долей до 1,3, местами до 38,2 л/с (г. Мелитополь), максимальный удельный дебит 5,9 л/с. Дебиты источников в Альминском бассейне не превышают сотых долей, в Белогорском достигают 7—8 л/с.

В Судакско-Феодосийской дислоцированной зоне отложения водоносны преимущественно в зоне выветривания. Глубина залегания их 3—70 м. Местами воды напорные. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 0,5—20 м. Дебиты скважин 0,6—1,4 л/с при соответствующих понижениях 6,2—11,4 м. На Керченском полуострове на глубине 1212 м дебит скважин при самоизливе. Водопроницаемость на северо-востоке Причерноморья до 13,9 л/с до 470 м²/сут, в глубоких частях бассейнов до 12 м²/сут.

Воды на северо-востоке Причерноморья и в Равнинном Крыму гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 1 г/л, местами смешанного состава с минерализацией до 3,7 г/л; в областях погружений — хлоридные натриевые с минерализацией до 39—72 г/л. Температура их от 14 °С в предгорьях Крыма и на севере Причерноморья до 130 °С (Карловская площадь, интервал 3387—3447 м) в погруженных частях бассейнов. Содержат иод, бром, бор. Растворенные газы метанового и азотно-метанового состава, в области неглубокого залегания — азотного. Комплекс содержит минеральные воды без специфических компонентов и свойств, сероводородные, углекислые (г. Феодосия) и иодо-бромные (г. Бердянск).

Воды комплекса на северо-востоке Причерноморья и в предгорьях Крыма используются для централизованного водоснабжения; на курортах Бердянск, Феодосия, Евпатория — в лечебных целях.

В Украинском бассейне трещинных вод в Конкско-Яльнской впадине разнородные пески, трещиноватые песчаники и мергели содержат порово-трещинно-пластовые воды. Кровля комплекса — отложения палеогена и неогена, подошва — монолитные мергели и песчаники нижнего мела. Глубина залегания отложений от 15 на северо-востоке впадины до 300—400 м в ее южной части, мощность до 100—120 м. Воды напорные, величина напора 15—310 м. Расходы скважин 0,1—26,6 л/с при понижениях 5—36 м. Коэффициенты фильтрации 1,5—20 м/сут, водопроницаемость до 670—1480 м²/сут. Воды смешанного химического состава, редко хлоридные с минерализацией 0,7—3,5 г/л, используются для местных нужд.

В системе бассейнов трещинных, пластово-трещинных и пластовых подземных вод Б. Кавказа в зоне экзотенной трещиноватости карбонатного флиша (10—50 м), являющейся зоной активного водообмена, развиты безнапорные пластово-трещинные и трещинно-карстовые воды с глубиной залегания до 35 м. Обводненность пород неравномерная. Дебиты источников 0,03—1,5, на закарстованных участках 3—14, дебиты скважин 0,3—0,5 л/с. Воды в основном гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,3—0,5 г/л, общей жесткостью 4—6 мг-экв/л. В зоне тектонической трещиноватости обводненность флишевых толщ обусловлена системами секущих тектонических трещин. Воды этих зон изучены в районе г. Новороссииск. Дебиты скважин, пройденных в Цемесской грабенсинклинали, 7—30 л/с при понижении уровня на 40 м; за ее пределами дебиты снижаются до 1,7 л/с при понижении 51 м. Скважины самоизливаются, высота избыточного напора до 40 м. Воды с минерализацией до 2 г/л гидрокарбонатные или смешанного аннионного состава; 2—10 г/л — хлоридные натриевые, содержат иод, бром, бор. В газовом составе их часто преобладает метан (до 97 %). На участке Новороссииска воды до глубины 1320 м гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 0,6 г/л, температурой на устье скважин 25—35 °С.

В Азово-Кубанском бассейне известняки, мергели, песчаники с прослоями глин содержат трещинно-пластовые воды на глубинах 700—3800 м. Максимальная глубина залегания отложений до 7000, общая мощность до 500—600, эффективная 50—80 м. Пьезометрические уровни вод устанавливаются от 1,4—2 ниже до 40—390 м выше поверхности земли. В погруженной части бассейна дебиты скважин 0,01—1 л/с при понижениях до 450 м, водопроницаемость до 1,8 м²/сут, коэффициенты фильтрации 0,0005—0,02 м/сут. Воды хлоридные натриевые с минерализацией 10—57, местами до 69 г/л. Газовый состав их азотный, азотно-метановый и метановый, температура от 16—25 °С в местах выхода отложений на поверхность, до 100—154 °С в Западно-Кубанском прогибе, содержат иод, бром, бор.

На севере Азово-Кубанского бассейна мергели, мел, песчаники, пески, спонголиты содержат порово-трещинно-пластовые воды. Комплекс залегает на породах нижнего мела, перекрывается отложениями палеогена—неогена, с водами которых гидравлически связан. Глубина залегания кровли от нескольких до 190—225 м. Мощность отложений от 2—10 на северо-западе до 250—335 м на юго-востоке. Уровни вод устанавливаются на глубинах до 60, местами на 1—7 м выше поверхности земли. Напоры от 0,5—49 до 98—238 м. Дебиты скважин от 0,007—0,1 до 18—30, удельные дебиты чаще 1,2—14 л/с. Коэффициенты фильтрации 0,003—17,7 м/сут. Дебиты источников 0,1—4,2 л/с. На севере воды смешанного химического состава с минерализацией 0,5—2,5 г/л, к югу минерализация увеличивается до 20 г/л, воды становятся хлоридными. Питание происходит за счет атмосферных осадков в пределах Кавказа и на севере Азово-Кубанского бассейна, а также вод смежных водоносных комплексов. Разгрузка — на севере территории в вышележащие водопроницаемые отложения. Воды используются для водоснабжения севера Азово-Кубанского бассейна и юга С. Кавказа, где комплекс залегает первым от поверхности.

19. Водоносный комплекс нижнемеловых отложений (К.) развит в Причерноморском, Равнинно-Крымском, Азово-Кубанском артезианских бассейнах, Украинском бассейне трещинных вод (в Конкско-Яльнской впадине) и в системе бассейнов трещинных, пластово-трещинных и пластовых подземных вод Б. Кавказа.

В Причерноморском и Равнинно-Крымском бассейнах южная граница его проходит по выходам нижнего мела на поверхность в предгорьях Крыма, северная — по северному склону Причерноморского бассейна. Пески, песчаники, конгломераты, известняки и галечники северного крыла Причерноморского и южного крыла Равнинно-Крымского бассейнов содержат порово-трещинно-пластовые воды. В погруженных частях бассейнов водоносны песчаники, туфопесчаники, туфы, алевролиты, аргиллиты, содержащие трещинно-пластовые воды.

Глубина залегания комплекса от нескольких метров в предгорьях Крыма и 80—100 м на севере Причерноморья до 3645 м и более в Северо-Сивашском бассейне. Мощность отложений от 45—75 в Молочанской и Ульяновской депрессиях до 2000 м в погруженной части Равнинного Крыма. Эффективная мощность 10—100 м. Верхний водоупор — глины, аргиллиты, алевролиты, известняки апта—альба и верхнего мела мощностью до 140 м. На севере и востоке Причерноморского бассейна, где альбские глины замещены песками и песчаниками, водоносный комплекс гидравлически связан с вышележащими. Нижний водоупор — глины низов неокома, верхней юры, флиш средней юры и таурической серии, глинисто-углистые сланцы палеозоя, продукты разрушения кристаллических пород. В тектонически нарушенных участках существует взаимосвязь с трещинными водами кристаллических пород докембрия и трещинно-карстовыми водами верхней юры. В предгорьях Крыма воды безнапорные, на остальной территории — напорные. Напо-

а к югу резко они уменьшаются до 1500—1200 м. Общая мощность отложений 500—700 м, эффективная 6—25 м. Коэффициенты фильтрации 0,003—4,6 м/сут, пьезопродность $2 \cdot 10^3$ — $4 \cdot 10^5$ м²/сут. Водопроницаемость в основном до 10, в предгорной полосе 10—50, на севере бассейна более 50 м²/сут. Дебиты скважин 0,03—26 л/с при понижении 10—170 м. Минерализация вод увеличивается к северу от 0,8 до 75 г/л (Староминская площадь), преобладают хлоридные натриевые метановые. В глубокой части Западно-Кубанского прогиба предполагается температура в кровле комплекса 220—230 °С. Воды содержат иод, бром, бор. Питание осуществляется за счет атмосферных осадков и вод поверхностного стока. Движение потока на север и северо-запад. Разгрузка — в вышележащие водоносные комплексы по зонам тектонических нарушений. Для водоснабжения пригодны только воды в области поверхностного распространения и зоне неглубокого залегания; минеральные проявления представляют бальнеологический интерес.

20. Водоносная зона трещиноватости верхнеюрских отложений ($\frac{1}{3}$) распространена в пределах Главной гряды Горного Крыма и на незначительной территории северо-западного склона на Кавказском хребта. В Равнинно-Крымском и Азово-Кубанском артезианских бассейнах водоносность отложений юры изучена слабо. В Равнинном Крыму напорные пластово-трещинные хлоридные воды с минерализацией 83 г/л вскрыты на Новоселовском поднятии в интервале 1238—1338 м. На южном борту Западно-Кубанского прогиба на глубине 5357—5390 м хлоридные с минерализацией 48 г/л, содержащие иод, бром, бор. На Кавказе к песчаникам, известнякам, доломитам, мергелям верхней юры приурочены источники с дебитами до 0,8 л/с. Воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,3—0,9 г/л, практического значения не имеют.

Верхняя юра Главной гряды Крымских гор мощностью до нескольких километров представлена преимущественно карбонатными комплексами оксфорда—кимериджа и титона. Водоупорное основание — глинистые сланцы бата—келовея, средней юры и таврической серии. Воды концентрируются как на постоянном водоупоре, так и выше него, образуя несколько этажей или горизонтов стока. В Главной гряде выделяется ряд бассейнов трещинно-карстовых и пластово-трещинных вод, которые не имеют или имеют очень незначительную гидравлическую связь между собой.

В Ай-Петринском бассейне, расположенном на юго-западе гряды, породы сильно закарстованы. Трещинно-карстовые воды безнапорные с глубиной залегания 400—700 м. На южном и северном склонах бассейна выходит большое количество источников, среди них ист. Хаста-Баш с дебитом от 10 л/с до нескольких тысяч. На юго-западе бассейна основной поток вод идет в сторону Байдарской долины, где подоснова верхней юры залегают на глубине 800—1200 м ниже уровня моря. В Байдарской долине воды напорные (до 650 м). Удельные дебиты скважин от 0,1 до 5—6 л/с. Разгружаясь на склонах, воды дают начало 206 постоянно действующим источникам с суммарным среднегодовым расходом 247,8 тыс. м³/сут.

В Никитском бассейне закарстованность пород слабее. Основная разгрузка идет на юго-западном склоне, где выходят Массандровский водопад и Галерея Сикорского с максимальным расходом 2,3 тыс. л/с, минимальным — 30—40 л/с.

В Бауганском бассейне обводненные породы мощностью 300—500 м залегают на глубине 200—400 м. Трещинно-карстовые воды разгружаются на южных и северных склонах 188 источниками со среднегодовым расходом 42 тыс. м³/сут.

В Чатыр-Дагском бассейне воды залегают на глубине более 150 м. Разгружаются на юго-юго-восточном склоне 29 источниками с общим

ры увеличиваются от периферии бассейнов к осевым частям от нескольких десятков до 2500 м и более. В северной части Причерноморья уровни устанавливаются на глубине 3—50 м, в южной и на большей части Равнинного Крыма — на 30—130 м выше поверхности земли.

В Причерноморье коэффициенты фильтрации песков от долей до 10—14 м/сут, водопроницаемость от 5—10 до 500—600 м²/сут. Дебиты скважин в Ульяновской и Молочанской депрессиях 14—27, удельные дебиты до 3,4 л/с. На Симферопольском поднятии и в Альминском бассейне дебиты скважин при самозливе 0,022—23, в Писивашье и на Новоселовском поднятии 0,06—15, удельные дебиты 0,002—0,2 л/с. Дебиты источников в Горном Крыму 0,01—2, местами до 7 л/с.

В предгорьях Крыма воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,4—1 г/л, на Симферопольском поднятии и в Белогорском бассейне — сульфатные кальциевые или натриевые с минерализацией 2—23, на севере Причерноморья — смешанного ионного состава с минерализацией 0,6—11, на юге Причерноморья и севере Равнинного Крыма — хлоридные натриевые с минерализацией 20—83 г/л. Температура их на изливе увеличивается от 11—17 в предгорьях Крыма и северной части Причерноморья до 58—76 °С в районе Новоселовского поднятия и на южном борту Северо-Сивашского бассейна, где пластовая температура выше 100 °С. Воды содержат иод, бром, бор, в районе Евпатории — сероводород. В глубоких частях бассейна имеют высокую степень метаморфизации (0,77—0,86). В области выхода отложений на поверхность состав растворенных газов метаново-азотный и азотный, на погружении метановый, редко метаново-азотно-углекислый. В Евпатории вскрыта локальная область распространения хлоридных вод азотного состава.

Естественный режим комплекса устойчив. На севере Причерноморья под воздействием шахтного водоотлива и водоотбора уровни его снижены на 184 м. Питание происходит в предгорьях Крыма и на севере Причерноморья за счет атмосферных осадков и трещинно-карстовых вод верхней юры. Разгрузка осуществляется в районе Сивашей по разломам через вышележащие отложения. В предгорьях Крыма воды используются для водоснабжения. На северо-востоке Причерноморья они также могут быть надежным его источником. В городах Евпатория, Саки, Феодосия служат для бальнеологических целей.

В Конско-Ялынской впадине пески, песчаники, алевролиты содержат порово-трещинно-пластовые воды. Глубина залегания отложений 58—300 м, мощность в среднем 20—30 м. Воды напорные (32—42 м). Уровни устанавливаются на глубинах 34—45 м. Водоносный комплекс опробовался в основном совместно с верхнемеловым. Дебиты скважин до 0,9 л/с при понижении до 25 м, коэффициенты фильтрации 0,02—0,25 м/сут. Питание происходит за счет подтока трещинных вод каменноугольных отложений и кристаллических пород докембрия, разгрузка — в вышележащие водоносные комплексы. Практического значения воды не имеют.

В системе бассейнов подземных вод Б. Кавказа и Азово-Кубанском водосодержащие песчаники, конгломераты, известняки залегают в виде прослоев в мощной толще глин (до 4—5 тыс. м). В складчатой области Б. Кавказа тип скопления вод пластово-трещинный. Дебиты источников от тысячных и сотых долей до 0,3—0,5, местами до 2 л/с. Воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,3—0,6 г/л, генетически связаны с тектоническими нарушениями; гидрокарбонатные натриевые или хлоридные натриевые с минерализацией до 10—22 г/л, содержат иод, бром, бор.

В Азово-Кубанском бассейне развиты трещинно-пластовые воды. Наибольшие вскрытые скважинами глубины залегания их в Азово-Кубанском прогибе (Медведовская площадь, 4390 м). К северу постепенно

среднегодовым расходом 21,4, на северном — одним источником Аян-Чатыр-Даг со среднегодовым расходом 36,5 тыс. м³/сут.

В Демерджи-Долгоруковском-Карабийском бассейне, занимающем всю восточную часть Главной гряды, обводненные зоны мощностью до 126 м залегают на глубине 38—93 м. Удельные дебиты скважин 4,6 л/с. Разгрузка трещинно-карстовых вод осуществляется на южном и северном склонах нисходящими источниками. Наиболее крупный из них Карасу-Баши со среднегодовым расходом до 100 тыс. м³/сут дренирует почти весь массив Караби-Яйла. В Агармышском бассейне, расположенном севернее Старого Крыма, глубина залегания обводненных зон 65—320 м. Дебиты скважин 0,03—2 л/с.

Воды верхней юры в основном пресные гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,2—0,5 г/л, температурой 7—14 °С. При проходке водоводного туннеля Ялта—Счастливое были вскрыты сульфатно-натриевые воды с минерализацией 4—9,3 г/л, через два года понизившейся до 1,6—0,7 г/л (минеральная вода известна под названием «Ялтинская»).

У с. Бабенково в известняках на глубине 728 м вскрыты напорные азотно-метановые воды с температурой на изливе 38,2 °С и минерализацией 1,8 г/л. В восточной части Горного Крыма локально распространены подземные воды пестрого химического состава.

Для всех вышеописанных бассейнов трещинно-карстовых и пластово-трещинных вод Главной гряды характерна крайняя неравномерность обводнения трещиноватых и закарстованных пород. Вершины и верхняя часть склонов Главной гряды являются областью питания подземных вод за счет инфильтрации и инфлюации атмосферных осадков, средняя часть склонов — областью накопления, нижняя — областью разгрузки посредством естественного дренирования. Сток карстовых вод возмужен и непосредственно в море. Основная разгрузка происходит в зонах тектонических нарушений через 640 источников с суммарным среднегодовым расходом 531,7 тыс. м³/сут, из которого 328,3 тыс. м³/сут разгружается через восемь наиболее крупных источников (Карасу-Баши, Масандровский водопад, Хаста-Баш, Склея, Пания, Карстовый, Джур-Джур, Красные Пешеры). Пятая часть этого объема разгружается на южном склоне. Такое распределение стока предопределяет необходимость аккумуляции вод в водохранилищах и переброски их на южный склон для обеспечения водой курортной зоны. Общей закономерностью режима подземных вод является хорошо выраженный сезонный ход уровней. Наивысшее положение их и максимальные дебиты источников — весной, минимальные — в конце лета и осенью.

Трещинно-карстовые и пластово-трещинные воды верхней юры Горного Крыма — основной источник водоснабжения многих населенных пунктов (города Симферополь, Ялта, Феодосия, Бахчисарай) и курортов южного берега Крыма. Естественные ресурсы (среднегодовой многолетний расход источников) их 346,4 тыс. м³/сут.

21. Водоупорные отложения таврической серии и средней юры (Т₃—J₁; J₂) распространены в Горном Крыму и представлены сильнодислоцированными алевролитами, аргиллитами и про-стыми песчаниками, аргилито-песчаниковым флишем, глинами, конгломератами и вулканогенно-осадочными породами — туфопесчаниками, туффитами. На поверхность они выходят на южном и северном склонах Главной гряды. Мощность средней юры 2000 м и более, таврической серии — предположительно 1500—2000 м. В выветрелой зоне отложения по трещинам слабопроницаемы. Так, в Ялте в таврической серии на глубинах 700—800, 1300, 1900—2000 и 2257 м вскрыты высоконапорные воды с минерализацией соответственно 40,8; 48,3; 38,9 и 47,3 г/л. С глубины 2257 м изливались азотные воды с дебитом 0,01 л/с и температурой 77 °С. На Бешуйском месторождении каменного угля в толще

аргиллитов и песчаников средней юры на глубине 160—260 м вскрыты гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией 1—1,5 г/л и дебитом при самоизливе до 0,11 л/с. В Равнинном Крыму в с. Белоглинками вскрыты воды с суммарным дебитом при самоизливе 2—3 л/с. На северном склоне Главной гряды к таврической серии приурочен источник Аджису (Черные воды), минерализация вод которого 4 г/л, в состав газов входят азот, метан, сероводород. Воды используются для бальнеолечения. В районе Ялты источник «Меллас» дренирует сульфатно-кальциевые воды с минерализацией 1,9—2,1 г/л, которые используются как лечебные. Воды таврической серии и средней юры представляют интерес только как минеральные лечебные.

22. Водоносный комплекс верхнетриасовых отложений (Т₃) развит на южной окраине Донецкой гидрогеологической складчатой области. Подземные воды порово-трещинно-пластового типа приурочены к разнородным рыхлым песчанкам, конгломератам, переслаивающимся с глинами, алевролитами. Мощность отложений 50—330 м, отдельных водоносных прослоев до 30 м, глубина залегания 25—150 м. Комплекс залегают на каменноугольных отложениях, перекрывается отложениями верхнего мела. Воды напорные (11—70 м). Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах до 33 м. Дебиты скважин в крупнозернистых песчанках и конгломератах нижней части комплекса 2,4—3,2, удельные дебиты 0,2—0,5 л/с, коэффициенты фильтрации 1—3,5 м/сут. Дебиты скважин в глинистых песчанках верхней части до 0,1, удельные дебиты 0,01—0,03 л/с. Воды смешанно-инноного состава с минерализацией 1—3 г/л, общей жесткостью 9,2—23,7 мг-экв/л. Реакция их слабощелочная.

Воды верхнего триаса в связи с их неударительным качеством в настоящее время не эксплуатируются, но в условиях Донбасса могут использоваться для местного водоснабжения.

23. Водоносная зона трещиноватости каменноугольных отложений (С) развита в пределах Донецкой гидрогеологической складчатой области и приурочена к мощной толще (до 7000 м) дислоцированных пород, представленных аргиллитами, алевролитами, переслаивающимися с песчаниками, известняками и пластами каменного угля. Пластово-трещинные воды приурочены к песчанкам и известнякам. Мощность известняков до 5, редко до 9—15 м, песчаников до 80, чаще 8—20 м. Мощность трещиноватой зоны увеличивается с юга на север от нескольких десятков метров до нескольких километров.

Водосодержащие отложения залегают на известняковой толще нижнего карбона. В открытой части Донбасса они выходят на земную поверхность или перекрыты четвертичными и полтавскими отложениями мощностью до 25—30 км; к западу, югу и востоку — погружаются под толщу (до 700—800 м) мезо-кайнозоя. В зоне выветривания (40—70, местами до 100 м) все литологические разности отложений трещиноватые и образуют единую водоносную зону со свободной поверхностью, гидравлически связанную с вышележащими водоносными комплексами. Ниже зоны выветривания водоносны трещиноватые песчаники и известняки. Гидравлическая связь между отдельными пластами осуществляется по тектоническим нарушениям. Воды напорные (от 25 до 450 м и более). Уровни вод устанавливаются на глубинах от 1—2 до 60 м. Песчаники и известняки обладают повышенной водообильностью в зонах выветривания и тектонических разломов. Дебиты скважин 0,5—5,4, удельные дебиты 0,01—0,4, дебиты источников до 2, дебиты скважин в песчано-глинистых сланцах 0,04—1,3 л/с при понижении уровней на 18—24 м, коэффициенты фильтрации 0,006—10,8 м/сут. Дебиты скважин в песчаниках и известняках на глубинах 95—1050 м до 0,5, метров.

удельные дебиты до 0,2 л/с. Коэффициенты фильтрации 0,001—0,007 м³/сут. Общие притоки вод в шахты до 245 м³/ч. Притоки вод из отдельных водоносных зон при проходке стволов шахт до глубины 1000 м — 0,4—38 м³/ч, глубже практически отсутствуют.

В открытой части в зоне выветривания воды гидрокарбонатные, сульфатные и смешанного ионного состава с минерализацией 0,4—3 г/л, общей жесткостью 3,7—38 мг-экв/л; в условиях неглубокого залегания под кайнозойскими осадками — смешанного ионного состава с минерализацией до 5,4 (чаще 1—2,5 г/л), общей жесткостью 4,7—47,8 мг-экв/л, в зонах разломов (до 1050 м) — хлоридные натриевые и смешанного состава с минерализацией до 8 г/л, общей жесткостью 5,3—27,4 мг-экв/л, рН 6,4—7,5. Питание осуществляется за счет атмосферных осадков. Разгрузка — в долинах рек Миус, Крынка, Кальмиус и по тектоническим разломам в вышележащие водоносные комплексы. В естественных условиях амплитуда годовых колебаний уровней до 3 м. Разрешены условия угольных пластов нарушает естественный режим вод работка шахтами угольных пластов вызывает их дренирование. В зоне выветривания продуктивной толщи, вызывает их дренирование. В зоне выветривания они используются для индивидуального водоснабжения и могут эксплуатироваться небольшими объектами с потребностью воды до 600 м³/сут.

24. Водоносная зона трещиноватости нижнекаменноугольных отложений (С₁) развита на юго-западе Донецкой гидрогеологической складчатой области. Воды трещинно-карстового типа приурочены к трещиноватым, кавернозным, закарстованным известнякам турнейского и нижней части визьневских песчано-глинистая толща (300—500 м) залегают на верхнедевонских песчано-глинистых породах докембрия и полого погружаются к северу под песчано-глинистые каменноугольные отложения. Глубина залегания ее от 0—50 м в бассейне р. Сухая Волноваха до нескольких километров на севере. Известняки до глубины 250 м сильно закарстованы.

В бассейне рек Сухая Волноваха, Кальмиус, где известняки выходят на поверхность, воды безнапорные с глубиной залегания уровней 0,2—70 м. В местах погружения их под более молодые отложения воды приобретают напор до 104—174 м. Уровни нередко устанавливаются выше поверхности земли. При разработке карьерами известняков ниже уровня подземных вод образуются депрессии, достигающие нескольких километров в диаметре, с понижением в центре до 40 м. Дебиты скважин 0,01—15 л/с при понижениях 0,5—12,2 м, коэффициенты фильтрации 0,0001—100 м³/сут. Наибольшая водообильность в зонах тектонических нарушений, к которым приурочены наиболее закарстованные породы и в долинах рек Тухая и Мокрая Волноваха, Кальмиус, где расположен ряд водозаборов с суммарным водоотбором более 70 тыс. м³/сут и несколько карьеров, притоки вод в которых до 3,7 тыс. м³/сут. Воды сульфатные или смешанного анионного состава с минерализацией 1,3—2,7, редко до 4,8 г/л; в единичных случаях — пресные гидрокарбонатные кальциевые. Общая жесткость их 10—60 мг-экв/л. В восточной части, где известняки залегают под мезо-кайнозойскими осадками, развиты хлоридные воды с минерализацией 1—1,6 г/л и общей жесткостью 5,6—8,7 мг-экв/л. Питание осуществляется за счет инфильтрации и инфлюации атмосферных осадков и поверхностных вод в трещиноватые, закарстованные известняки, разгрузка — путем дренирования в долинах рек Сухая и Мокрая Волноваха, Кальмиус, где располагаются водозаборы и водопонижительные установки. Сезонные колебания уровней 2—6, местами 12—15 м.

Воды используются для централизованного водоснабжения городов Донецк, Волноваха, Докучаевск, Комсомольское, пгт Новогроицкое. Перспективные участки для расширения действующих водозаборов — зоны тектонических нарушений и речные долины.

25. Водоносная зона трещиноватости девонских отложений (D) развита узкой (4—7 км) полосой, протянувшейся вдоль границы Донецкого бассейна с Украинским щитом. Территонные и карбонатные отложения среднего и верхнего девона (песчаные, конгломераты, известняки и глинистые сланцы) содержат пластово-трещинные и трещинно-карстовые воды, а эффузивные верхнедевонские отложения (базальты, андезитобазальты, брекчиевые лавы и туфы) — трещинно-жилые воды. Девон мощностью до 600 м залегают на кристаллических образованиях докембрия, погружаясь к северу под карбонатные образования Волноваха он перекрыт полтавскими и четвертичными отложениями (30—40 м), а к северо-западу и юго-западу — толщей мезозоя — кайнозоя. Мощность водоносных прослоев песчаников до 30, известняков — до 75 м. Водовмещающая толща раздроблена многочисленными сбросами. Известняки часто закарстованы. В зоне выветривания (до 100 м) воды безнапорные, уровни устанавливаются на глубинах до 20 м; в зоне погружения — напорные (до 250—300 м). Дебиты источников в песчанниках не превышают 0,2, расходы фонтанирующих скважин 0,5 л/с. В зонах карстовых проявлений и тектонических нарушений расходы скважин в известняках до 33 л/с при понижениях 81 м. В верхней песчаниково-сланцевой толще дебиты источников до 0,5, скважин — до 1,5 л/с при понижениях 15—20 м, коэффициенты фильтрации 0,05—3,5 м³/сут. В эффузивных породах дебиты источников до 0,2, скважин — до 2,2 л/с при понижениях до 37 м, коэффициенты фильтрации 0,02—1,9 м³/сут. Воды сульфатные либо смешанного ионного состава, редко хлоридные натриевые с минерализацией 0,8—7 г/л. Общая жесткость 10—20 мг-экв/л, рН 7,3—8. Местами в них содержится ртуть (до 2·10⁻⁵ г/л), цинк (до 5·10⁻⁴ г/л). Питание происходит за счет атмосферных осадков и подтока вод кристаллических пород докембрия, разгрузка — в долинах рек и в вышележащие трещиноватые зоны каменноугольных отложений. Амплитуда сезонных колебаний уровней до 3,5 м. Воды могут использоваться для хозяйственного водоснабжения и как минеральные.

26. Водоносная зона трещиноватости палеозойских отложений (PZ) вскрыта отдельными скважинами в Равнинном Крыму на глубинах от 215—370 м (пгт Зуя) до 2440—3000 м (Октябрьская и Березовская площади). Вскрытая мощность водосодержащих известняков, песчаников, конгломератов, алевролитов до 456 м. Воды высоконапорные, уровни устанавливаются от 0 до 130 м выше поверхности Земли. Дебиты скважин при самоизливе 0,05—11,0 л/с. Воды хлоридные натриевые с минерализацией 5—40 г/л (на Новоселовском поднятии до 70 г/л). В них присутствуют под, бром. Газовый состав преимущественно метановый, в районе Евпатории — азотный. Температура на уровне 20—42 °С. Используется для бальнеолечения (г. Евпатория).

27. Водоносная зона трещиноватости отложений криваторожской серии нижнего протерозоя (PR₁kt) распространена в пределах Криваторожско-Кременчугской зоны и южной части Саксаганской синклинали. Трещинно-карстовые и пластово-трещинные воды приурочены к породам новокриваторожской (амфиболиты, сланцы мощностью 1000 м), скелеватской (конгломераты, кварциты, аркозовые песчаники мощностью 300 м), саксаганской (железистые и сланцевые горизонты, джеспилиты, роговики мощностью 1500 м), фрунзенской (песчаники, конгломераты, кварциты мощностью 500 м), Песчаники, конгломераты, кварциты водоносны до глубины 200, амфиболиты — до 120 м. Удельные дебиты скважин в них до 0,2 л/с, коэффициенты фильтрации 0,0001—1,2 м³/сут. Мраморы обводнены до глубины 500 м, удельные дебиты скважин в них до 5 л/с, коэффициенты фильтрации 3,7—41,3 м³/сут. Удельные дебиты скважин в сланцах — до 0,05, роговиках и джеспилитах до 0,5 л/с, коэффициенты фильтрации

0,0017—0,08 м/сут. Кратковременные притоки воды в горные выработки, вскрывающие железную руду, иногда достигают 112 л/с. Воды безнапорные, с погружением пород приобретают небольшой напор. До глубины 300—350 м воды смешанного ионного состава с минерализацией 0,6—15 г/л, на глубинах свыше 2000 м — хлоридные натриевые с минерализацией 100—170 г/л и более, рН 6,7—8. В составе растворенных газов присутствуют свободная углекислота и кислород.

Питание происходит за счет атмосферных осадков и поверхностных вод. В местах отработки железных руд нарушенный естественный режим вод обуславливается в основном интенсивностью и глубиной отработки рудных залежей. В результате шахтного водоотлива сформировалась депрессионная воронка (4,5×30 км) с уровнями вод, сниженными до 1500 м, которые используются для технических целей при обогащении железных руд. Представляют интерес как минеральные радоновые, которые уже применяются для бальнеолечения в Кривом Роге.

28. Водоносная зона трещиноватости архейских и протерозойских кристаллических образований (AR, PR) развита в пределах Украинского щита. Подземные воды приурочены к верхней трещиноватой зоне кристаллических пород (граниты, мигматиты, гнейсы), продуктам их выветривания и к зонам тектонических нарушений. Воды, циркулирующие по трещинам этих пород, представляют собой единую гидравлическую систему. Глубина зоны развития трещин выветривания до 100—150 м, в среднем 50—60 м. Кора выветривания, представляющая первичными каолинами и дресвой (5—50 м), развита преимущественно на возвышенных участках щита, в долинах рек и на юге Приазовья она отсутствует. Водоупорная кровля — первичные каолины или глинистые разности вышележащих отложений, в местах их отсутствия осуществляется взаимосвязь вод кристаллических пород с вышележащими водоносными комплексами. Нижний водоупор — слабопроницаемые или безводные кристаллические породы.

Воды залегают на глубине 0—5 м в долинах рек 40—60 м на вододелах, до 150 м и более на склонах щита, на Бердянском косе вскрываются на глубине 1036 м, в основном безнапорные, по мере погружения кристаллических пород приобретают напор до 118 м. На юге Приазовья единичные скважины фонтанируют (высота струи до 1,5 м). Падение напоров — от водоразделов к долинам рек, на склонах щита — в сторону прилегающих артезианских бассейнов. Дебиты скважин 0,001—10, удельные 0,001—2, дебиты источников 0,01—3,3 л/с. В долинах рек и зонах тектонических разломов дебиты скважин в основном более 3,5, удельные более 0,6, дебиты источников 1,5—3,3 л/с. Коэффициенты фильтрации 0,002—12,2 м/сут, водопроницаемость в основном не превышает 10 м²/сут.

Воды смешанного ионного состава с минерализацией 1—3 г/л. На северо-западе вблизи речных долин местами гидрокарбонатные с минерализацией 0,6—0,8 г/л, в Приазовье — сульфатные с минерализацией от 1,1—11 г/л, на косе Бердянской на глубине 1036 м — хлоридные натриевые с минерализацией 71,1 г/л. Общая жесткость 8,3—70 мг-экв/л, рН 6,5—7,9. Питание происходит за счет атмосферных осадков, разгрузка — в долины рек и балок, а также в водоносные комплексы мезо-кайнозоя. Движение вод — от водоразделов к долинам рек, в региональном плане — в сторону Днепровского и Причерноморского бассейнов. Уровни подвержены сезонным колебаниям с амплитудой до 0,5 м.

Воды трещиноватой зоны кристаллических пород местами являются основным и единственным источником водоснабжения. В г. Орехово, пгт Камышеваха Запорожской обл., пгт Володарское, Першотравнево,

Донское, пос. Гранитное Донецкой области и других пунктах они используются для объектов с суточными водозаборами до 100—200 м³. Воды коры выветривания в открытой части щита широко применяются для местного водоснабжения.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАИОНИРОВАНИЕ

Территория листа, согласно районированию, принятому в сводном томе «Гидрогеология СССР» (1976 г.), находится в пределах Восточно-Европейской (Русской) платформенной области и Крымско-Кавказской складчатой области, соответствующих подразделениям в границах, принятых на тектонической карте Евразии (1967 г.). Область делится на гидрогеологические районы первого и второго порядка также по геоструктурному принципу (А. Е. Бабинец, Ф. А. Руденко, Н. А. Григорьев, Е. П. Мельникова). Границы районов на карте (рис. 5) проведены с учетом региональной оценки эксплуатационных запасов подземных вод. К Восточно-Европейской платформенной области относятся следующие районы первого порядка: I₁—I₃ — Украинский бассейн трещиновых вод; II — Днепровский артезианский бассейн; III — Донецкая гидрогеологическая складчатая область; IV — Причерноморский артезианский бассейн; V₁—V₅ — Равнинно-Крымский артезианский бассейн; VI—VI₁ — Азово-Кубанский артезианский бассейн. В Крымско-Кавказской складчатой области выделяются два района первого порядка: VII — гидрогеологическая складчатая область мегантиклинория Горного Крыма; VIII₁—VIII₂ — система бассейнов трещинных, пластово-трещинных и пластовых подземных вод Б. Кавказа.

I₁—I₃. В Украинском бассейне трещинных вод выделяются районы второго порядка: юго-восточная часть Припятско-Днепровского, Конско-Ялынский и Приазовский.

I₁. Припятско-Днепровский район характеризуется широким распространением коры выветривания кристаллических пород, перекрытой песчано-глинистой толщей палеогена, неогена, четвертичными суглинками и лессами. Глубина залегания подземных вод незначительная, нижняя граница зоны интенсивной трещиноватости кристаллических пород не превышает обычно 80 м. Водоносные горизонты в осадочных отложениях не выдержаны по распространению и мощности, в долинах рек они частично или полностью сдренированы. Питание водоносных горизонтов и комплексов происходит за счет атмосферных осадков. Четко выраженные области питания отсутствуют. Региональная разгрузка вод происходит на востоке, местная — в речную и овражно-балочную сеть. Отсутствие региональных водоупоров и дренирующее влияние глубоко врезанной гидрографической сети создают условия для интенсивной циркуляции вод по всему разрезу. Все водоносные комплексы характеризуются активным водообменом. Условия затрудненной циркуляции для вод зоны трещиноватости кристаллических пород создаются на участках, где возрастают мощности слабопроницаемых продуктов выветривания и покрывающих щит осадочных отложений. В пределах Криворожской геосинклинали циркуляция вод в трещинах кристаллических пород установлена на глубинах до 2000 м.

Воды района в основном хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные с минерализацией 1—3 г/л и более. Обеспеченность подземными водами неудовлетворительна. Водообильность зоны трещиноватых кристаллических пород неравномерна и в целом невелика, осадочная толща слабопроницаема. Подземные воды имеют практическое значение только в долинах рек, где используются трещинные воды кристаллических пород, а также воды коры выветривания совместно с аллювиальными.

12. **Конско-Ялынский район** относится к типу полузакрытых бассейнов, где водоупорные и слабодонепроницаемые породы в верхней части разреза развиты больше, чем в нижней. Водоносные комплексы в песках и песчаниках мела, палеогена—неогена представляют собой гидравлически связанную систему, литологически неоднородную как по площади, так и в разрезе. Пополнение ресурсов подземных вод происходит за счет разгрузки трещинных вод Приазовской части шхита, а также инфильтрационных и конденсационных вод, поступающих через окна в водоупорных глинах сармата. Минерализация вод уменьшается с глубиной. В верхней зоне, охватывающей водоносный комплекс палеогена—неогена, преобладают сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфат-

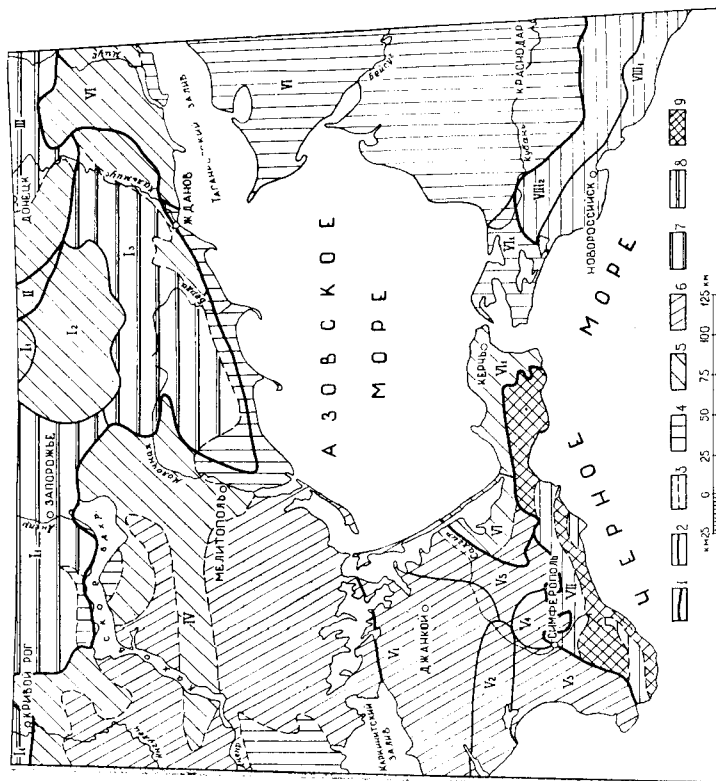


Рис. 5. Карта-схема гидрогеологического районирования (сост. Е. А. Журавлева).

Границы районов первого (1), второго (2) порядков и распространения подземных вод (3). Основные типы их скопления: 4 — порово-пластовые воды, 5 — порово-трещинно-пластовые, 6 — трещинно-пластовые и карстово-пластовые, 7 — трещинно-карстовые и пластово-трещинные, 8 — трещинно-жилые и пластово-трещинные, 9 — водоупорные породы.

I—IX — Украинский бассейн трещинных вод (Припятско-Днепровский — Конско-Ялынский — I₂ и Приазовский — I₃ гидрогеологические районы); II — Днепровский артезианский бассейн; III — Донецкая гидрогеологическая складчатая область; IV — Причерноморский артезианский бассейн; V₁—V₅ — Равнинно-Крымский артезианский бассейн (Северо-Сивашский бассейн — V₁, Новоселовское подъятие — V₂, Альминский бассейн — V₃, Симферопольское подъятие — V₄, Белогорский бассейн — V₅); VI — Азово-Кубанский артезианский бассейн и Керченско-Таманская система малых артезианских бассейнов (VI₁); VII — гидрогеологическая складчатая область мегантиклинория Горного Крыма; VIII — система бассейнов трещинных, пластово-трещинных и пластовых подземных вод Б. Кавказа (южный моноклинальный склон с системой малых предгорных артезианских бассейнов — VIII₁ и северный моноклинальный склон — VIII₂).

ные воды с минерализацией 1,3—2 г/л, в нижней, включающей водоносный комплекс отложений верхнего мела и частично палеогена—неогена, развиты воды смешанного нонного состава с минерализацией 0,7—1 г/л. На эксплуатации водоносных комплексов верхнего мела, палеогена—неогена базируется водоснабжение городов Пологи, Гуляйполе, пгт Великая Новоселка и многих сел.

13. **Приазовский район** в тектоническом отношении представляет собой выступ кристаллического фундамента, покрытого чехлом осадочных отложений кайнозой мощностью 30—40, в южной части до 100—150 м. Главный источник пополнения ресурсов подземных вод — атмосферные осадки. Разгрузка вод происходит в Конско-Ялынский и Причерноморскую впадины, частично в Донецкий бассейн, а также в речные долины. В области питания воды сульфатные с минерализацией от 0,3—0,5 до 1,3—2 г/л, к югу переходят в хлоридные с минерализацией до 7 г/л и более. Район мало обеспечен запасами пресных вод. Воды кристаллических пород, коры выветривания и аллювия речных долин могут обеспечить в основном только мелких потребителей.

Украинский шит в геотермическом отношении изучен в основном в районе Криворожского железорудного месторождения, где средняя величина геотермических градиентов 1,2 °С, на остальной площади шита они более высокие. В целом Украинский шит отличается низкими их значениями и является областью распространения холодных вод.

Естественные ресурсы Украинского бассейна трещинных вод незначительны, величины модуля подземного стока 0,1—0,5 л/с км², коэффициентов стока 0,5—4%. Использованные трещинных вод кристаллических пород возможно единичными, реже небольшими группами скважин. Водоносные комплексы осадочных отложений перспективны на площадях, приуроченных к отдельным депрессиям в кристаллическом фундаменте.

II. **Днепровский артезианский бассейн** — небольшой периферический участок с неглубоким (до 100 м) залеганием кристаллического фундамента. Водоносные комплексы, развитые здесь, находятся в зоне активного водообмена и содержат воды с минерализацией до 1,5—2,5 г/л.

III. **Донецкая гидрогеологическая складчатая область** (южная окраина) представляет собой систему малых сложнопостроенных бассейнов трещинно-карстовых и пластово-трещинных вод. На изученной части разреза выделяются две гидродинамические зоны — свободной и затрудненной водообмена. Области питания подземных вод первой — водораздельные участки, области разгрузки — речные долины. Породы, слагающие эту зону, представлены чередованием водоносных и разбитых тектоническими трещинами водоупорных отложений, вследствие чего воды палеозоя и более молодых отложений взаимосвязаны и образуют единую гидравлическую систему.

Площадь выхода на поверхность и неглубокого залегания палеозойских отложений относится к сильно дренированной области с глубокой эрозийной врезом местами до 200—250 м. Здесь же расположены действующие шахты и карьеры. Формирование режима вод происходит в сложных условиях. С одной стороны, сильная расчлененность рельефа обуславливает большой поверхностный сток, с другой, в местах выхода трещиноватых и закарстованных пород на поверхность и при распространении зоны обрушения на участках шахтных полей до поверхности полностью поглощаются атмосферные осадки, что создает быстрые темпы водообмена. Средняя возобновляемость вод этой зоны по данным И. Ф. Вовка 5—10 лет. Амплитуда годовых колебаний уровней в естественных условиях в открытой части Донбасса 5—10 м, в нарушенных условиях на участках горных выработок — несколько десятков метров. В зоне свободного водообмена до глубины 500—600 м воды холодные. В зоне затрудненного водообмена до глубины 1500—

2000 м развиты воды с температурой 20—50 °С. Расчетные температуры на кровле фундамента Донбасса от 25—50 на южном борту до 300—350 °С в центре. Для большей части открытого Донбасса характерны низкие геотермические градиенты, возрастающие от областей питания к областям разгрузки от 1,5—2 до 3—4 °С.

В гидрогеологическом разрезе Донбасса существуют две геохимические обстановки — окислительная и слабосостановительная. Искусственно созданная окислительная обстановка — основной фактор, определяющий условия и закономерности формирования шахтных вод с минерализацией до 40 г/л, в несколько раз превышающей минерализацию подземных вод на тех же глубинах. Шахтные воды в основном кислые (рН от 2—3 до 7—8), мощность зоны возможного образования их в шахтах глубиной 400—500 м и более — 150—400 м. В описываемой части Донбасса воды в основном сульфатные, реже смешанного анионного состава с минерализацией 1—3 г/л, с глубиной переходящие в хлоридные, максимальная минерализация которых не превышает 10—15 г/л. Газовый состав их с глубиной изменяется в такой последовательности: кислородно-азотный, углекисло-азотный, азотный, азотно-метановый и метановый. Для верхней гидродинамической зоны Донбасса, как и для всей степной зоны, характерна обратная гидрохимическая зональность подземных вод, приуроченных к четвертичным лесовидным суглинкам и залегающим ниже отложениям, поэтому с глубиной минерализация вод уменьшается.

Проблема водоснабжения Донбасса в настоящее время, ввиду высокой концентрации промышленности, большой плотности населения и недостаточности водных ресурсов, стоит очень остро. Источники водоснабжения — поверхностные, подземные и в меньшей мере шахтные воды, из которых поверхностные и шахтные используются преимущественно для производственно-технических целей и орошения земель, подземные — для хозяйственно-питьевого водоснабжения. Последние эксплуатируются групповыми водозаборами и одиночными скважинами. В общем балансе водопотребления преобладают поверхностные воды. Степень использования водоносных горизонтов и комплексов различна. Подземные воды аллювиальных, эолово-делювиальных четвертичных, неогеновых, палеогеновых отложений широко используются мелкими потребителями (одиночные скважины, колодцы и источники). Воды песчаниково-сланцевой толщи карбонотолыных отложений — один из основных источников водоснабжения шахт, рабочих поселков и небольших городов в угленепромышленной части Донбасса (сосредоточенные водозаборы такие, как Золотой Колодец, Иловыйский и другие, одиночные скважины и колодцы). Воды карбонатной толщи нижнекаменноугольных отложений — главный источник централизованного водоснабжения юго-запада Донбасса (водозаборы Докучаевский, Кипучая Криница, Стыльский, Комсомольский, Новотроицкий). Потребность района в водах хозяйственно-питьевого назначения может быть удовлетворена в основном за счет поверхностных, частично подземных вод при условии разбавления их менее минерализованными поверхностными.

IV. Причерноморский артезианский бассейн представлен восточной частью. Основная масса подземных вод здесь образовалась за счет атмосферных осадков, поверхностных и седиментационных вод. Условия для инфильтрации в целом неблагоприятны, атмосферные осадки (250—460 мм в год) идут в основном на поверхностный сток. Основные области питания подземных вод бассейна на севере, северо-востоке (склон Украинского щита) и юге (предгорья Крыма и Евпаторийско-Новоселовская зона поднятия). На склоне Украинского щита инфильтрационные воды поступают как в комплексы, залегающие выше региональных водоупоров, так и в глубокие, которые представлены тер-

ригенными фациями с высокой фильтрационной способностью. Величина инфильтрационного питания за счет атмосферных осадков в междуречье Днепр — Молочная (по данным В. И. Лялько) до 10 мм/год. Питание подземных вод бассейна происходит за счет водохранилищ и поверхностных систем, а также, вероятно, за счет перелива вод из Днепровского, Азово-Кубанского артезианских бассейнов, в которых пьезометрические уровни выше, чем в Причерноморском. Разгрузка — в Черное, Азовское моря, долины рек; большая роль принадлежит водоотбору для водоснабжения и водоотливу на месторождениях полезных ископаемых.

Естественный режим грунтовых вод на значительной площади бассейна нарушен рядом оросительных систем (Краснознаменской, Северо-Крымской, Ингулецкой) и Каховским водохранилищем. Режим напорных вод в зонах питания, дренирования, подпора характеризуется четко выраженными сезонными колебаниями уровней с амплитудой 0,2—0,7 м, которые в зоне транзита ослабевают или отсутствуют. Естественный режим их нарушен искусственными факторами.

Формирование подземных вод происходит в условиях интенсивного, затрудненного и весьма затрудненного водообмена. Мощность зоны интенсивного водообмена на севере от 100 до 250—300, в приморской полосе до 100—150 м. Все три зоны по вертикали прослеживаются только на юге Причерноморья, при этом в прибрежной полосе мощности зон интенсивного и затрудненного водообмена находятся все водоносные комплексы, включая и воды трещиноватой зоны кристаллических пород докембрия, в средней полосе — до среднеэоценовых отложений включительно, на юге — до отложений верхнего сармат включительно. В условиях относительно застойного режима находятся подземные воды, распространённые в приморской части Причерноморья в низзах палеогена, в мелу и, возможно, в трещиноватой зоне кристаллических пород. Температура их 50—100 °С. Воды в зоне интенсивного водообмена пресные и слабоминерализованные со следующей зональностью: на севере — смешанного ионного состава с минерализацией до 1 г/л, южнее увеличивающейся до 3, местами до 5—6 г/л. В зоне затрудненного водообмена на юге Причерноморья воды преимущественно хлоридные натриевые с минерализацией от 5—10 до 35—45 г/л. В зоне весьма затрудненного водообмена в приморской части воды высокоминерализованные (50—100 г/л и более), хлоридные натриевые, содержащие иод, бром. Хлор-натриевый коэффициент их близок к 1, хлор-бромный — к 300.

Естественные ресурсы подземных вод бассейна незначительны. Средняя величина модуля подземного стока 0,1 л/с км². Водоснабжение осуществляется за счет подземных и, в меньшей мере, поверхностных вод. Эксплуатируются основной неогеновый комплекс, водоносные комплексы среднего миоцена, палеогена и мела. Централизованное водоснабжение базируется на эксплуатации групповыми водозаборами (Гелинчиский, Бериславский, Новокаховский, Бабановский, Новополиповский, Ульяновский, Токмакский, Видюжницкий) месторождения с утвержденными запасами подземных вод.

VI—V. Равнинно-Крымский артезианский бассейн (Северо-Сивашский бассейн, Новоселовское поднятие, Альминский бассейн, Симферопольское поднятие и Белогорский бассейн). Напорные водоносные комплексы сосредоточены в меловых, палеогеновых и неогеновых отложениях. Область питания сарматско-эоценово-понтического водоносного комплекса — район предгорий, Новоселовское поднятие и прилегающая к нему часть Северо-Сивашского прогиба. Для вод палеогена и мела основная область питания — район предгорий, где отложения выходят на поверхность; значительную роль в их питании играют трещинно-кар-

стовые воды известняков верхней юры. Дополнительное питание происходит за счет фильтрации вод из каналов и временной оросительной сети. Области разгрузки — вероятно, Черное и Азовское моря, на побережье которых самые низкие отметки гидроизопез. Существенную роль в расхождении вод играет эксплуатация их скважинами.

Выделяются зоны свободного, затрудненного, весьма затрудненного и практически полного отсутствия водообмена. Общая их черта — повышение минерализации вод от областей питания в сторону погружения водосодержащих отложений. Граница зоны свободного водообмена — поверхность майкопских глин. В предгорьях Крыма она охватывает водоносные комплексы до нижнего мела включительно. Здесь, на площади Симферопольского поднятия и на борту Альминского бассейна развиты гидрокарбонатные или смешанного ионного состава воды с минерализацией до 1 г/л. В районе Новоселовского поднятия и южного борта Северо-Сивашского бассейна минерализация вод до 3 г/л, в приосевой части бассейна, где скорость движения вод вследствие влияния встречным потоком с севера уменьшается, — до 10—15 г/л. На прибрежных участках минерализация вод до 5—7 г/л и более, в районе г. Саки 0,7—4,0, на Арабатской стрелке 14—18 г/л. Присивашская часть Равнинного Крыма характеризуется обратной гидрохимической зональностью. Грунтовые воды золово-делювиальных суглинков более минерализованы, чем нижележащие комплексы неогена. В связи с интенсивной эксплуатацией и развитием орошения минерализация вод зоны свободного водообмена местами повысилась на 0,7—5 г/л. Зона затрудненного водообмена невелика по мощности и охватывает в основном верхние водоносные прослои майкопа, а по краевым частям Альминского и Белогорского бассейнов и более древние отложения. Воды в основном хлоридные натриевые с минерализацией 3—10 г/л. Водоносные прослои нижнего майкопа в погруженных частях бассейна относятся к зоне весьма затрудненного водообмена, где воды хлоридные натриевые с минерализацией 10—35 г/л и постоянным присутствием иода, брома, местами в значительных количествах. К зоне практически полного отсутствия водообмена относятся водоносные комплексы палеогена, мезозоя, содержащие хлоридные натриевые воды с минерализацией свыше 50 г/л. В погруженных частях Северо-Сивашского и Белогорского бассейнов предположительно имеются частично метаморфизованные, разбавленные инфильтрационными, но еще не полностью вытесненные остаточные морские воды. Температурный режим бассейна изменяется с глубиной. Наиболее охлаждена южная бортовая часть его на границе с Горным Крымом, где изометрическая поверхность 50 °С располагается на глубинах 1200—1300 м, а на участках положительных аномалий — на глубинах 700—1000 м (Новоселовское поднятие, Тарханкутский полуостров). В общем плане наблюдается повышение протекости недр к осевой части Присивашья. Геотермический градиент в Равнинном Крыму 3—3,5 °С, в зонах разрузок термальных вод по тектоническим нарушениям 5—6 °С (Тарханкутское поднятие). На поверхности фундамента максимальные температуры 100—150 °С. Выделяются два типа режима подземных вод: естественный и искусственный. Естественный режим сохранился на отдельных участках в Присивашье, где нет орошения, и в предгорьях Крыма.

Подземные воды основного неогенового, среднемиоценового, эоценового, верхнемелового—палеоценового, нижнемелового водоносных комплексов широко используются для водоснабжения городов Симферополь, Севастополь, Евпатория, Саки, Бахчисарай, Джанкой, Красноперекоек, почти всех поселков Равнинного Крыма, частично для орошения земель. Потребность бассейна в водах хозяйственно-питьевого назначения может быть удовлетворена на 80 % за счет прогнозных ресурсов. Расширение водоснабжения в будущем возможно при условии

полного прекращения орошения за счет подземных вод. В зоне действия Северо-Крымского канала это приведет к сокращению водоотбора на 557 тыс. м³/сут и, возможно, приостановит снижение уровня эксплуатируемых водоносных комплексов. Наряду с сокращением водоотбора на орошение на севере Равнинного Крыма необходимо осуществить работы по искусственному восполнению запасов подземных вод за счет вод Северо-Крымского канала. Минерализованные (до 30 г/л) воды этой части, приуроченные к отложениям понта, мезотиса, сармата и среднего миоцена, также можно после их опреснения использовать для водоснабжения. Прогнозные эксплуатационные ресурсы этих вод, залегающих до глубины 270 м, 259 тыс. м³/сут. Ведутся исследования по разработке и улучшению методов их опреснения.

VI—VI₁. **Азово-Кубанский артезианский бассейн** представлен западной частью и приурочен к Азово-Кубанской впадине асимметричного строения с пологим северным и крутым южным бортами. Наиболее погруженная его часть в Западно-Кубанском прогибе, где глубина залегания фундамента до 13 км.

Региональные водоупоры — глины майкопа (на глубинах до 2500—3200 м), аргиллиты и глины верхнего и среднего альба делят осадочную толщу на гидрогеологические этажи: нижний—юрский — меловой, средний—верхнемеловой — среднепалеоценовый, верхний — неогеновый — четвертичный. В гидродинамическом отношении выделяются два этажа: верхний, включающий зоны свободного и затрудненного, нижний — весьма затрудненного водообмена. Верхний этаж в Западно-Кубанском прогибе включает четвертичные, плиоценовые и частично миоценовые водонапорные системы. В центре прогиба нижняя граница крыле поднимается до глубины 1200—1300 м, на северном платформенном крыле поднимается до 450—500 м и подходит к подошве плиоценовой водонапорной системы. К нижнему этажу относятся водоносные комплексы, залегающие ниже миоцена.

В верхнем этаже воды пресные, реже солоноватые гидрокарбонатные натриевые и кальциевые. В окраинных частях бассейна сформированные подземных вод происходит в условиях активного водообмена, поэтому их химический состав и минерализация определяются составом поверхностных и грунтовых вод. Комплексы зоны свободного водообмена тесно гидравлически связаны друг с другом, что проявляется в условиях эксплуатации крупных водозаборов (Краснодарского, Троицкого и др.). В нижнем гидродинамическом этаже на глубинах до 2500 м содержатся хлоридные натриевые воды с минерализацией 20—70 г/л и температурой 50—100 °С, в Западно-Кубанском прогибе к отложениям палеогена, мела, юры, залегающим глубже 2500 м, приурочены воды с температурой 100—180 °С. Предположительная температура вод на фундаменте бассейна в пределах прогиба до 250 °С. В Западно-Кубанском прогибе в отложениях понта—юры содержатся промышленные добротные и борные воды.

В зоне свободного водообмена с юга на северо-запад выделяются гидрохимические зоны гидрокарбонатных, смешанных, сульфатных и хлоридных вод. Гидрокарбонатные с минерализацией 0,5—0,6 г/л приурочены к южному крылу бассейна, наиболее развиты в водоносном комплексе среднего—верхнего плиоцена и занимают большую часть Западно-Кубанского прогиба. Они формируются в условиях достаточно высокой инфильтрации пресных вод аллювия бассейна р. Кубань. Воды смешанного анионного состава примыкают с запада к зоне гидрокарбонатных вод, минерализация их в основном не превышает 1 и только в районе Ейского полуострова достигает 2—3 г/л. Зона сульфатных натриевых вод находится на севере бассейна, где преобладает свободный водообмен и окислительная обстановка. Зона хлоридных натриевых вод на северном крыле бассейна распространена в кувальничком,

киммерийском и понтийском водоносных комплексах. В Азово-Кубанском бассейне сформировалась прямая вертикальная гидрохимическая зональность (исключая грунтовые воды суглинков, имеющих несколько повышенную минерализацию), при которой минерализация напорных вод повышается с глубиной залегания. Явно выраженная зона сульфатных вод отсутствует.

Питание подземных вод осуществляется за счет атмосферных осадков и поверхностных вод на юге, юго-востоке бассейна в области поверхностного распространения пород. Структурные условия области способствуют интенсивной инфильтрации вод и образованию мощного подземного потока, а значительные скорости движения обуславливают высокую степень проницаемости пород и формирование на значительных площадях пресных вод. Развитая гидрографическая сеть, мелиоративные системы и каналы, большое количество прудов и водохранилищ обеспечивают высокий модуль подземного стока (до 1—2 л/с км²) и создают дополнительные условия для питания подземных вод. Области питания находятся также на Ставропольском поднятии и в Придонском районе. Воды, поступающие отсюда, вследствие низких скоростей движения, обусловленных пологом залеганием водовмещающих пород и слабой их проницаемостью, обычно с повышенной минерализацией. Разгрузка их происходит в Азовское море, при этом часть потока дренируется долинами рек Кубань, Дон, Маныч, Азово-Кубанский бассейн, хорошо обеспечен пригодными для водоснабжения подземными водами, мощность зоны которых местами достигает 800—1000 м. Наиболее широко эксплуатируются в Краснодарском крае водоносные комплексы четвертичных и средне-верхнеплиоценовых отложений, в Ростовской области — сарматских и понтийских, в Крыму — среднемиоценовых, сарматско-мэотическо-понтийских отложений.

VI. Керченско-Таманская система малых артезианских бассейнов выделяется на юго-западе Азово-Кубанского бассейна. На Таманском полуострове с севера на юг прослеживается восемь антиклинальных зон западного — юго-западного простирания, осложненных диапировыми куполами, грязевыми вулканами и дизъюнктивными нарушениями. К раздвигавшим их синклиналям, выполненным образованиями плиоцена и четвертичными отложениями, приурочены малые артезианские бассейны. Подземные воды содержатся в песках и супесях аллювиальных четвертичных отложений, в песках, ракушечниках и песчанниках верхнего и среднего плиоцена. Мэотические, сарматские и понтийские отложения, представленные глинами, водоупорны. Движение вод замедленное, поэтому минерализация их высокая, местами до концентрации рассолов. Они хлоридные натриевые, нередко насыщены углеводородом, для питья обычно непригодны. На локальных участках вблизи области питания в отложениях среднего — верхнего плиоцена развиты значительные по площади зоны пресных вод, пригодных для хозяйственных и питьевых целей. В четвертичных отложениях местами встречаются воды удельворительного качества, эксплуатируемые колодцами. Централизованное водоснабжение населенных пунктов Таманского полуострова может быть осуществлено за счет поверхностных вод р. Кубань.

На Керченском полуострове разобные артезианские бассейны приурочены также к отдельным синклиналям, в которых развиты водоносные комплексы средне-верхнеплиоценовых, сарматских, мэотических, понтийских отложений. Основание бассейнов — мощная толща пород майкопа. Питание подземных вод осуществляется на крыльях синклиналей. Площади областей питания малы. Разгрузка происходит в Азовское море, а также на участках выходов на поверхность известняков понта, мэотиса на морском побережье. На формирование химического состава вод влияют выщелачиваемые породы, обогащенные остаточным морским соевым комплексом, органическими веществами, деятель-

ность грязевых вулканов, а также, возможно, захороненные морские воды. Грунтовые воды высокоминерализованные, в прибрежной зоне Керченского полуострова встречаются слабоминерализованные, местами пресные. Так, на побережье Казантипского залива в современных морских отложениях обнаружены воды с вертикальной гидрохимической зональностью: в верхнем слое (выше уровня моря) они пресные, а с глубиной минерализация их достигает 5—10, в слоях неогена она составляет 0,4—31,0 г/л. Воды понта и мэотиса далеко не полностью удовлетворяют потребность района Керченского полуострова, поэтому водоснабжение может быть осуществлено в основном за счет вод Северо-Крымского канала.

VII. Гидрогеологическая складчатая область мегантиклинория Горного Крыма представляет собой два структурных этажа, различающихся по своим гидрогеологическим особенностям. Верхний сложен в основном толщей известняков, местами конгломератов, песчанников верхней юры, с которыми связаны трещинно-карстовые воды; нижний — во доупорными, местами слабодоносными аргиллитами, алевролитами с прослоями песчаников таврической серии и средней юры. Зона свободного водообмена охватывает верхний структурный этаж. Здесь преимущественно менее 0,5 г/л. Зоны замедленного и весьма замедленного водообмена приурочены к таврической серии.

Подземные воды верхнего структурного этажа пополняются за счет атмосферных осадков, частично конденсационных вод, составляющих по данным В. Н. Дублянского не более 1,5 % годовой суммы атмосферных осадков. Верхняя гидрохимическая и гидрохимическая зона имеет непосредственную связь с атмосферой. Здесь происходит интенсивное течение вод, процессы карбонатного выщелачивания и окислительные процессы. Резко выраженный рельеф Горного Крыма и его большая расчлененность способствуют интенсивному дренированию вод, отличающихся большой динамичностью и постоянным обновлением.

В нижнем структурном этаже расположены в основном зоны замедленного и весьма замедленного водообмена. Воды получают питание за счет просачивания атмосферных осадков на склонах, инфильтрации поверхностных и аллювиальных вод в речных долинах, а также перелива вод из вышележащих верхнеюрских отложений. Значительная дренированность последних, водоупорный характер таврической серии обуславливают незначительное пополнение подземных вод нижнего структурного этажа. Наиболее интенсивно движение вод происходит в выветрелой, трещиноватой части таврической серии, глубже оно возможно только в зонах тектонических нарушений и частично в прослоях трещиноватых песчаников и алевролитов. Зона весьма замедленного водообмена установлена по данным Ялтинской и Алуштинской опорных скважин, встретивших на глубинах 1300 и 426 м хлоридные натриевые рассолы, содержащие иод и бром.

Трещиноватые, закарстованные породы верхнего структурного этажа обводнены крайне неравномерно. Основная разгрузка трещинно-карстовых вод осуществляется через 640 источников с суммарным среднегодовым расходом 531,7 тыс. м³/сут, из которого 328, 3 тыс. м³/сут разгружается на северном склоне. Воды большинства источников 7—11 °С, с годовой амплитудой колебаний температур 0,5—3 °С.

Гидрогеотермические условия изучены слабо. Закарстованная на значительную глубину поверхность яйл изрезана глубокими ущельями, что приводит к охлаждению верхних толщ инфильтрационными водами. В нижних толщах, сложенных плотными дислоцированными породами юры, температура превышает 20 °С. Ялтинской скважиной на глубине 1300 м вскрыты воды с температурой на забое 46, на изливе 27 °С. Естественные ресурсы (суммарный среднегодовой многолетний расход

источников) подземных вод верхней юры 346,4 тыс. м³/сут, резерв родникового стока 298,3 тыс. м³/сут. Для водоснабжения используются воды четвертичных отложений и верхней юры. В долинах рек южного и юго-восточного побережья на аллювиальный водоносный горизонт разведано 13 водозаборов. Воды верхней юры используются для водоснабжения района Б. Ялты и других населенных пунктов южного берега Крыма. Растущая потребность в водах хозяйственно-питьевого назначения может быть удовлетворена за счет резерва родникового стока, который в настоящее время сбрасывается в море, а также вод Северо-Крымского канала.

VIII—VIII₂. Система бассейнов трещинных, пластово-трещинных и пластовых подземных вод Б. Кавказа представлена незначительной западной частью. Здесь выделены два гидрогеологических района второго порядка: южный (с системой малых предгорных артезианских бассейнов) и северный (моноклиналильные склоны Б. Кавказа).

VIII₁. Южный моноклиналильный склон Б. Кавказа с системой малых предгорных артезианских бассейнов в структурном отношении представляет собой ряд синклиналильных зон, к которым приурочены предгорные малые артезианские бассейны. В гидрогеологическом отношении район изучен слабо, особенно воды глубокой циркуляции мезо-кайнозой. В районе Новороссийска скважиной на глубине 1248 м вскрыты пресные гидрокарбонатные натриевые воды с температурой на забое 37, на изливе 33 °С. Сравнительно хорошо изучены грунтовые воды, выходящие в виде источников из отложений мезозоя. Они гидрокарбонатные кальциевые, реже смешанного ионного состава с минерализацией до 1 г/л. Грунтовые воды делювиальных и аллювиальных отложений также пресные (до 0,5 г/л) гидрокарбонатные кальциевые. Дебиты источников от 0,1 до 3—4 л/с. Напорные воды юры и мела на поверхности слабоминерализованы, на глубине до 400—1000 м и более минерализация возрастает до 8—35 г/л. По условиям циркуляции воды мела и юры трещинные и пластово-трещинные.

Для целей водоснабжения используются воды аллювиальных отложений и мела в области их поверхностного распространения. Основные потребители пресных подземных вод — курорты Черноморского побережья. Район между г. Туапсе и Джанхотской группой курортов характеризуется приблизительно соответствием эксплуатационных ресурсов вод аллювиальных рек и перспективного водопотребления. В северо-западных районах от Джанхотской группы курортов до Анапы в настоящее время целесообразно осуществлять мероприятия по организации централизованного водоснабжения за счет подземных вод Азово-Кубанского бассейна (районы Новороссийска и Геленджика) и поверхностных вод Кубани (Анапский район). Напорные воды палеогена и юры с их слабой водообильностью и высокой минерализацией для водоснабжения непригодны. Особую ценность представляют минеральные воды, развитые в районе Анапы — Геленджика.

VIII₂. Северный моноклиналильный склон Б. Кавказа образован отложениями юры, мела, палеогена и неогена. Мезозойские образования отличаются от палеогеновых и неогеновых по водообильности, условиям циркуляции и качеству вод. В них развиты преимущественно трещинные и пластово-трещинные воды слабой водоносности и хорошего качества. В палеогеновых преобладают трещинно-пластовые воды низкого качества. В неогеновых содержатся порово-трещинно-пластовые воды хорошего качества, в четвертичных (наиболее водонасыщенных) аллювиальных, удельные дебиты скважин в них достигают 15 л/с, минерализация не превышает 0,5 г/л. Водоносный комплекс верхнего мела, приуроченный к толще известняков и мергелей, широко распространен и наиболее водонасыщен. Водоснабжение осуществляется за счет речных, аллювиальных вод и вод источников меловых, верхнемиоценовых и плиоценовых отложений.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В геологической истории Восточно-Европейской платформы, в особенности ее южной части, выделяются два этапа: древнейший докембрийский и образования платформенного чехла. В составе последнего четко различаются байкальский, каледонский, герцинский и альпийский циклы геотектонического развития.

Геологическая летопись раннего докембрийского этапа развития региона запечатлена в породах нижних свит акульской и западно-приазовской серий. Это преимущественно двупироксеновые, амфибол-пироксеновые кристаллосланцы, пироксеновые амфиболиты, представляющие собой древнейшие вулканогенные образования. Их формирование значительно оторвано по времени от формирования верхних свит этих серий, своеобразие которых заключается в присущих им особенностях структурного плана пликативных деформаций, моноклиналином региональном метаморфизме амфиболитовой фации, преимущественно первично-осадочном характере суперкрустальных толщ. С первым этапом деформаций акульских и западно-приазовских образований связан и первая эпоха гранитизации, давшая начало гранитоидам днепротетровского комплекса.

Активизация тектонического режима в дальнейшем привела к образованию линейных ослабленных зон, служивших подводящими каналами для излияния продуктов вулканической деятельности очередного крупного докембрийского этапа развития Среднеприднепровского блока. Своеобразие и неповторимость этого важнейшего этапа заключается в излиянии базальтовых лав наряду с известняково-щелочными, а более позднее геологическое время — и лавами толентовых базальтов. Их излияние в виде покровов реализовалось в пределах узких трогообразных структур нередко сложной конфигурации, которые стали своеобразным обрамлением индивидуализированных, стабильных блоков гранитоидного фундамента, сложенных породами акульской серии и гранитоидами днепротетровского комплекса.

Подобные представления вытекают из анализа многочисленных материалов геологических и геофизических исследований этих структур. Учитывая химизм слагающих их метавулканитов, специфику самого их тектонического строения и уникальность, можно говорить о разновременности эпох формирования структур зеленокаменного типа и гранито-гнейсового фундамента. В целом, при общей коррелируемости разрезов зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья, каждый из поясов обладает своими особенностями состава и строения формирующих пород. Многие исследователи отметили, что различия в составе пород близких стратиграфических уровней конкретных структур во многом усугубляются и явлениями характерной для вулканогенных комплексов фациальной неоднородности. Так, например, весьма резко различаются разрезы Чертомлыкской и Белозерской структур, хотя в общем характер породных ассоциаций в них всегда выдержан, что и служит основанием для многочисленных попыток и нередко удачных результатов региональной корреляции.

считают, что и Предкавказская часть платформы была стабилизирована еще в дорифейское время и должна рассматриваться как опущенная, перикратонная часть Восточно-Европейской платформы. Несколькими годами раньше к такому выводу пришли Е. А. Щерик и М. Ф. Мирчик, Г. И. Амурский и др. [35]. Говоря о постпротерозойском периоде развития территории, необходимо отметить процессы корообразования, особенно интенсивные в мезозое.

В тектоно-магматическом развитии Скифской плиты выделяют четыре этапа — байкальский, герцинский, киммерийский (или раннеальпийский) и собственно альпийский. Слабая изученность более древних пород Скифской плиты и особенно недостаток данных об их возрасте позволяют лишь приблизительно судить о ранних периодах геологической истории этой области. Предполагается, что область байкальской складчатости переработана герцинской складчатостью, в результате которой были сформированы ядра поднятий Равнинного Крыма и Западного Предкавказья.

Киммерийская геосинклиналь Крыма заложилась в пределах ограниченного участка сочленения двух платформ, на пересечении Большая Кавказской и Молчанской (Орехово-Миллеровской) зон глубинных разломов. Восточная часть Крыма была активизирована в позднеальпийскую тектоническую эпоху в связи с наложением на его край Керченско-Таманской зоны периклиналильного замыкания мегантиклинория Б. Кавказа.

В конце протерозоя на месте Ростовского выступа возникла невообразимо сокая суша. Не исключено, что в раннем палеозое она простиралась далеко на юг. В девонско-раннекаменноугольное время Предкавказье, по-видимому, было покрыто мелководным морем, в котором накапливалась карбонатно-терригенная формация, по литологическому сходству отнесенная к среднему палеозою. Отложения среднего и верхнего карбона выделяются только в скважинах Чельбасской площади, где в глинисто-терригенной толще с прослоями известняков обнаружен споронифитовый комплекс намора и среднего карбона. Более достоверно выделяются отложения позднего карбона — ранней перми, представленные глинисто-терригенной толщей с редкими прослоями известняков. В последних на Чельбасской площади обнаружена фауна карбониферского возраста. Литологический состав на набор фаунистических остатков свидетельствует о накоплении этих отложений в условиях неглубокого открытого моря.

Относительно широкое развитие в Предкавказье позднепалеозойских (предпозднепермских?) гранитоидных интрузий, накопление в районе их развития позднепермских грубообломочных пород типа склоновых, конусов выноса, временных потоков, наличие в триасовых отложениях пирокластических образований спилитового и кератофирированного состава свидетельствуют о позднепалеозойско-триасовой активизации южной окраины Восточно-Европейской платформы, в результате которой северная часть Западного Предкавказья была выведена из-под уровня моря и подверглась интенсивной денудации.

В домезозойское время на севере Горного Крыма существовал геосинклинальный прогиб, где отлагались мощные толщи песчано-глинистых и карбонатных осадков, впоследствии метаморфизованных и прорванных интрузиями. Южнее, судя по находкам глыб пермско-карбониферских известняков в Горном Крыму, существовал мелководный бассейн, где накапливались карбонатные толщи. Граница между этими структурами примерно соответствовала северному ограничению мегантиклинория Горного Крыма.

К началу позднего триаса на месте северного прогиба образовалось поднятие, а южнее по широтным глубинным разломам заложился геосинклинальный троговый бассейн, где началось накопление флишевой

формации. Образовавшийся грабен был разбит продольными и поперечными глубинными разломами на ряд глыб, что обусловило строение сводово-блокового поднятия Горного Крыма.

Отложения триаса на севере Предкавказья перекрывают протерозойские, на юге — палеозойские образования.

На рубеже позднего триаса и ранней юры в Горном Крыму происходит частичная инверсия прогиба и заложение интрагеоантиклиналей Туаковского, Качинского и других поднятий. Проявляется слабый до складчатый магматизм, затем флишевые отложения сменяются в складки. Но после кратковременного перерыва в ранней юре вновь повсеместно образуются мелководный флишевый бассейн. К началу средней юры происходит инверсия геосинклинали. На крыльях поднятий образуются интрагеосинклинали Судакского, Восточного и Юго-западного синклинориев, где накапливаются грубообломочные и флишевые отложения. В байосское время усиливаются дифференцированные движения блоков, активизируются глубинные разломы. К концу батского времени опускания прогибов охватывают большую часть территории, в то время как на поднятиях флишевые отложения приобретают складчатость.

В середине келловая образовавшийся мегантиклинорий подвергся глубокой эрозии. Значительная часть структурных элементов Горного Крыма была создана в начале позднеюрской эпохи. С оксфорда Крымское горное сооружение вступает в киммерийский орогенный этап развития.

Образование верхнеюрских и нижнемеловых комплексов произошло на северном крыле крупного сводового поднятия. Усложнение тектонических движений приводит к образованию различных фацальных зон, характеризующихся накоплением карбонатных, флишевых и других типов осадков. В прогиб вовлекается северо-восточная часть площади, пережившая длительное поднятие. Заложилась грабен-синклиналь Байдарская, Варнаутская и другие, которые развивались и в раннем мелу. В конце титонского времени интенсивно проявляется разрывная тектоника. В начале берриаса происходит частичная инверсия — ось прогиба в целом смещается к северу, яйлинские бассейны в западном и восточном Крыму замыкаются, море интрессурирует в наложенные мульды. На севере формируются предгорный прогиб.

На юге З. Предкавказья континентальный режим существовал только в раннем и среднем лейасе. В конце ранней и в средней юре здесь накапливалась морская сероцветная терригенная формация. В поздней юре на северном склоне З. Кавказа и в Новороссийском прогибе в условиях перикратонного прогиба развивалась формация пестроцветного карбонатно-терригенного флиша. В восточной части Новороссийского прогиба накопление флишевой формации началось уже в батский век. Отсутствие перерыва между ранней — средней и поздней юрой и наличие эффузивных образований в сеноманских отложениях прогиба позволяют предположить, что флиш Новороссийского синклинория формировался у подножия отмирающей островной дуги. Здесь же отмечается и постепенный переход от юры к мелу, так как и в берриасе и в валанжине отлагался карбонатный флиш того же типа, что и в титоне.

С середины баррема проявляются признаки общего поднятия Крымского горного сооружения. Интенсивные тектонические подвижки, вызвавшие проявление вулканизма в Степном Крыму, происходят в среднем — позднем альбе. С этого времени на всей территории Крыма устанавливается платформенный режим. Северную часть территории занимает мелкое море, южнее располагается низменная суша. Вплоть до эпохи на севере происходит накопление глинисто-карбонатных пород платформенной формации. В З. Предкавказье в раннемеловую эпоху

отлагались неритовые осадки: в готериве и барреме терригенно-карбонатные, в апте—альбе — терригенные, глауконитовые. В Новороссийском и Абино-Гунайском прогибах отлагались осадки, близкие к флишевым. Здесь широко развиты мощные толщи темно-серых глинистых пород с конкрециями сидеритов, разделенные песчано-конгломератовыми пачками (песчаный и грубый флиш). Среди последних в Абино-Гунайском прогибе присутствуют глыбовые конгломераты, что указывает на активность тектонических движений.

В Предкавказье осадконакопление альбско-сеноманского времени происходило в условиях мелкого моря. Максимум седиментации был приурочен к широтному прогибу, заложившемуся на месте будущей Щербиновской антиклинальной зоны. Каневская зона в это время развивалась как положительная структура в условиях непрекращающегося осадконакопления. В маастрихтский век зона испытала поднятие и расширение к юго-востоку. Остальная часть Предкавказья на протяжении позднего турона, коньяка и раннего сантона испытала более интенсивное прогибание с карбонатным осадконакоплением.

В туронско-сантонское время Новороссийский прогиб продолжал интенсивно прогибаться и заполняться главным образом карбонатным флишем. Абино-Гунайский прогиб в это время представлял собой сушу, которая стала покрываться морем лишь в кампанский век. Каневская зона поднятий в маастрихте и в датский век подверглась частичному размытию, в результате которого были полностью уничтожены отложения верхнего и части нижнего кампана. В конце мела — начале палеогена на большей части Предкавказья и Кавказа проявились восходящие тектонические движения. В Новороссийском прогибе в раннем и среднем палеоцене продолжалось накопление осадков терригенного типа. Вдоль южного ограничения будущего Западно-Кубанского предгорного прогиба сохранился узкий флишевый трог, осадконакопление в котором продолжалось до раннего эоцена включительно.

Кратковременное частичное поднятие в неокме территории Причерноморья сменялось новым длительным опусканием, начавшимся в альбе—сеномане и продолжавшимся до конца плиоцена. Причерноморская впадина возникла в результате возобновления подвижной части южного склона Восточно-Европейской платформы, находящейся в зоне Большевказско-Причерноморских разломов земной коры. В начальной (меловой) стадии развития впадины ее ось протягивалась в северо-западном (280—290°) направлении по линии Джанкой—Одесса—Бельцы. Благодаря активизации зон разломов с азимутом 280—290° и отчасти 310—320° для мелового структурного плана Причерноморской впадины было характерно общее простирание. В начале палеоцено-во-Горном Крыму формировались сводовые поднятия, а на северо-востоке развивался крупный платформенный прогиб — по системе сбросов восточное замыкание мегантиклинория на Керченском полуострове погружено на большую глубину и перекрыто мощными толщами глин. Прогиб существовал до нижнего миоцена включительно.

В позднем эоцене — раннем олигоцене на южный борт Причерноморской впадины поперек Скифской плиты и южного края Восточно-Европейской платформы наложился узкий прогиб северо-восточного направления.

З. Кавказ в олигоцене представлял собой поднятие, с которого в майкопское море Предкавказья и Закавказья поступала основная масса терригенно-глинистого материала. В олигоцене—раннем миоцене, среднем палеоцене и среднем сармате Причерноморская впадина раскрывается в сторону глубоководной впадины Черного моря. Зона максимального осадконакопления переместилась при этом в восточную (Присивашскую) часть Причерноморской впадины, опускавшуюся по системе разломов северо-восточного направления. Юго-западная и юго-

восточная части Причерноморской впадины погружались к внешним зонам Прикарпатского и Предкавказского краевых прогибов. В позднем сармате, мзотисе и понте в Причерноморской впадине восстанавливается западно-северо-западная ориентировка зоны максимального осадконакопления при преобладающем северо-восточном простирании границ осадочных формаций. Интенсивные подвижки блоков Причерноморской впадины предопределили новейшую олигоценово-неогеновую структуру территории на момент, предшествующий позднеплиоценовой регрессии и образованию в Северном Причерноморье континентальных среднелиоценовых четвертичных отложений. Глыбовые движения этого времени привели к образованию современной Причерноморской эрозионно-аккумулятивной низменности, унаследовавшей очертания зоны осадконакопления, существовавшей в пределах Причерноморской впадины в олигоцене—раннем миоцене.

В неогене началась заключительный орогенный этап развития Горного Крыма с тенденцией к медленному опусканию (тортоно-сарматская трансгрессия); во второй половине плиоцена Горный Крым поднялся в виде асимметричного свода на 250—300 м. В конце плиоцена южная часть сводового поднятия быстро погружается по разломам со значительной амплитудой, начинается процесс пеннилизации, сформировавший современный рельеф южнобережной полосы. Северное крыло мегантиклинория испытывает поднятие; меловые, палеогеновые и неогеновые отложения платформенного чехла приобретают наклон к северу.

В конце миоцена проявились интенсивные тектонические движения, сопровождавшиеся общим воздыманьем области З. Кавказа. Судя по положению сарматско-мзотисческой поверхности выравнивания, амплитуда этого поднятия составляет 600—750 м (А. И. Резников и др.). В среднем плиоцене в орогенное поднятие вовлекается и перикратонная (Абино-Гунайская) часть Предкавказской платформы. В плиоцене и раннем плейстоцене формировались понгическая, акчагыльская, ашеронская и чаудинская поверхности выравнивания.

В Керченском периклинальном прогибе в олигоцене накопилось около 2000 м глинистых осадков. Максимальная мощность мзотиса установлена на Таманском полуострове и в Славянско-Рязанской впадине. Максимум понгического осадконакопления (около 800 м) приурочен к срединной части Западно-Кубанского предгорного прогиба. Здесь же отмечается интенсивное осадконакопление (до 500 м) и в киммерийский век. Остальная часть З. Предкавказья в киммерийское время была поднята над уровнем моря и на ее месте формировалась аллювиальная равнина. В позднем плиоцене область Западно-Кубанского предгорного прогиба продолжала интенсивно погружаться. За это время основание кучальницкого яруса опустилось на 500—1500 м ниже уровня моря, тогда как на севере З. Предкавказья — всего на 70—100 м.

Основные черты современного рельефа Южной Украины сформировались главным образом в течение антропогенного периода, когда произошла дифференциация тектонических движений и эрозионные процессы расчленили плиоценовую равнину.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В геологическом отношении территория листа L—(36), (37) достаточно подробно изучена. Она полностью закартирована в масштабе 1 : 200 000, а важнейшие ее части — и в более крупном масштабе. В пределах ее имеются промышленные месторождения нефти, газов горючих, каменного угля, железа, металлургического сырья, строительных материалов, минеральных вод. Весьма достоверно и широко разработаны вопросы стратиграфии мезозоя и кайнозоя, а также палеозоя Донбасса. Однако многие важные вопросы глубинного строения описываемой территории требуют дополнительной постановки глубинного бурения, поисково-исследовательских работ. Необходимо и в дальнейшем продолжать изучать фундамент южной части территории — Причерноморской впадины и Равнинного Крыма — геологическими и геофизическими методами, а также образования верхнего докембрия, с которым связана редкая, мелкая минерализация, наличие черных и цветных металлов, фосфатного сырья и т. д. в Приазовье и на южном склоне Украинского щита. Важную часть работ составляют исследования подземных вод — питьевых, минеральных, термальных, необходимых для водоснабжения Южного Причерноморья, Предкавказья и Крыма в хозяйственных, питьевых и бальнеологических целях. Для рационального использования подземных вод и охраны их от источников загрязнения необходимо изучение: влияния тектогенеза на подземную гидросферу; гидродинамических и гидрохимических условий на участках действующих и строящихся орошаемых систем; фильтрационных свойств водоупорных толщ путем проведения опытных работ для каждой литологической разновидности пород; гидрогеологических условий глубоких водоносных комплексов с постановкой в разных типах гидрогеологических структур опорного гидрогеологического бурения совместно с геофизическими исследованиями; способов искусственного восполнения на промышленной основе подземных вод за счет поверхностных; вопросов формирования и использования термальных вод для нужд народного хозяйства; возможности разработки методики комплексного подхода к охране подземных вод от истощения и загрязнения.

Выявление в последние годы с помощью крупномасштабной геологической съемки новых видов полезных ископаемых требует дальнейшего расширения поисковых и геологоразведочных работ, в том числе в Равнинном Крыму и Предкавказье, где с глубокими горизонтами могут быть связаны промышленные месторождения нефти и газа горючего. Серьезной задачей является и изучение технико-экономических обособлений для имеющихся месторождений полезных ископаемых, которые до настоящего времени не разрабатывались.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абсолютный возраст гранитов Среднего Приднепровья и западной части Украинского щита по данным свинцово-изотопного метода/Н. П. Щербак, Е. К. Бортынских, В. И. Орса и др. Киев, 1979.
2. Байрак Н. К., Романов Ю. А. Тектоника и нефтегазоносность Западно-Кубанского и Терско-Каспийского краевых прогибов.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. Наука, 1980.
3. Березин Б. З. Новые данные о составе архейских образований Среднего Приднепровья.— Геохимия и рудообразование, 1974, № 4.
4. Благоволин Н. С. Геоморфология Керченско-Таманской области. М., Изд-во АН СССР, 1962.
5. Благоволин Н. С. Вопросы геоморфологии Крымских гор.— В кн.: Вопросы географии, М., Мир, 1968, с. 98—108.
6. Благоволин Н. С. Голоценовая история Черноморского бассейна. Комплексное исследование Черноморской впадины. М., Наука, 1976, с. 48—53.
7. Бондарчук В. Г. Движение и структура тектоносферы. Киев, Наукова думка, 1970, 190 с.
8. Бурштар М. С., Чернобров Б. С., Шварцберг Ю. Н. Геотектоническое районирование фундамента предкавказской части Скифской плиты.— Сов. геология, 1969, № 8.
9. Быстревская С. С., Земсков Г. А., Семенов Н. П. Применение материковых аэрокосмических съемок для изучения структуры и металлогении Украинского щита. Киев, Изд-во ИТФМ АН УССР, 1981, с. 48.
10. Веклич М. Ф. Опорные геологические разрезы антропогена Украины. Киев, Наукова думка, ч. 1, 1967, ч. II — 1969.
11. Веклич М. Ф. Стратиграфия лессовых формаций Украины и соседних стран. Киев, Наукова думка, 1968, 235 с.
12. Ганешин Г. С., Соловьев В. В., Чемеров Ю. Ф. Проблема возраста рельефа.— Геоморфология, 1970, № 3, с. 6—11.
13. Ганешин Г. С., Чемеров Ю. Ф. Всесоюзное совещание по размасштабному геоморфологическому картированию.— Геоморфология, 1975, № 4, с. 112—115.
14. Геологическая карта Украинской ССР и Молдавской ССР масштаба 1 : 1 000 000. Объяснительная записка/В. Г. Чередищенко, А. Ф. Белоус, А. Г. Гойжевский и др. Киев, 1979.
15. Геоморфологическая карта Украинской ССР и Молдавской ССР масштаба 1 : 1 000 000. Объяснительная записка/В. Г. Чередищенко, И. Л. Соколовский, А. А. Абашин, П. Д. Букатчук и др. Киев, 1980.
16. Геологические формации Западного Предкавказья/А. Г. Алексин, А. Н. Шарданов, Г. Т. Юдин и др., М., Наука, 1973.
17. Геология Азовского моря/Е. Ф. Шнюков, Г. Н. Орловский, В. П. Усенко и др. Киев, Наукова думка, 1974, 246 с.
18. Геология и нефтегазоносность шельфов Черного и Азовского морей. М., Недра, 1979.
19. Семенов Н. П., Щербак Н. П., Бойко В. Л. Главнейшие геохимические эпохи в метасоматических процессах.— Геохимия и рудообразование, 1977, в. VIII, № 6.
20. Голизда Г. Я. О нарушениях юга Восточно-Европейской платформы по результатам дешифрирования телевизионных космических снимков.— Геология и разведка, 1980, № 10.
21. Гончаренко Н. В. Разломно-блоковая структура Приазовской части Украинского щита.— Геол. журнал, 1980, № 3, с. 73—81.
22. Гончаров В. П. и др. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М., Наука, 1972.
23. Доброхотов М. Н. Объяснительная записка к геологической карте докембрической восточной части Украинского щита (территория Большого Крыного Рога) и зоны сочленения щита с Донбассом масштаба 1 : 200 000. Киев, 1973.
24. Дубинский А. Я., Мащенко Н. А. Геологическая карта и схема тектонического районирования фундамента Предкавказья в м-бе 1 : 1 000 000. Л., 1976.
25. Дубинский А. Я. Гнейсовый комплекс Центрального Приазовья.— Сов. геология, 1980, № 7.

38. Чекунов А. В. Основные этапы геотектонического развития Северного Причерноморья.—Сов. геология, 1973, № 4.
39. Чекунов А. В. Внутриконтинентальные талассонды.—Геол. журнал, 1981, № 2, с. 102—103.
40. Шевченко В. И., Рязанов И. А. К вопросу о возрасте Скифской и Туранской платформ.—Изв. ВУЗов (геол. и развед.), 1977, № 1.
41. Шевченко В. И., Рязанов И. А. Соотношение герцинского и альпийского этапов развития Крыма—Кавказа—Копетдага.—Изв. АН СССР (сер. геол.), 1980, № 6.
42. Шковьяра Ю. Д., Милкега М. В., Семиренко А. Г. Геология и рудоносность района Гуляйпольской магнитной аномалии.—Геол. журнал, 1979, № 1.
43. Щербак Н. П. и др. Каталог изотопных дат Украинского щита. Киев, Наукова думка, 1979.
44. Ярусная шкала неогеновых отложений юга СССР. М., Известия АН СССР (сер. геол.), 1975, № 2.

26. Дубинский А. Я., Машенко Н. А. Добруджа и ее соотношение с герцинидами Крыма.—Сов. геология, 1981, № 10.
27. Дубинский А. Я. О соотношении параллельной и флицидной формаций карбона Донецко-Борзневинской складчатой системы.—Сов. геология, 1982, № 11.
28. Железнодорожные месторождения докембрия Украины и их прогнозная оценка. Я. Н. Белевцев, Ю. М. Елатко, М. И. Веригин и др. Киев, Наукова думка, 1981.
29. Зайцев И. К. Прогнозная гидрохимическая карта СССР масштаба 1:2 500 000. Л., 1976.
30. Закономерности распространения дайковых комплексов Украинского щита. Э. А. Крутиховская, И. Ф. Пашкевич, С. М. Подоланко и др. Геофизический сборник, Киев, Наукова думка, 1957.
31. Карта четвертичных отложений Украинской ССР и Молдавской ССР масштаба 1:1 000 000. Объяснительная записка/В. Г. Чередищенко, Г. В. Пасечный, Д. М. Жук и др. Киев, 1978.
32. Клименко В. И. Оценка ресурсов подземных вод в сложных гидрогеологических условиях. М., Наука, 1974. 91 с.
33. Дласточник А. Н. Структурно-геоморфологические исследования шельфа. Л., Недра, 1978.
34. Масляев Г. А. Этапы и стадии развития структуры осадочного чехла Предкавказья.—Сов. геология, 1980, № 4.
35. Мирский М. Ф., Амурский Г. И. Фундамент молодых платформ.—В кн.: Молодые платформы и их нефтегазоносность. М., Наука, 1975.
36. Морейнов Ю. Г. Основные черты развития фундамента западной части Скифской платформы.—Вестн. МГУ (серия 4, геология), 1980, № 1.
37. Муратов М. В. Развитие учения о древних и молодых платформах.—Изв. АН СССР (сер. геол.), 1979, № 12.
38. Невесский Е. Н. Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов (сб. статей). М., Наука, 1971, 177 с.
39. Невесский Е. Н. Проблемы геологии шельфа (сб. статей). М., Наука, 1975. 294 с.
40. Об открытии, верхнетриасовых отложений в Новозавском районе Восточного Приазовья/М. К. Чернов, Е. В. Семенова, Н. Н. Шаталов и др. ДАН УССР, 1980, № 2, сер. Б.
41. Парыляк А. И., Копач И. П. Особенности строения и нефтегазоносность Индоло-Кубанского прогиба.—В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. Киев, Наука, 1980.
42. Пасечный Г. В. Корреляция морских и континентальных плиоценовых отложений юга Украины.—Палеогеография и инженерная геология юга Украины (сб. авторефератов). Киев, 1974.
43. Подводная долина р. Кубани/Е. Ф. Шлюков, В. И. Мельник, Л. И. Митин и др. Киев, изд-во ИГиГ АН УССР, 1978. 65 с.
44. Попович В. С., Стулак Л. А. Новые данные о глубинном строении Северного Причерноморья.—Геотектоника. М., Изд-во АН СССР, 1973, № 2.
45. Потанин Ю. Я. Стратиграфия и структура доловых комплексов Северного Кавказа. Тбилиси, Мецниереба, 1981.
46. Ресурсы термальных вод СССР/Б. Ф. Маврицкий, Г. К. Антоненко, Н. С. Орман и др. М., Недра, 1975. 152 с.
47. Рогоза О. И., Шиманский А. А. Новые представления о геологическом строении Центральной части Азовского вала.—Сов. геология, 1977, № 1.
48. Семенов В. Н., Ковалюк М. М. Абсолютный возраст верхнетриасовых отложений Азово-Черноморского бассейна по данным радиоуглеродного анализа.—Геол. журнал, 1973, № 6, с. 89—95.
49. Соколовский И. Л., Волков Н. Г. Геоморфология Украины (23 МГК). Киев, 1976. с. 157—263.
50. Соллоуб В. Б., Соллоуб Н. В. Строение земной коры Крымского полуострова.—Сов. геология, 1977, № 3.
51. Соллоуб В. Б., Чекунов А. В. Строение и возраст основания земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы.—Геотектоника. М., Изд-во АН СССР, 1980, № 1.
52. Строение складчатого основания равнинного Крыма/М. В. Муратов, В. Г. Вондаренко, Л. Г. Плахотный и др. Изд-во АН СССР, 1980, № 4.
53. Структурные элементы осадочного чехла юга УССР и смежных районов/Л. Г. Плахотный, Г. В. Палинский, М. Е. Герасимов и др.—Геол. журнал АН УССР, 1981, № 2.
54. Татар-Бараш З. И., Киктенко В. Ф., Дудник Н. Ф. Метабазиты, левобережной части Среднего Приднепровья.—Геология и рудоносность юга Украины, 1979, вып. 8.
55. Тектоническое районирование юго-восточной части Украинского щита/А. Я. Дубинский, Г. И. Лебедько, Н. А. Машенко и др.
56. Тимофеев Б. В. Микрофитофоссилии докембрия Украины. Наука, 1971.
57. Фолин А. Б., Егоров О. С., Козлов К. В. О коматитах Украинского щита.—ДАН УССР (сер. Б.), 1980, № 2.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. В. Г. Череди́ченко, А. Л. Лу́нев, Н. Л. Рома́новская	3
Стратиграфия	8
Архей. Б. З. Берзе́лиц, Р. М. Полу́новский	8
Архей — нижний протерозой. А. Л. Лу́нев	10
Нижний протерозой. Б. З. Берзе́лиц, Р. М. Полу́новский	11
Верхний протерозой. А. Л. Лу́нев	14
Девонская система. В. Г. Череди́ченко	15
Каменноугольная система. В. Г. Череди́ченко, Э. А. Я́рцева	16
Пермская система. В. Г. Череди́ченко, Э. А. Я́рцева	18
Триасовая система. С. В. Пи́воваров, Э. А. Я́рцева	18
Триасовая и юрская системы, нерасчлененные. С. В. Пи́воваров, Э. А. Я́рцева	19
Юрская система. А. Л. Лу́нев, С. В. Пи́воваров	20
Меловая система. А. Л. Лу́нев, С. В. Пи́воваров	24
Палеогеновая система. А. Л. Лу́нев, Г. В. Пасе́чный, С. В. Пи́воваров, Н. Л. Рома́новская	30
Неогеновая система. А. Л. Лу́нев, Г. В. Пасе́чный, С. В. Пи́воваров	35
Четвертичная система. А. А. Аба́шин, В. М. Векли́ч, В. Г. Череди́ченко	42
Ультраметаморфические, интрузивные и метасоматические породы. В. З. Берзе́лиц, С. В. Пи́воваров, Р. М. Полу́новский	53
Тектоника. Б. З. Берзе́лиц, А. Л. Лу́нев, Г. В. Пасе́чный, С. В. Пи́воваров, В. Н. Соло́вский	61
Геоморфология. В. Г. Череди́ченко	81
Гидрогеология. З. С. Ба́рыбина, Е. А. Журавле́ва	88
История геологического развития. Б. З. Берзе́лиц, А. Л. Лу́нев, Г. В. Пасе́чный, С. В. Пи́воваров, В. Н. Соло́вский	123
Заключение	130
Список литературы	131

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

Масштаб 1 : 1 000 000
(новая серия)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Лист L-(36), (37) — Симферополь

Редактор и корректор В. И. Гинцбург
Технический редактор А. А. Иванова

Слано в набор 21.11.85 г. Подл. в печать 09.04.86 г.
М-26574. Формат 70×108^{1/8}. Бум. тип. № 1.
Высокая печать. Литерат. гарн. Печ. л. 87^{1/2}. Усл. печ.
л. 12,55. Уч.-изд. л. 12,16. Тираж 200 экз. Заказ 609.
Цена 1 р. 40 к.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ