

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Скифская

Лист К-37 (Сочи), К-38 (Махачкала), К-39

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

2011

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР (ФГУГП ГНЦ) «ЮЖМОРГЕОЛОГИЯ»
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
(ФГУГП) «КАВКАЗГЕОЛСЪЕМКА»

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Скифская

Лист К-37 (Сочи), К-38 (Махачкала), К-39

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Лаврицев В. А., Шейков А. А., Андреев В. М., Семенов В. М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист К-37 (Сочи), К-38 (Махачкала), К-39. Объяснительная записка. — СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 431 с. + 8 вкл.

Геологическая карта охватывает центральную часть Большого Кавказа и участок его южного склона, Северо-Восточный Кавказ, Восточное Предкавказье, акватории Черного и Каспийского морей. Складчато-глыбовое сооружение Большого Кавказа обрамляют Скифская и Закавказская эпигерцинские плиты с краевыми прогибами; Восточно-Черноморской впадине отвечает блок субокеанической коры. По суше обобщен фактический материал крупно- и среднемасштабных съемок, дополненный ревизионными работами. В морской части карты сведены результаты региональных геофизических исследований и новые данные геологической съемки масштаба 1 : 200 000. Сейсмостратиграфию морских разрезов подтверждают для ряда толщ определения микрофауны из коренных пород материкового склона. В Черном море описаны глубоководные грязевые вулканы, реконструирована предчаудинская речная сеть. Геоэкологические условия в густозаселенных промышленных и курортных районах — напряженные; в высокогорных и глубоководных областях — благоприятные. Дана прогнозная оценка полезных ископаемых суши и моря.

В комплект Госгеолкарты входит компакт-диск с полным объемом авторских цифровых материалов.

Табл. 5, ил. 12, список лит. 166 назв., прил. 6.

Авторы

Лаврицев В. А., Шейков А. А. (ответственные исполнители), *Андреев В. М., Семенов В. М., Ермаков В. А., Греков И. И., Шельтинг С. К., Шишов В. С., Неводниченко С. П.*

Научные редакторы *Юбко В. М., Пруцкий Н. И.*

Редактор Скифской серии *Греков И. И.*

Эксперты НРС *Петров Б. В., Семенова Л. Р., Солдатов О. В.*

Рекомендовано к печати
НРС Роснедра 27 октября 2009 г.

- © Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра), 2011
- © Федеральное государственное унитарное геологическое предприятие «Государственный научный центр «Южморгеология» (ФГУГП ГНЦ «Южморгеология»), 2011
- © Федеральное государственное унитарное геологическое предприятие «Кавказгеолсъемка» (ФГУГП «Кавказгеолсъемка»), 2011
- © Коллектив авторов и редакторов, 2011
- © Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011

ВВЕДЕНИЕ

Настоящий комплект Госгеолкарты-1000 (третьего поколения) включает листы К-37, К-38 и К-39 с Российскими секторами Черного и Каспийского морей (рис. 1):

1) 44°00′ с. ш.; 2) 44°00′ с. ш.; 3) 43°22′ с. ш.; 36°18′ в. д.; 39°11′ в. д.; 40°00′ в. д.; 4) 42°16′ с. ш.; 5) 42°25′ с. ш.; 6) 43°26′ с. ш.; 39°14′ в. д.; 38°33′ в. д.; 36°10′ в. д.; Каспийское море: 1) 44°00′ с. ш.; 2) 44°00′ с. ш.; 3) 43°19′ с. ш.; 47°22′ в. д.; 48°59′ в. д.; 48°59′ в. д.; 4) 43°17′ с. ш.; 5) 43°08′ с. ш.; 6) 42°45′ с. ш.; 49°19′ в. д.; 49°29′ в. д.; 49°59′ в. д.; 7) 42°34′ с. ш.; 8) 41°51′ с. ш.; 49°53′ в. д.; 48°35′ в. д.

Комплект создан совместными усилиями ГНЦ ФГУГП «Южморгеология» и ФГУГП «Кавказгеолъемка» на основе обобщения геологических материалов разных масштабов и небольших объемов полевых работ.

Территория входит в пределы Краснодарского и Ставропольского краев, Адыгейской, Карачаево-Черкесской, Кабардино-Балкарской, Ингушской, Чеченской, Дагестанской республик и Республики Северная Осетия—Алания. Она занимает краевые, вовлеченные в складчато-глыбовые дислокации, части Скифской, Туранской и Закавказской эпигерцинских плит, где развиты породы от протерозоя до голоцена.

Основными орогидрографическими единицами площади являются: высоко- и среднегорные хребты Центрального, Западного и Восточного Кавказа, низкогорные хребты и межгорные равнины, Минераловодская равнина, Предкавказская лессовая равнина, Терско-Кумская и Дагестанская равнины.

Осевое положение занимает Главный Кавказский (Водораздельный) хребет с рядом отдельных горных массивов: Фишт (2867 м), Домбай-Ульген (4046 м), Эльбрус (5663 м), Дыхтау (5204 м), Коштантау (5152 м), Казбек (5033 м), Базардюзю (4466 м). Межгорные равнины среди низкогорных хребтов морфологически выражены в виде глубоких (до 1500 м) сложнорасчлененных понижений рельефа. Наиболее расширенные их участки наследуются широкоразработанными террасированными участками продольных долин главных поперечных рек. В Загедано-Архызской депрессии заложены долины Большой Лабы, Большого Зеленчука, Архыза, Пхии; на западном ее продолжении — долины Закана, Умпыря, Аспидной; на восточном продолжении — долины рек Софии, Алибека, Домбай-Ульгена и др. В Штулинской депрессии заложены долины верховьев рек Уруха и Череха Балкарского, а в Бежетинской — верховья рек Аварского и Андийского Койсу.

Минераловодская равнина с высотами от 400 до 600 м занимает бассейн Кумы и ее притоков, где развита вся серия террас, включая и эоплей-

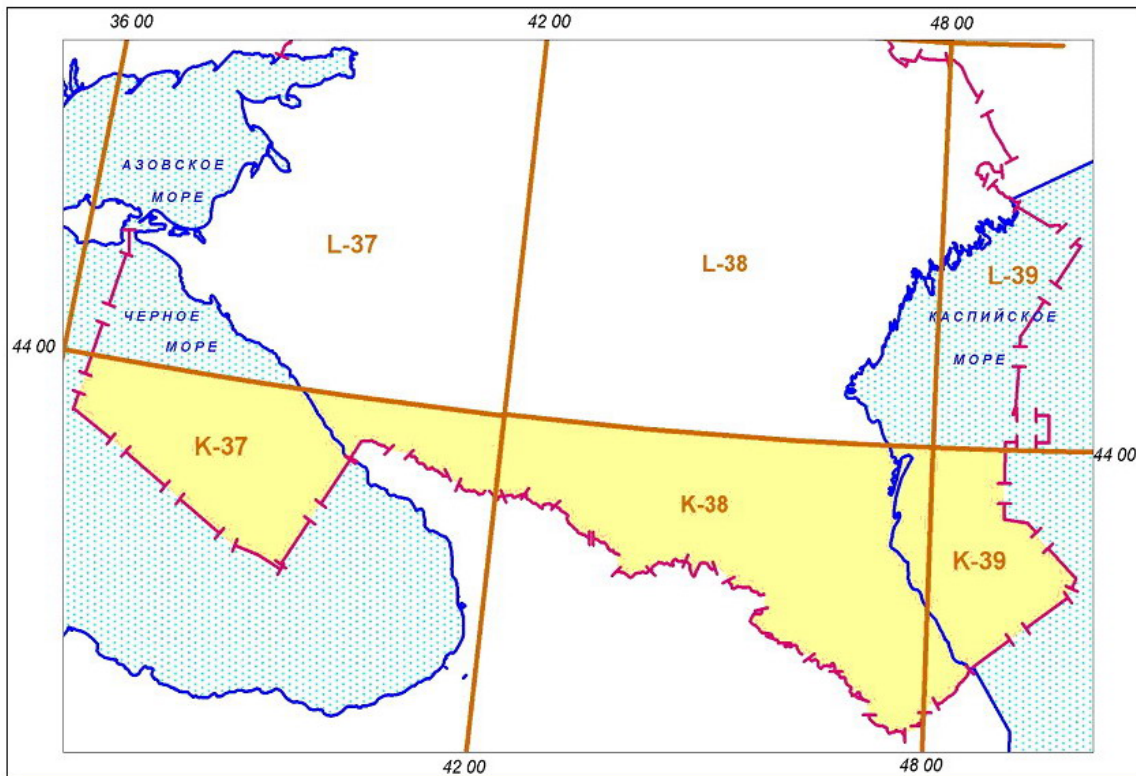
стоценовые уровни. Предкавказская лессовая равнина окаймляет подножие гор и выделяется в рельефе в виде пологих водораздельных увалов с абсолютными отметками 60–175 м, изрезанных сетью рек и ручьев. Терско-Кумская и Дагестанская равнины занимают большую часть Восточного Предкавказья. Колебание отметок высот на поверхности низменности составляет: +200 м – в западной части и минус 27 м – в восточной.

Наиболее крупными реками являются Мзымта, Малая и Большая Лаба, Кубань, Терек, Сулак и Самур, часто образующие каньонообразные ущелья. Реки полноводные, с бурным течением, весенне-летними половодьями и паводками, зимой не замерзают. Их значительные уклоны, обилие на бортах рыхлого моренного и гравитационного материала и неустойчивые метеоусловия постоянно создают большую селевую опасность.

Климат района – умеренно континентальный. Зима в горах на высоте до 2000 м продолжается с ноября по март с температурой от минус 2 до минус 9 °С, в верхней части гор – от минус 5 до минус 15 °С (минус 30 °С). В горах бывают обильные снегопады, метели. Толщина снежного покрова – до 3 м и более. В равнинной части зима неустойчивая и малоснежная. Морозы от минус 3 до минус 8 °С часто сменяются оттепелями (до +8 °С). Осадки выпадают в виде морозящих дождей или мокрого снега. Весна в горах начинается в апреле–мае и продолжается до июня. Лето (июнь–август) с теплой погодой, умеренно влажное, а в высокогорной зоне – прохладное с непродолжительными, но сильными ливнями. На равнине лето жаркое и сухое с дневными температурами от +18 до +28 °С (+32 °С). Осень (сентябрь–октябрь) прохладная и дождливая, с дневными температурами от +3 до +8 °С, в октябре по ночам заморозки, осадки в виде дождя и снега. Ветры в горах дуют вдоль долин, средняя скорость ветра от 3 до 6 м/с, на открытых склонах и перевалах – до 15 м/с. На равнине зимой и осенью преобладают западные, а летом и весной – восточные ветры.

Неоднородность физико-географических условий предопределила большое разнообразие почв и растительности. В горной части отчетливо выражена вертикальная зональность почвенного покрова. В нижней зоне, под лесами, залегают горно-лесные бурые почвы, а выше границы лесов – горно-луговые почвы. На южных сухих склонах встречаются массивы горно-степных почв. Почвы на низменности – каштановые, луговые, солончаки. Флора Кавказа насчитывает до 4000 видов растений. Растительность на низменности и в нижних частях склонов гор главным образом пустынная полынно-солянковая и полупустынная злаково-полынная. На высоте от 600 до 1800 м распространены лесные массивы, в основном состоящие из дуба, граба, бука, березы, сосны. Выше 1800 м распространены богатые травянистой растительностью субальпийские луга, переходящие в альпийские луга. Субальпийские и альпийские луга широко используются в народном хозяйстве для развития отгонно-пастбищного животноводства. На изученной территории имеется множество заповедников, заказников и национальных парков, где насчитывается 89 видов млекопитающих, 300 видов птиц и 92 вида рыб, среди которых много ценных пород.

Территория заселена неравномерно, здесь проживает более 40 народов и этнографических групп. Основная масса населения проживает в предгорьях. Здесь расположены крупные населенные пункты – Сочи, Кисловодск,



площадь работ по составлению и подготовке к изданию комплекта Гостгеолкарты-1000/3 листов К-37, -38 и -39. Сочи-Махачкалинский объект (2005–2008 гг.)

Рис. 1. Обзорная схема района работ.

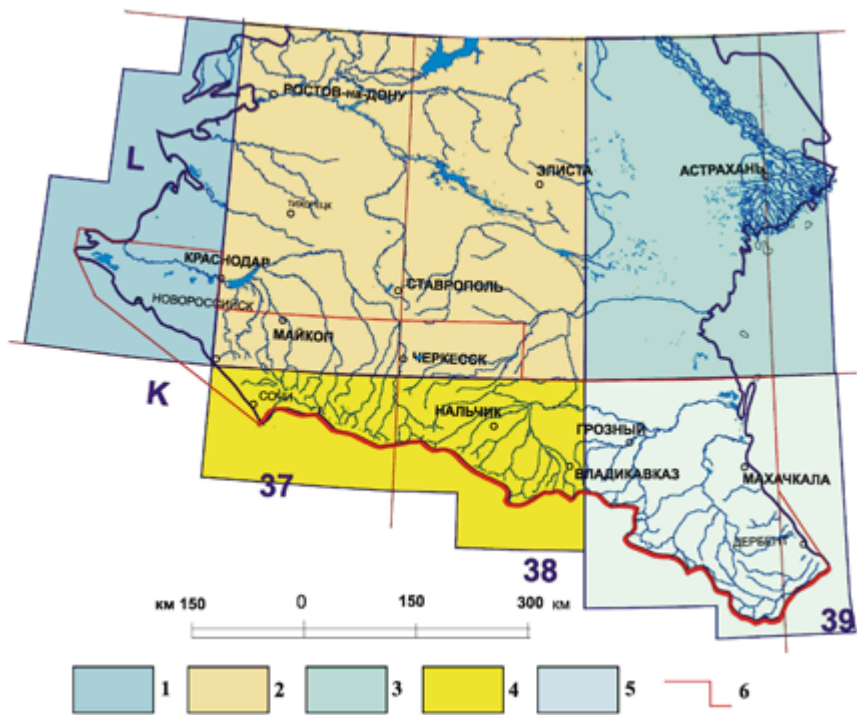


Рис. 2. Картограмма изученности района работ картосоставительскими работами масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия) на 1.05.2009 г.

Листы, организация-исполнитель, год издания, в т. ч.: 1 – L-36, 37, Симферополь, ЦТЭ Мингео УССР, 1983 г.; 2 – L-37, 38, Ростов, ФГУНПП «Аэрогеология», 2001 г.; 3 – L-38, 39, Астрахань, ПГО «Аэрогеология», 1993 г.; 4 – К-37, 38, Тбилиси, КИМС, 1982 г.; 5 – К-38, 39, комплект ГК-1000 не издан; 6 – ГИС-Атлас Кавказа.

Нальчик, Прохладный, Моздок, Владикавказ, Назрань, Грозный, Кизляр, Хасавюрт, Махачкала и Дербент. В них сосредоточена легкая, пищевая, машиностроительная, химическая и другие отрасли промышленности. Сочи и Махачкала, кроме того, являются крупными центрами морских перевозок. Практически все населенные пункты соединены сетью шоссейных дорог. Основные города-курорты находятся в Краснодарском и Ставропольском краях. Все крупнейшие населенные пункты, включая города Кавказских Минеральных Вод, связаны железнодорожными магистралями. Ставрополье, Чечня и Дагестан являются важными нефтегазодобывающими районами. Геологическая изученность территории неравномерна. Наиболее полно охвачены геологическими исследованиями районы с развитой нефтедобывающей промышленностью, территории с доказанной перспективностью на рудные полезные ископаемые, а также Хостинские и Кисловодские минеральные воды, на базе которых получила развитие инфраструктура Всероссийской здравницы.

Акватория Каспия (листы К-38, -39) относится к Скифско-Туранской эпигерцинской платформе (Скифская и Туранская плиты) и Альпийскому складчатому поясу (Терско-Каспийский краевой прогиб). Район исследований расположен в средней части Каспийского моря, ограничен с востока морской границей с Казахстаном, с юго-востока – морской границей с Азербайджаном. Административно территория относится к Республике Дагестан. Общая площадь морской части листов – 29 940 км².

В акватории выделяется шельф, материковый склон и глубоководная впадина. Шельф с глубинами моря до 100 м имеет ширину от 13 до 150 км. Материковый склон с глубинами моря от 100 до 600 м и шириной от 26 до 87 км прорезают подводные каньоны глубиной до 40 м. Подножие материкового склона на глубинах около 600 м отделяет склон от глубоководной впадины (Дербентской котловины).

Соленость составляет в среднем от 12,00 до 14,00 ‰. Область глубин менее 5 м тянется узкой полосой вдоль западного берега на максимальное расстояние до 4 км, максимальная глубина воды отмечается в Дербентской впадине – 670 м. Лед, появляющийся у западного побережья, – преимущественно дрейфующий из северной части моря. У западного берега преобладают слабые течения – до 20 см/с. Между Махачкалой и Дербентом наблюдается зона расхождения течений, связанная с дивергенцией ветровых потоков. При продолжительных северо-западных ветрах скорости юго-восточных течений у западного побережья весьма значительны, чему способствует направление, выровненность береговой черты и приглубость берегов. Средние скорости этих течений в слое глубин от 0 до 25 м составляют от 15 до 40 см/с, а максимальные могут достигать до 100 см/с. Гидрометеорологические условия для плавания судов наиболее благоприятны с мая по сентябрь, однако в некоторых районах в это время довольно часты шторма, возможны смерчи. Порты укрытия – Махачкала, Дербент.

Современные представления о геологическом строении, истории развития и минерально-сырьевом потенциале региона опираются на материалы планомерного Государственного регионального мелко-, средне- и крупномасштабного геологического картирования, выполненного в период с 1930-х годов до настоящего времени (рис. 2–4). Важнейшим показателем

состояния геологической изученности региона является его обеспеченность картами масштаба 1 : 1 000 000, 1 : 500 000, 1 : 200 000 и 1 : 50 000.

Для Северного Кавказа составление первых сводных карт, в целом отвечающих современному уровню изученности региона, проводилось ВСЕГЕИ. В 1956 г. под редакцией К. Н. Паффенгольца издана первая геологическая карта Северного Кавказа масштаба 1 : 500 000. Последняя геологическая карта Кавказа масштаба 1 : 500 000 издана в 1976 г. (редактор Д. В. Наливкин). В 1994 г. ГП «ЦГСЭ» она была модернизирована со свитным расчленением и выделением интрузивных комплексов, но не была издана. Карты носили компилятивный характер, и их качество определялось базовыми материалами.

В 1999 г. ФГУГП «Кавказгеолсъёмка» был составлен комплект карт (13 карт) Геологического Атласа Северного Кавказа масштаба 1 : 1 000 000 (по состоянию на 1.01.1997 г.), а также карты конвективного теплового потока (КТП) и его геологической интерпретации, прогнозно-минерагеническая карта на коренную алмазность территории Северного Кавказа масштаба 1 : 1 000 000.

В 2004 г. подготовлен на генерализованной геологической основе масштаба 1 : 2 500 000 ГИС-Атлас Южного федерального округа (ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУГП «Кавказгеолсъёмка»): геологическая карта, карта месторождений полезных ископаемых, карта минерагенического районирования, карта районирования нефтегазоносности и угленосности, карта перспектив нефтегазоносности, карта распределенного и нераспределенного фондов недр, карта геолого-геофизической изученности). В Атласе в значительной мере обобщен фактический материал мелкомасштабных работ по территории региона. В комплект карт масштаба 1 : 1 000 000 того же ГИС-Атласа помещались карты, прошедшие апробацию, без увязки по границам либо с минимально необходимой увязкой (геологическая карта дочетвертичных образований, геологическая карта четвертичных образований, гидрогеологическая карта, геоэкологическая карта, карта геолого-геофизической изученности, карта месторождений полезных ископаемых, прогнозно-минерагеническая карта, карта районирования нефтегазоносности и угленосности, карта перспектив нефтегазоносности и угленосности, карта распределенного фонда полезных ископаемых, топографическая карта, геолого-экономическая карта).

В 2004–2006 гг. в рамках объекта «Мониторинг цифровых материалов по геологическому строению, минерально-сырьевым ресурсам, состоянию и использованию недр РФ для решения проблем недропользования федерального и территориального уровней по Южному федеральному округу» выполнены следующие работы:

1) унифицированы и приведены в соответствие с апробированными «Требованиями к составу, содержанию и форматам представления цифровых моделей и сопровождающих баз данных ГИС-Атласа РФ и по оформлению пакетов оперативной геологической информации» цифровые модели базовых карт масштаба 1 : 2 500 000, 1 : 1 000 000 по Южному федеральному округу и по картам к ГИС-пакетам оперативной геологической информации;

2) актуализированы (на 31.12.2006 г.) и переданы Роснедра, Югнедра и его территориальным органам в аналоговой и электронной формах ГИС-

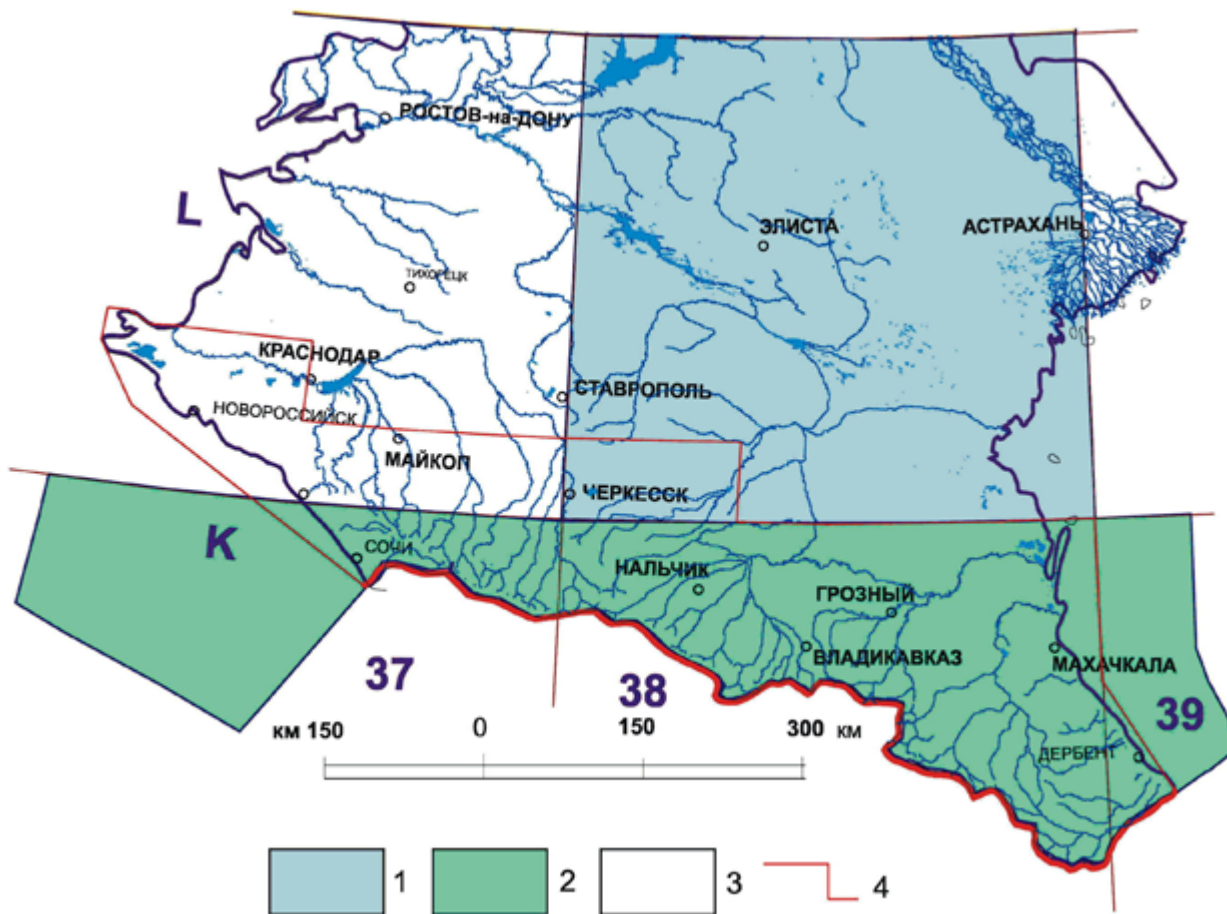


Рис. 3. Картограмма изученности района работ картосоставительскими работами масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) на 1.05.2009 г.

Листы, организация-исполнитель, год начала и окончания работ, в т. ч.: 1 – L-38 (Пятигорск), ВСЕГЕИ, ФГУП «Кавказгеолъсемка», 2002–2005 гг.; 2 – К-37, 38, 39 (Российский сектор), ГНЦ ФГУП «Южморгеология», ФГУП «Кавказгеолъсемка», 2008 г.; 3 – L-37, L-39, работы планируются с 2010 г.; 4 – ГИС-Атлас Кавказа.

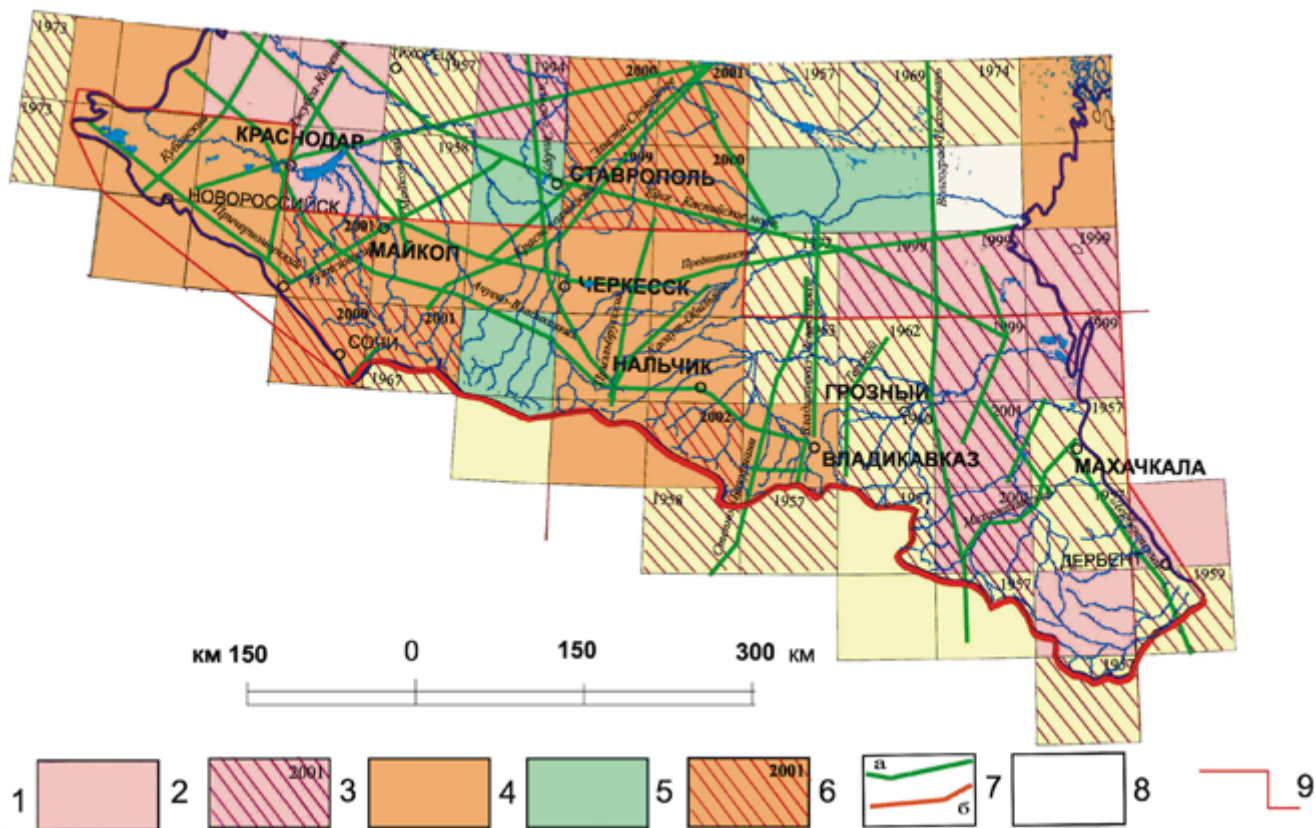


Рис. 4. Картограмма изученности района работ геологосъемочными и картосоставительскими работами масштаба 1 : 200 000 (первое и второе поколение) на 1.06.2008 г.

Госгеолкарта-200, первое поколение (1–3), в т. ч.: годы утверждения листов в НРС МПР России: 1 – до 1974 г.; 2 – 1985–1994 гг.; 3 – изданные листы и год издания.

Госгеолкарта-200, второе поколение (4–6), в т. ч.: годы утверждения листов в НРС МПР России: 4 – 1999–2006 гг.; 5 – находящиеся в работе; 6 – изданные листы и год издания.

Глубинные геолого-геофизические профили – 7, в т. ч.: а – завершённые; б – проектируемые; 8 – листы НРС не утвердились; 9 – ГИС-Атлас Кавказа.

пакеты оперативной геологической информации по Южному ФО и 13 субъектам Российской Федерации;

3) актуализированы базовые карты ГИС-Атласы масштаба 1 : 1 000 000 по Южному ФО и субъектам Российской Федерации (эколого-геологическая, полезных ископаемых, минерагенического районирования, четвертичных образований, эколого-геологической и геолого-геофизической изученности);

4) составлены карты с БД: инфраструктуры, гидрогеологической изученности, современных геологических процессов и стратегических высоколиквидных и острodefицитных видов сырья, размещения текущих ГРР, фонда перспективных площадей на твердые полезные ископаемые и региональные геологосъемочные работы. Подготовлена цифровая модель карты современных геологических процессов (на основе изданной карты экзогенных геологических процессов масштаба 1 : 2 500 000 (А. И. Шеко, В. С. Круподеров, М. М. Максимов и др., ВСЕГИНГЕО, 2001 г.).

ГИС-Атлас Южного федерального округа Российской Федерации, подготовленный в 2004–2006 гг., явился основой для создания ГИС-Атласа Кавказа.

На все листы Государственной разграфки территории ЮФО имеются Государственные геологические карты масштаба 1 : 1 000 000 второго поколения (новая серия), за исключением листа К-38, -39, геологическая основа которого подготовлена в КИМС (г. Тбилиси) и не утверждена НРС в связи с известными политическими событиями. Специалисты ФГУПП «Кавказгеолсъемка» принимали участие в подготовке геологической основы Северо-Кавказской части Государственной геологической карты листов К-37, -38; L-36, -37; L-37, -38; L-38, -39. Геологические карты новой серии составлены по устаревшей технологии, в различном ключе, в различной комплектации, для различных возрастных срезов и без учета перевода отложений апшерона в состав четвертичных образований. Карты полезных ископаемых, по сути, являются регистрационными и не несут элементов геологического прогноза, что значительно затрудняет оценку перспектив территории на различные виды полезных ископаемых.

В 2005 г. подготовлен к изданию лист L-38 третьего поколения (ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУНПП «Аэрогеология», ФГУПП «Кавказгеолсъемка»).

Геологическим картографированием масштаба 1 : 200 000 первого поколения охвачена вся территория, однако в настоящее время эта геологическая основа устарела (имеет 30–50-летнюю давность) и не пригодна для использования при перспективном планировании и для выделения площадей для постановки прогнозно-поисковых работ. В рамках подпрограммы Роснедра «Госгеолкарта-200» с 1993 г. на наиболее металлогенически и экологически нагруженных территориях региона начата подготовка комплектов Госгеолкарты-200 второго поколения. На территории российской части Кавказа, входящей в площадь объекта, за период 1993–2007 гг. обновление геологической основы проведено на площади 20 номенклатурных листов в пределах юрисдикции Российской Федерации, четыре комплекта Госгеолкарты-200 второго поколения изданы. В 2009 г. завершены работы по ГДП-200 и подготовке к изданию комплекта Госгеолкарты-200 второго поколения листов К-37-VI, -XII (Карачаевский объект).

Таким образом, территория Западного и Центрального Кавказа в рамках объекта покрыта ГК-200 второго поколения, материалы по которым также были использованы при подготовке данных листов.

Геологической съемкой масштаба 1 : 50 000 охвачена большая часть горной территории Северного Кавказа (65,4 из 76 тыс. км²) и, частично, Предкавказья (около 10 %), однако современным требованиям, и то лишь частично, соответствуют только материалы геологосъемочных работ, выполненных после 1980 г. (около 15 %). Геологическая основа прошлых лет полностью или частично устарела и непригодна для сводного мелкомасштабного картографирования, текущего и перспективного планирования ГРП. В рамках подпрограммы Роснедра «Госгеолкарта-50» в конце 1980-х—начале 1990-х годов геологическое доизучением в масштабе 1 : 50 000 проводилось на площадях наиболее перспективных рудных районов Северного Кавказа — на Бескесском, Кубано-Малкинском, Урухском, Лабинском и Верхне-Кубанском объектах. По ряду объектов были проведены лишь опережающие геохимические поиски, работы завершены информационными отчетами, а материалы переданы для использования при проведении ГДП-200. Материалы по геологическому доизучению в масштабе 1 : 50 000 в полной мере были использованы при подготовке комплектов Госгеолкарты-200/2 соответствующих территорий.

Геологическое изучение Северо-Кавказского региона сопровождалось обширным комплексом геофизических исследований регионального и поискового характера. Региональные геофизические исследования были сосредоточены в основных нефтегазоносных районах, и лишь в последние три десятилетия некоторые объемы этих работ выполнены в горных районах и на КМВ. В комплексе региональных геофизических исследований были использованы аэромагнитная съемка с последовательным укрупнением масштабов от 1 : 200 000 к 1 : 50 000 и 1 : 25 000, гравиметрическая съемка от масштаба 1 : 200 000 до 1 : 25 000 с сечением изоаномал отчетных карт от 2,00 до 0,50—0,25 мГал, сейсмо- и электроразведка в профильном и площадном вариантах. К настоящему времени подготовлены и прошли апробацию в геофизической секции НРС МПР РФ геофизические основы листов L-37, -38; K-37, -38, -39 для подготовки Госгеолкарты-1000/3.

Аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 200 000 охвачена вся территория региона еще 30—40 лет назад и не удовлетворяет современным требованиям. Горная часть Северного Кавказа, а также отдельные площади Центрального и Восточного Предкавказья покрыты съемкой масштаба 1 : 50 000—1 : 100 000 разных лет и с различной технологией их исполнения. В последние годы комплексная аэрогеофизическая (аэромагнитная и гаммаспектрометрическая) съемка масштаба 1 : 50 000 выполнялась в восточной части Ставропольского края.

Гравиметрической съемкой масштаба 1 : 200 000 также охвачена вся территория региона, съемка масштаба 1 : 50 000 проведена на отдельных площадях Северного Кавказа (около 30 %). В пределах последнего — это прежде всего касается нефтегазоносных площадей в Предкавказье и отдельных рудных районов (Садонский и Урупо-Лабинский) в горной части региона. Степень изученности вполне удовлетворяет требованиям к геологическому доизучению региона в масштабе 1 : 200 000 с дополнением сейсмическими и электроразведочными работами.

Глубинные геолого-геофизические исследования на территории Северо-Кавказского региона начались еще в 1960-е годы, когда были отработаны два полных пересечения Большого Кавказа точечными ГСЗ по профилям Степное—Бакуриани и Волгоград—Нахичивань. В последние десятилетия в пределах Северного Кавказа и Предкавказья выполнены ГСЗ—МОВЗ по профилям Краснодар—Эмба и Морозовск—Дивное—Ставрополь—гора Эльбрус, а также изучена серия региональных профилей методами обменных волн землетрясений и магнитотеллурических зондирований по проблеме «Прогноз землетрясений». Часть профилей отрабатывалась в рамках объектов ГДП-200. ФГУГП «Кавказгеолсъемка» составлены геолого-геофизические модели Центрального и Восточного Кавказа, позволившие предложить модели отдельных сейсмоопасных зон. В целом же степень изученности глубинного строения региона на сегодня остается недостаточной, и в первую очередь это касается горного сооружения Центрального Кавказа.

К настоящему времени подготовлены и прошли апробацию в геохимической секции НРС МПР РФ геохимическая основа листов L-37, L-38 (ФГУГП «Кавказгеолсъемка») и листов K-37, -38, -39 (ФГУП «ИМГРЭ») для подготовки Госгеолкарты-1000/3. Составлены покомпонентные базы аналитических данных (почв, донных отложений и коренных пород) и базовые карты (моноэлементные и интегральные распределения химических элементов в различных природных средах). Последние явились основой для прогнозной геолого-геохимической оценки ресурсов важнейших видов полезных ископаемых региона, характеристики общей эколого-геохимической ситуации площадей, агрогеохимической оценки сельскохозяйственных земель территории (частично), разработки рекомендаций по ведению среднемасштабных геолого-поисковых работ, планированию природоохранных мероприятий и рациональных направлений использования природно-ресурсного потенциала региона.

Поиски геохимическими методами масштаба 1 : 50 000 и 1 : 200 000 на территории Северного Кавказа проводились преимущественно в горной части, аналогичными работами в Предкавказье охвачены лишь отдельные планшеты. Геохимическими поисками масштаба 1 : 50 000 покрыты полностью Западный и Центральный Кавказ и около 50 % площади Восточного Кавказа, однако современным требованиям соответствуют только поиски, выполненные на площади Центрального Кавказа. Геохимические поиски масштаба 1 : 200 000 проводились в процессе работ по подготовке к изданию ГГК-200 второго поколения, к настоящему времени в пределах Северо-Кавказского региона геохимическими поисками масштаба 1 : 200 000 охвачены Центральный и Западный Кавказ. По состоянию на 1.01.2008 г. полностью не изучены территория Восточного Кавказа и Восточного Предкавказья.

Научно-методическое обеспечение предшествующих региональных исследований проводилось путем проведения тематических работ регионального картографического, среднемасштабного металлогенического, стратиграфического, петрологического и других направлений. Особенно бурно этот процесс протекал в пределах Северного Кавказа в последние 20—25 лет, когда наметился существенный сдвиг по каждому из направлений.

Уровень изученности стратиграфии отложений Северного Кавказа выглядит следующим образом. На начало 1980-х годов Межведомственным региональным стратиграфическим совещанием (МРСС) приняты: корреляционная схема по триасу Кавказа (1977 г.), унифицированная схема юрской системы Северного Кавказа (1973, 1984), унифицированная схема стратиграфии по меловой системе Северного Кавказа (1979 г.). Рабочая корреляционная стратиграфическая схема четвертичных и верхнеплиоценовых отложений Кавказа апробирована Северо-Кавказским РМСК (1998 г.). В 2000 г. на бюро МСК при ВСЕГЕИ прошли апробацию и утверждены: в качестве унифицированной стратиграфическая схема палеогеновых отложений Северного Кавказа и Предкавказья, в качестве корреляционной – стратиграфическая схема девонских отложений, в 2001 г. утверждена в качестве корреляционной стратиграфическая схема силурийских отложений, в 2002 – неогеновых отложений. В 2006 г. завершена работа над региональной стратиграфической схемой верхнемеловых отложений Северного Кавказа, которая была утверждена на МСК. Отсутствуют региональная стратиграфическая схема нижнемеловых отложений Северного Кавказа (рабочий вариант утерян в 1980-х годах).

Все новые данные по стратиграфии обобщены при составлении легенд Гостгеолкарт-200 Скифской и Кавказской серий листов (1998 г.), легенды Гостгеолкарты-1000/3 Скифской (Южно-Европейской) серии (2001 г.), кроме того, созданы эталонные базы данных по стратиграфии протерозоя и фанерозоя, а также по магматическим комплексам. В 2002 г. были доработаны минерагенический блок Гостгеолкарты-1000/3 и авторский вариант легенды карты четвертичных отложений для Черного, Азовского и Каспийского морей, отсутствовавшие в первоначальном комплекте СЛ. В 2004 г. разработан минерагенический блок Гостгеолкарты-200 Скифской серии листов.

Основные фактические данные по магматическим образованиям Северного Кавказа в целом обобщены в монографических трудах И. П. Гамкрелидзе, Д. М. Шенгелия (2005), А. М. Борсука (1979), Г. И. Баранова и С. М. Кропачева (1976), Д. М. Шенгелия (1972), работах Г. Д. Афанасьева, А. Г. Гурбанова и др., объяснительной записке к карте магматизма и метаморфизма масштаба 1 : 200 000 Северного Кавказа (1977) и, наконец, при подготовке серийных легенд Гостгеолкарты-200/2 и Гостгеолкарты-1000/3.

В 2001 г. ФГУГП «Кавказгеолсъемка» завершены работы по оценке изученности доюрских магматических комплексов Северного Кавказа, составлены карты их распространения в масштабе 1 : 1 000 000. По 11 комплексам выбраны массивы, предлагаемые в качестве эталонных объектов. Для Эльбрусского риолит-дацитового вулканического комплекса создана основа для разработки его эталона.

По состоянию на настоящее время на территории Северного Кавказа выделено более 50 магматических комплексов, в целом отражающих реально существующее в регионе многообразие геодинамических обстановок. Однако на сегодняшний день отсутствует утвержденная Северо-Кавказским петрографическим советом корреляционная схема магматических комплексов, основа которой заложена при составлении легенд Гостгеолкарты-200/2 и Гостгеолкарты-1000/3.

Изучение регионально метаморфизованных пород. Первые обобщения материалов, касающихся метаморфических комплексов Большого Кавказа, проведены в 20–50-х годах XX столетия А. П. Герасимовым, И. Г. Кузнецовым, Г. М. Ефремовым, В. Н. Робинсоном, С. П. Соловьевым и др. С конца 1950-х годов петрологические исследования метаморфических пород начаты кавказскими геологами, особенно активно региональные петрологические исследования ими проводились в 1960–1970-х годах (Г. М. Заридзе, Н. Ф. Татришвили, Д. М. Шенгелия, Ю. Я. Потапенко, Г. И. Баранов). Относительно полный анализ строения кристаллического ядра Главного хребта проведен М. Л. Соминым, касающийся стратиграфического расчленения и возраста метаморфических комплексов. В конце 1970-х годов специалистами предприятия (Г. И. Баранов, И. И. Греков, А. Н. Доля, А. Г. Долгих и др.) была составлена первая карта метаморфизма и магматизма Северного Кавказа масштаба 1 : 200 000, где по единой для всего региона легенде и методике был систематизирован накопленный к тому времени фактический материал, проведены специализированные петрографические исследования, картографированы породы амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой, гранулитовой и зеленосланцевой фаций, а среди первых двух выделены образования низкого и высокого давления. Второй вариант карты метаморфизма этого же масштаба выполнен коллективом геологов Грузии, Северного Кавказа и ряда научных организаций Москвы в 1991 г. На этой карте при определении фаций и типов метаморфизма широко использовались минеральные парагенезисы и химический состав индекс-минералов. 80-е годы ознаменовались, с одной стороны, углублением и интенсификацией чисто петрологических исследований метаморфических комплексов Большого Кавказа, которые коснулись отдельных участков кристаллического ядра, с другой стороны – появились работы, в которых сделаны попытки синтеза петрологических и геологических (структурных, стратиграфических, литологических и др.) данных и предложены геодинамические модели эволюции доальпийского основания Кавказа (Ш. А. Адамия, Г. И. Баранов, И. И. Греков, Ю. Я. Потапенко и др.). В начале 1990-х годов впервые на основе современных петрографо-минералогических методов дана достаточно детальная петрологическая характеристика основных регионально метаморфизованных доверхнепалеозойских комплексов Большого Кавказа. Новые геолого-петрологические данные, значительно изменяющие прежние представления о возрасте, соотношениях и составе пород, слагающих доальпийский кристаллический фундамент Большого Кавказа, о времени и характере испытанного ими полициклического регионального метаморфизма, приведены в монографии И. П. Гамкрелидзе, Д. М. Шенгелия (2005). На сегодняшний день крайне мало систематических прецизионных Rb-Sr и U-Pb датировок метаморфических комплексов, которые зачастую носят противоречивый характер. Имеются данные о нижнем возрастном пределе (600 млн лет) регионального метаморфизма буульгенской серии и косвенные (по определению циркона из ортогнейсов – 540 млн лет) – макерской серии. В работах М. Л. Сомина последних лет предполагается раннепалеозойский возраст регионального метаморфизма.

Первые схемы корреляции доальпийских магматических и метаморфических образований были доложены на Первом региональном петрографическом совещании по Кавказу, Крыму и Карпатам (Тбилиси, 1966). Пос-

ледный вариант Схемы внутрорегиональной корреляции домезозойских магматических и метаморфических образований Северного Кавказа составлен в 1998 г. в рамках «Легенды Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 Кавказской серии листов» (1998). Эта работа была выполнена еще до появления Петрографического кодекса, что обусловило в ряде случаев несоответствие требованиям Кодекса. Схема не апробирована ни на уровне Секции Межрегионального петрографического комитета по региональной петрографии, классификации и терминологии кристаллических горных пород (СРПКТ), ни на уровне Регионального (Северо-Кавказского) петрографического совета.

Металлогенические исследования регионального характера, изучение рудных полезных ископаемых, составление металлогенических карт и др., были бы невозможны без материалов, собранных многими поколениями геологов при изучении Северного Кавказа в процессе геологосъемочных и поисковых работ. История изучения рудных полезных ископаемых Северного Кавказа и металлогенических исследований с конца XIX до 60-х годов XX столетия, в процессе которых были открыты практически все крупные месторождения региона (Садон, Згид, Тырнауз, Уруп и др.) и разработаны основные представления о его металлогеническом развитии и районировании в целом, и отдельных рудных районов, подробно освещена в сводке В. Б. Черницына и др. Однако следует отметить, что наиболее интенсивно с конца 1960-х годов проводится разработка вопросов металлогении региона, основанных на истории геологического развития региона, геолого-исторической преемственности в развитии рудоносности, поэтапности в изучении рудных полезных ископаемых, вопросов систематики рудных формаций на генетической основе, учитывающей геотектоническую обстановку, магматизм и время проявления соответствующих этапов развития (Г. А. Тварчрелидзе, В. И. Смирнов, В. Б. Черницын др.), выполняются металлогенические обобщения и по отдельным металлам (Д. В. Абуев, Г. Д. Гриднев и др.), по отдельным регионам составляются средне- и крупномасштабные металлогенические и прогнозные карты Северного Кавказа (В. Б. Черницын, Г. И. Баранов, Е. Г. Рыпинская и др.).

В начале 1970-х годов проводятся региональные работы по проблеме «Геология и металлогения Карпато-Балканской и Кавказской зон», итогом которых явилось составление следующих карт и записок к ним: тектонической, геологических формаций, рудных формаций, металлогенических масштаба 1 : 1 000 000. Важнейшим этапом явилось составление в конце 1970-х годов в рамках проблемы «Металлогеническая карта Кавказа и Закавказья» комплекта карт геологического содержания масштаба 1 : 200 000, включающего пометалльные металлогенические карты и металлогенические карты по эпохам, а также комплексную металлогеническую карту (Нетреба и др., 1977). В процессе проведения ГДП-50 в пределах региона в конце 1970-х—начале 1980-х годов изучается рудоносность в пределах наиболее перспективных рудных районов.

В 1985—1988 гг. в ЦГСЭ проводится специализированная работа по выявлению палеогеодинамических обстановок и их роли в рудообразовании на основе положений плитовой тектоники с целью оценки прогнозных ресурсов вольфрама, свинца, цинка и меди (А. И. Гусев и др.). Последней обобщающей

работой по геологии и металлогении Северного Кавказа является подготовленный ФГУГП «Кавказгеолсъемка» в 1998–2000 гг. «Геологический атлас Северного Кавказа» масштаба 1 : 1 000 000. В этот же период была подготовлена геолого-экономическая карта Северо-Кавказского региона (С. В. Савин и др.) и пояснительная записка, где освещены вопросы состояния минерально-сырьевой базы основных видов полезных ископаемых региона и экономической эффективности ее освоения. В последующее время в рамках предприятия были составлены карта региональной оценки перспектив Северо-Кавказского региона на коренные алмазы (В. Р. Остроумов и др.), среднемасштабная металлогеническая карта Центрального Кавказа (А. Н. Доля и др.), карта золотоносности тектонической зоны Передового хребта (В. Л. Омельченко, А. Н. Пичужков и др.). В 2004 г. завершилась работа по локализации и оценке прогнозных ресурсов рудного золота на Северном Кавказе (С. Б. Ящинин, Н. К. Курбанов и др.). В работах этого периода наметился переход от классической (линейной) металлогении к комбинированной, опирающейся на линейно-очаговое распределение эндогенных и рудных процессов.

В целом территория российской части Кавказа в рамках объекта характеризуется неравномерной геологической изученностью и неодинаковой ценностью имеющихся материалов ранее проведенных работ. К настоящему времени получены новые данные по геологическому строению Западного и Центрального Кавказа и совершенно не обеспечена современной геологической основой территория Восточного Кавказа.

Базовыми картографическими документами при составлении комплекта ГК-1000/3 листов К-37, -38 и -39 являлись Государственные геологические карты масштаба 1 : 200 000 первого и второго поколений листов, в которых обобщен огромный геолого-геофизический материал, освещающий особенности геологического строения обширного региона.

Для акватории Каспия использовались материалы геологического доизучения с экологическими исследованиями масштаба 1 : 1 000 000 листов К-38, -39, проведенными в 2002–2004 гг. (Зверьяка, 2004), а также в рамках настоящих работ 2005–2008 гг.

Настоящий комплект Госгеолкарты-1000 (третьего поколения) составлен в соответствии с утвержденной легендой Скифской (Южно-Европейской) серии листов, с использованием геохимической основы, с изменениями авторов, которая как один из основных элементов вошла в состав геоэкологической карты и схемы оценки геоэкологических условий. При оценке структур, перспективных на нефть и газ, использовались результаты опробования углеводородных газов в донных осадках Каспия. Построение схем глубинного строения территории базировалось на интерпретации геофизической основы и других материалов, в том числе глубинных региональных профилей. Эти схемы, вместе с результатами дешифрирования дистанционной основы, легли в основу построения прогнозно-минерагенической карты на нефть и газ. Результаты обработки дистанционной основы привлекались также при создании карты неоген-четвертичных образований и уточнении схем тектонического районирования, особенно для альпийского этапа.

Прилагаемые к комплекту Госгеолкарты-1000/3 базы данных включают информацию об основных скважинах, разрезах и обнажениях, месторождениях полезных ископаемых (Excel, Access).

СТРАТИГРАФИЯ

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Палеозойские отложения представлены всеми системами и в основном обнажаются в мегазоне Передового хребта, незначительная часть их приурочена к Карачаево-Черкесскому горст-антиклинорию и к мегазоне горст-антиклинория Главного хребта.

КЕМБРИЙСКАЯ И СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Кембрий-силурийские образования достоверно установлены только в Хасаутской зоне Карачаево-Черкесского горст-антиклинория.

Мегазона Карачаево-Черкесского горст-антиклинория

Урлешская свита (Є–*S_{1ur}*) обнажается в долинах рек Хасаут, Малка, Подкумок и представлена буроватыми аркозовыми песчаниками с подчиненными прослоями красно-бурых алевролитов и базальными конгломератами в основании. Стратиграфически несогласно залегает на зеленых сланцах верхнехасаутской серии (шиджатмазская свита). В конгломератах отмечаются слабоокатанные валуны и галька кварцево-гематитовых пород, кварца, гранофилов, гранит-порфилов, микрокварцитов, аплитов, кварцевых порфилов, порфиритов, альбитофилов, кварцевых альбитофилов. Мощность свиты более 1300 м. Возраст отложений как кембрий-силурийский принят на основании находок среднекембрийских трилобитов [81, 79], микроскопических водорослей из рода *Pterospermis* W. Wetzel, встречающихся в синийских и раннекембрийских отложениях [28]. Окатанные цирконы из песчаников дают возраст в 528 ± 6 Ma (U-Pb SHRIMP).

ОРДОВИКСКАЯ И ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМЫ

Мегазона Передового хребта

Кольтюбинская серия (О–*D_{2kl}*) составляет основу Марухского тектонического покрова и включает карабекскую, тебердинскую, кенделлярскую, ачхиминарскую и новомарухскую свиты.

Карабекская свита (более 1000 м) залегает в основании серии и состоит из трех подсвит. Нижняя представлена базальтоидами и андезитами с прослоями витрокластических туфов, дацитов, лишь отчасти затронутых зеленокаменным метаморфизмом. В непосредственной близости от основного тела габброидов архызского комплекса отмечается большое количество согласных и субсогласных жил-даек. Средняя подсвита отличается увеличением количества горизонтов пирокластического материала. Верхняя подсвита представлена пропилитизированными андезитами. Возраст карабекской свиты определяется не точнее как нижний—средний палеозой на основании секущих взаимоотношений с габброидами архызского комплекса, для которых получены К-Аг датировки в пределах 457—493 Ма [99]. Кроме того, в горизонте перекрывающих мраморизованных известняков тебердинской свиты установлены криноидеи, нижний возрастной предел которых средний ордовик.

Тебердинская свита залегает выше и представлена неравномерным чередованием филлитов, кварц-серицит-хлоритовых, эпидот-хлоритовых сланцев и метапесчаников. Мощность свиты превышает 700 м. На правом борту долины р. Маруха тебердинская свита представлена плейчатými филлитами, метаалевролитами, метапесчаниками, метатуфами и мраморизованными известняками общей мощностью более 1000 м [139, 33, 102]. Возраст свиты принимается по положению между образованиями силура и ордовика, с учетом присутствия в мраморах криноидей не древнее среднего ордовика.

Ачхиминарская свита наращивает разрез выше. В ней преобладают филлитизированные глинистые и глинисто-алевритовые сланцы, алевролиты, песчаники. В слоях кремнисто-алевритовых и кремнистых сланцев установлены средне-верхнелландоверийские радиолярии *Retiolites* sp., *Monograptus priodon* (Bronn), *Cochlograptus veles* (Richt.), *Oktavites spiralis* (Gein.) В графитисто-кремнистых сланцах — деформированные скелеты радиолярий и граптолитов раннесилурийского облика общей мощностью 200—350 м. Породы свиты интенсивно рассланцованы и милонитизированы. По левому притоку р. Теберда — р. Гидам, в районе г. Ачхиминар свита состоит из двух подсвит. Нижняя представлена неравномерно пиритизированными филлитами и глинистыми сланцами с нижнелудловскими граптолитами. Верхняя подсвита (255—400 м) сложена филлитами, слюдистыми песчаниками и алевролитами с редкими линзами мраморов в верхах разреза. В отложениях определены *Monograptus priodon* (Bronn.), *Colonograptus colonus* (Barr.), *Bohemograptus bohemicus* (Barr.), *Neodiversograptus nilsson* (Larw.), *Lobograptus scanicus*, *Oktavites spiralis* и др. [102, 119], позволяющие датировать их силурийский возраст.

Выше (до 350 м) разрез наращивают лавы и туфы базальтов, андезибазальтов *касаевской свиты* с телами габброидов ((К-Аг 457 ± 15 и 493 ± 15) и линзами яшм с остатками радиолярий из отряда *Strumellaria*. В кровле залегает пачка переслаивания (более 160 м) песчаников, аргиллитов, алевролитов и известняков (*новомарухская свита*).

Приведенные данные по возрасту подразделений, входящих в кольчюбинскую серию, позволяют определить ее возраст в пределах от ордовика до среднего девона включительно.

СИЛУРИЙСКАЯ И ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМЫ

Мегазона Карачаево-Черкесского горст-антиклинория

В Карачаево-Черкесском горст-антиклинории отложения силур-девонского возраста представлены лахранской серией с двумя формационными типами разрезов — платформенным и миогеосинклинальным.

Лахранская серия (S—D lh) представлена двумя типами разрезов: манглайским и уллулахранским.

Манглайский тип разреза объединяет манглайскую и чегетлахранскую свиты. В основании разреза залегает пачка (22 м) известняков с прослоями глинисто-алевроитовых сланцев и доломитистых известняков с многочисленной фауной. Выше залегает пачка (до 80 м) известняков тонкозернистых слоистых, участками переходящих во вторичные доломиты. В основании этой пачки залегает невыдержанный по простиранию горизонт глинистых сланцев мощностью до 2,5 м с линзующимися прослойками черных кремнистых сланцев с граптолитами. Мощность нижней части разреза 102 м. Верхняя часть манглайского типа разреза представлена сланцами (до 200 м) глинисто-алевролитовыми с прослоями песчаников и редкими маломощными линзами известняков с верхнеэйфельскими конодонтами. Отмечаются не выдержанные по простиранию горизонты кремнистых сланцев с радиоляриями. В основании отмечаются линзы конгломератов с обломками кварц-полевошпатовых песчаников и известняков с конодонтами эмского яруса.

Уллулахранский тип разреза объединяет согласно залегающие отложения уллулахранской и аварсыртской свит. В основании залегает пачка (до 50 м) филлитизированных глинисто-алевроитовых сланцев с прослоями песчаников и глинисто-кремнистых сланцев. Выше следует пачка (60 м) переслоя филлитизированных глинистых, кремнисто-алевроитовых, кремнисто-глинистых и глинистых сланцев. Она сменяется пачкой (135 м) филлитизированных глинистых и глинисто-алевроитовых сланцев, с прослоями песчаников и песчанистых известняков. Заканчивается разрез нижней части пачкой (до 50 м) переслаивания филлитизированных глинисто-алевроитовых сланцев, песчаников, алевролитов, с прослоями и линзами известняков и известковистых песчаников. Мощность нижней части по приведенному разрезу составляет 295 м. Выше согласно залегают филлитовидные глинисто-алевроитовые сланцы и песчаники с прослоями алевролитов, линзами известняков и известковистых песчаников (аварсыртская свита). Мощность данного типа разреза 445 м. Общая мощность лахранской серии от 550 до 747 м.

Возраст серии принят как силурийско-девонский с учетом многочисленных находок органических остатков. Нижняя часть содержит венлокские *Testograptus testis*, *Monograptus flemingi*, *M. flexilis optimus* и др.

Мегазона Передового хребта

Урупская серия (S—Dur) слагает основание Кизилкольского тектонического покрова и представлена даутской, пщицерской и семиродниковской свитами.

Даутская свита сложена эффузивами базальтового и андезитового состава, содержит редкие прослой кремнистых пород, туффицитов и туфов основного и смешанного состава. В большинстве своем породы изменены до зеленых сланцев. В верхах рассматриваемой части разреза располагается горизонт подушечных лав с прослойками туфов и туффицитов, по всему разрезу присутствуют секущие и силловые субвулканические тела основного и кислого состава. Верхняя часть свиты отличается пестрым составом и фациальной неустойчивостью разреза по простиранию при преобладании кислых разностей — риолитов, риодацитов и их туфов, в меньших количествах присутствуют базальты, их лавобрекчии и туфы, а также туфы смешанного состава. Мощность свиты от 480 до 2300 м. Возраст верхней половины даутской свиты опирается на радиолярии плохой сохранности, относящиеся к родам *Cubentactinia* и *Entactinia* ниже-среднедевонского облика. На левобережье Кубани, по данным Ш. А. Адамия и др. (1987), «в силицитах, переслаивающихся с эффузивами», обнаружены конодонты *Polygnathus dehiscens* P. Et j., *P. Pirenae* V., указывающие на зону *dehiscens* в основании эмского яруса. Нижняя граница даутской свиты с палеозойскими и более древними породами повсюду тектоническая. Ее возраст по отмеченным выше конодонтам и по результатам палеомагнитных исследований [107] определяется в пределах силура—нижнего девона.

Пщицерская свита залегает согласно на эффузивах даутской свиты, перекрывается согласно алевролитами семиродниковской свиты.

Нижнюю часть разреза свиты слагают туфы кислого, среднего и смешанного состава (тефроиды?) с прослойками туффицитов и тонкими линзами известняков с члениками криноидей: *Cupressocrinites* cf. *gracilis* Goldf., *C.* cf. *crassus* Goldf. (от 100 до 600 м). Верхняя подсвита (до 200 м) сложена в верхней части разреза субщелочными плагиоклаз-роговообманковыми (уралитовыми) базальтоидами, их туфами и лавобрекчиями, и слоями и маломощными пачками филлитов, туффицитов и кремнистых сланцев с конодонтами *Polygnathus* ex gr. *xylus* Stauff., *P. ansatus* Ziegl. et Klapp. Восточнее в междуречье Маруха—Баксан свита представлена туфами и туфобрекчиями среднего, реже основного и кислого состава, яшмовидными породами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоконгломератами, гравелитами, в верхней части встречаются слои лав и туфов пироксеновых порфиринов, линзы известняка с *Cupressocrinites*. Мощность свиты до 500 м. Пщицерская свита относится к среднему девону.

Семиродниковская свита залегает согласно на пщицерской свите и подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита (до 800 м) сложена глинистыми и глинисто-алевролитовыми сланцами, переслаивающимися с песчаниками, содержит прослой конгломератов и кремнистых сланцев. В верхней подсвите (500—600 м) преобладают конгломераты от среднегалечных до крупногалечно-мелковалунных с примесью туфового материала в псаммитовом цементе, состоящие главным образом из округленно-угловатых

обломков различных по составу вулканогенных пород и, как правило, хорошоокатанных галек плагиогранитов и плагиогранит-порфиров. Изредка встречаются обломки известняка, кремнистых пород и кварца. Преимущественно к верхней части подсвиты приурочены слои песчаников, туффпесчаников и глинисто-алевроитовых сланцев. Мощность свиты до 1400 м. В нижней части свиты найдены растительные отпечатки (*Pteridorachis* sp. ind.), а в обломках известняка из конгломератов верхней подсвиты — кораллы семейства *Alveolitidae*, неопределимых члеников криноидей и известковых водорослей. В долине р. Кубань установлены *Alveolites* cf. *obtortus* L e s., *Maricastrum* ex gr. *tomasi* Stein., *Phillipsastreae* cf. *filata* (Schloth.). По своему стратиграфическому положению в девонском разрезе свита относится к верхней части среднего и к франскому ярусу верхнего девона.

Общая мощность серии достигает 3960 м. Возраст принят силур-девонским.

Карачаевская серия (**Dkr**) представляется в виде формационного комплекса, в рамках которого последовательно располагаются вулканогенная, кремнисто-вулканогенно-обломочная, терригенно-турбидитовая, терригенно-конгломератовая и терригенно-карбонатная формации, которые реализовались в качестве кызылкольской, эльмезтюбинской, картджуртской и балконарзанской свит.

Кызылкольская свита (более 3350 м) В. Л. Омельченко и др. [71] расчленяется на четыре пачки (снизу вверх): дацитов (более 500 м), вулканитов преимущественно основного состава (1000–1250 м), вулканитов различного состава с преобладанием основных лав (от 125–250 до 550–1000 м) и, наконец, верхнюю толщу вулканитов различного состава с преобладанием кислых лав (500–600 м). В прослоях яшм верхней пачки содержатся среднедевонские радиолярии *Entactinia* aff. *denturna* S a d r., *Ent.* sp., *Cubentactinia* sp., в кремнях из межподушечных пространств лав на левобережье Кубани, по данным Ш. А. Адамия и др. (1987), установлен комплекс эйфельских конодонтов: *Polygnathus eiflus* B i s c h. et Z i e g l., *P.* cf. *benderi* W e d d., *P. trigonicus* B. et Z., *Tortodus intermediu*. Верхняя граница свиты, определенная по радиоляриям и конодонтам, близка к основанию зоны *kockelianus*. Стратиграфическое положение нижней видимой границы свиты устанавливается как нижнедевонский на основе сопоставления Северо-Кавказской палеомагнитной шкалы [107]) с Палеомагнитной шкалой СССР.

Эльмезтюбинская свита согласно, местами с локальным размывом, залегает на кызылкольской свите. В ее основании залегает кремнистая толща (до 170 м), сложенная пестрыми яшмами и кремнистыми сланцами с прослоями кремнистых алевролитов, аргиллитов, туффитов и с линзами конгломерато-брекчий в основании. Выше располагается толща алевролитов со слоями аргиллитов и песчаников (130–280 м) с эйфельским комплексом миоспор *Acanthotriletes parvispinosus* N a u m., *Retusotriletes minor* K e d o, *Brochotriletes minutissimus* T s c h i b r., *Asonomonoletes usitatus* T s c h. Верхняя часть свиты минута туфами, туффитами, песчаниками, алевролитами, туффопесчаниками с линзами и прерывистыми слоями конгломерато-брекчий, содержащими обломки известняков с брахиоподами и другой фауной (170–200 м). Общая мощность свиты 470–620 м. Возраст свиты определяется [100] как позднеэйфельско-раннеживетский.

Картджуртская свита состоит из двух подсвит. Нижнекартджуртская подсвита (до 940 м) сложена в основном разномзернистыми полимиктовыми песчаниками, ритмично переслаивающимися между собой (турбидиты) и содержащими в ритмах слои алевролитов, алевролитистых аргиллитов, гравелитов, гравийно-галечных конгломератов и конгломерато-брекчий с обломками известняков. В них в нижней половине подсвиты установлены живетские *Dicamara* aff. *plebeja* Sow., *Uncinulus pentagonus* Sow., *Isopota* ex gr. *brachypticta* (Sch n u r) и др. В известняках верхней половины нижнекартджуртской подсвиты установлены франские *Hypothyridina* ex gr. *cuboides* Sow., *Atrypa* cf. *posturalica* Man k., *Devonogupa* cf. *spinolosa* Hav l., и др.

В низах верхнекартджуртской подсвиты преобладают песчаники, гравелиты и конгломераты с обломками известняка. В известковистых песчаниках установлены франские *Hypothyridina* ex gr. *cuboides* Sow., *Atrypa* cf. *alticola* Fre s h. и др. В верхней толще преобладают разномзернистые песчаники, алевролиты и алевро-аргиллиты, в алевролитах и песчаниках содержатся тонкие (2–6 см) прерывистые прослойки и линзы алевролитистых и песчаных известняков с *Palmatolepis gigas* Mill. et Jo u n g., *P. hassi* Mull., *P. subrecta* Mill. et Jo u n g. и др. франского возраста. Мощность верхней подсвиты 350 м.

Общая мощность свиты до 1300 м. Возраст – средний–верхний девон.

Балконарзанская свита залегает согласно на картджуртской свите фран, верхняя граница эрозионная. Сложена свита в нижней части песчаниками и известковистыми песчаниками полимиктово-кварцевого состава с прослойками песчаного известняка и со слоями и линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В основании свиты слой полимиктового гравелито-конгломерата с обломками известняка и кварца. Верхнюю часть балконарзанской свиты слагают преимущественно известняки в различной мере песчаные. Мощность свиты 100–120 м. Из пород свиты выделены конодонты *Palmatolepis triangularia* S a n n., *P. superlobata* S a n n., *P. crepida* S a n n., *P. minuta minuta* Br. et M., *P. minuta subtilis* Khal. et Tsch e r., *P. glabra glabra* Ur l. et Bass., *P. tenuipunctata* S a n n. и др. Возраст свиты по приведенным комплексам – раннефаменский.

Общая мощность серии достигает 5500 м. Возраст принят девонским.

Чемарткольская серия (D_{2-3} см) в бассейне рек Даут, Кубань представлена артыкчатской и полянской свитами, в бассейнах рек Бол. Лаба и Уруп серия включает андрюкскую свиту, являющуюся фациальным аналогом артыкчатской и полянской.

Андрюкская свита представлена монотонной толщей тонкополосчатых темно-серых филлитизированных аргиллитовых сланцев с пачками филлитовых сланцев и слоями песчаников, алевролитов и туфов кислого состава, содержит единичные слои конгломератов, конгломерато-брекчий и прерывистые прослойки известняков с конодонтами *Mezotaxis asymmetricus* (Bisch. et Zieg.) кораллами *Trematophyllum*, *Thamnophyllum?* (Mac s r e s a), водорослями *Renalcis* sp., *Chabakovia* sp., *Epiphyton* sp. В обломках кремнистых пород из конгломерато-брекчий отмечены радиолярии лландоверийского возраста. Видимая мощность более 1500 м. Нижняя граница свиты не вскрыта. По кораллам и конодонтам коррелируется со средним и нижней частью верхнего девона.

Артыкчатская свита представлена филлитовидными аргиллитами с прослоями алевролитов, песчаников и гравелитов, количество последних увеличивается вниз по разрезу. В основании свиты располагается горизонт базальных конгломератов, состоящий в основном из обломков черных кремнистых сланцев. В верхней части разреза отмечаются пакеты филлитов, прерывистые прослои известняков. На отдельных участках в составе свиты появляются прослои и пачки туфов, туфопесчаников, туффитов кислого состава, кремнистых сланцев [103]. Наиболее полные разрезы свиты известны в бассейнах рек Тохана и Артыкчат, где ее мощность превышает 2000 м.

В отложениях свиты собраны конодонты: *Polygnathus dubius* Hinde, *P. dengleri* Bisch. et Ziegl., *P. decorosus* Stauf. [161] и др., по которым устанавливается ее живетско-франкий возраст.

Полянская свита (до 270 м) распространена в долине р. Кубань, где разрез начинается пачкой (130 м) глинистых сланцев (филлитов) с прослоями глинисто-кремнистых и кремнистых сланцев темно-серых до черных. Выше залегает пачка (80 м), где, помимо глинистых, кремнисто-глинистых и кремнистых сланцев, содержатся линзы конгломератов галечно-мелковалунных, состоящих из хорошоокатанных обломков кремнистых сланцев, кварцсодержащих габбро, диабазов, дацитов, плагиогранитов, карбонатизированных гипербазитов, спилитов, вариолитов и других вулканогенных пород основного, среднего и умереннокислого состава, кварц-карбонатных пород с глыбовыми обломками кремнистых сланцев с граптолитами силура. В кровле располагается толща или олистоплак до 60 м мощности, представленный лавами и туфами андезито-базальтового состава с прослоями глинисто-алевритовых и кремнистых сланцев [147]. В отложениях определены конодонты: *Tortodus kockelianus kockelianus* Bisch. et Ziegl., *Polygnathus eiflius* Bisch. et Ziegl. и др. [161], указывающий на эйфельский возраст свиты.

Мощность серии более 2300 м, возраст принят средне-позднедевонским.

ДЕВОНСКАЯ И КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМЫ

Мегазона Передового хребта

Пастуховская, гидамская и абиширская серии объединенные ($D_3-C_1ps \div ab$) стратиграфически согласно или со стратиграфическим перерывом налегают на образования урупской серии.

Пастуховская серия залегает в основании объединенных серий и представлена разнозернистыми, преимущественно полимиктово-кварцевыми песчаниками и гравелитами с пачками и прослоями алевролитов и известняков (дженайтская свита, 230–500 м). В основании свиты залегает горизонт мраморизованного известняка мощностью до 20 м. В средней части разреза дженайтской свиты (над вторым известняком) располагается пачка (до 40 м) кварцевых песчаников. В известняках встречены фаменские органические остатки *Parathuramina suleimanovi*, *P. cushmani*, *P. stellata* и др. Далее разрез наращивает ужумская свита (290–340 м), в нижней части представленная известняками с *Septatourmayella rauserae*, *S. (Rectoseptatourmayella)*

caucasica и др., а в верхней — известняками, песчаниками, алевролитами с *Mashkovia bucera*, *Pelekysgnathus austalis*, «*Ozarkodina*» *prestavuensis* и др. Выше согласно залегает волчинская свита (170 — 350 м), выполненная слюдистыми полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами. По всему разрезу отмечаются прослой известковистых песчаников и известняков с *Palmatolepis gracilis sigmoidalis*, *Polygnathus znepolensis*, *Septatournayella* ex gr. *rauserae* и др. Далее следует богословская свита (300—450 м), представленная глинисто-алевритовыми сланцами со слоями и пачки известняков, реже песчаников и конгломератов. В известняках встречены *Quasiendothyra communis communis*, *Q. kobutusana*, *Q. communis regularis* и др.

Общая мощность серии достигает 1200 м. Возраст — поздний девон — ранний карбон.

Гидамская серия представлена гаралькайской и чимулярской свитами фаменского возраста и колсуйской турней-фаменской [103]. В основании гаралькайской свиты располагаются песчаники «кварцевого» горизонта, а далее основной объем разреза слагают глинисто-алевритовые сланцы, песчаники, алевролиты с редкими прослоями известковисто-глинистых сланцев и известняков с фаменскими *Septatournayella* (*Rectosepta*—*tournayella*) *caucasica* Lip., *Gerronostroma contortum* Gorsky и др. [33] Мощность свиты до 400 м. Далее согласно залегает *чимулярская свита* (105—190 м), сложенная пестрыми известняками с органогенным детритом с *Palmatolepis gracilis expansa*, *Polygnathus vogesi*, *P. irregularis* и др. Венчает серию *колсуйская свита*, сложенная главным образом алевролитово-глинистыми сланцами, в меньшей мере песчаниками и нечастыми мелкими прослоями и линзами известковистых песчаников и песчанистых известняков с конодонтами и фораминиферами фаменского и турнейского ярусов. К девонской системе относится нижняя часть (250 м) колсуйской свиты, содержащая *Palmatolepis gracilis gonioclymenia*, *Polygnathus vogesi*, *P. mugodzaricus* к нижнекаменноугольной — верхняя часть (130 м) свиты с *Palmatolepis gracilis gonioclymenia*, *Polygnathus vogesi*, *P. mugodzaricus*. Общая мощность серии достигает 900 м.

Абиширская серия представлена рифогенными известняками, в нижней части разреза с прослоями и линзами песчаников и алевролитов (джентинская свита, до 550 м). Известняки верхней подсвиты содержат остатки фораминифер, строматопорат и кораллов: *Septaglomospiranella* sp., *Quasiendothyra* sp., *Q. cf. communis radiata* Re it l. и др. В восточном направлении массивные известняки фациально замещаются переслоем (до 250 м) филлитизированных сланцев, со слоями, линзами и маломощными пачками известняков и известковистых песчаников, местами с обильными члениками криноидей и водорослями *Solenopora russiensis* Masl., *Nodosinella tatarstanica* An tr., *Menselina clathrata* An tr. и др. Выше разрез серии наращивается (до 100 м) известняками и красноцветными филлитами, песчаниками и алевролитами, мелкогалечными конгломератами. Завершается разрез сероцветными хлоритовыми сланцами и филлитами.

Общая мощность серии достигает 650 м. Фамен-турнейский возраст принят условно по положению в разрезе [154].

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Мегазоны Передового хребта и Карачаево-Черкесского горст-антиклинория

В грабен-синклинории Передового хребта и на южном фланге Карачаево-Черкесского горст-антиклинория данные образования представлены чапальской серией.

Чапальская серия (C_{2-3} *чр*) объединяет терригенно-вулканогенную толстобугорскую свиту, кремнисто-терригенную малоурупскую и песчано-конгломератовые караджелмесскую и гремученскую свиты. На подстилающих девонских образованиях залегают с разрывом и угловым несогласием.

Толстобугорская свита (0–570 м) сложена песчаники, конгломераты, алевролитами, аргиллитами с горизонтами туфов, риолитов, дацитов, реже андезибазальтов. В основании наблюдаются конгломераты. В целом разрез свиты представлен тремя терригенными пакетами, каждый из которых завершается вулканогенно-обломочным или эффузивным горизонтом. В отложениях собраны: *Asterophyllites angnis*, *Mesocalamites* sp., *Neuropteris schlehanii* и др.

Малоурупская свита представлена в нижней части кремнистыми алевролитами, аргиллитами, в верхней – крупно- и грубозернистыми песчаниками, конгломератами. Мощность до 200–300 м. В междуречье Уруштен–Киша на толстобугорской свите с разрывом залегают конгломерато-песчаниковая толща, представленная (снизу вверх) песчаниками с горизонтами конгломератов, риолитов и их туфов (230 м), чередованием конгломератов, гравелитов и песчаников (100 м), аргиллитами и песчаниками (130 м) общей мощностью 460 м. Осадки малоурупской свиты содержат флору *Neuropteris gigantea*, *N. tenuifolia*, *Pecopteris pennaeformis* и др. [160, 28], по которым устанавливается башкирско-московский возраст свиты.

Караджелмасская свита представлена конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, реже аргиллитами, иногда андезибазальтами и их туфами. ее мощность изменяется от 0 до 420 м. В осадках свиты собрана флора позднего карбона: *Neuropteris ovata*, *Asterotheca hemiteloides*, *Pecopteris feminaeformis* и др. [80].

Гремучинская свита залегают согласно на караджелмасской и имеет мощность до 720 м. В ней распространены песчаники, алевролиты, конгломераты, линзы известняков, прослои каменного угля. Содержит флору позднего карбона *Odontopteris brardii*, *Asterotheca truncata*, *Taeniopteris jejuna* и др.

Общая мощность серии достигает 2000 м. Средне-позднекарбонный возраст обоснован находками органики.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ И ПЕРМСКАЯ СИСТЕМЫ

Мегазона горст-антиклинория Главного хребта

В горст-антиклинории Главного хребта верхнепалеозойские отложения развиты на западном и восточном погружении выступа кристаллического основания.

Шахинская серия (C_2 — P_{sh}) объединяет (снизу вверх) туфогенно-алевролитовую, карбонатно-терригенную толщи и свиту горы Хуко.

Туфогенно-алевролитовая толща трансгрессивно или со срывом залегает на доверхнепалеозойском кристаллическом фундаменте и сложена алевролитами, песчаниками и конгломератами, аргиллитами с прослоями углей до 30 см. В верхней части отмечаются прослои риолитов, их туфов, туфопесчаников. Мощность до 500 м. Среднекарбонный возраст подтвержден флорой (*Neuropteris scheuchzeri*, *Lepidodendron bureaie* и др.).

Выше трансгрессивно залегает *карбонатно-терригенная толща*, представленная неравномерным чередованием аргиллитов, алевролитов, песчаников и известняков, в основании присутствуют конгломераты. Здесь собраны фораминиферы *Parafusulina padangensis*, *P. pulla*, *Pseudofusulina caucasica*, *Pisolina* cf. ранне-среднепермского возраста. Мощность толщи не превышает 350 м.

Свита горы Хуко представлена преимущественно известняками с прослоями песчаников, алевролитов, аргиллитов, мощность свиты около 500 м. Верхнепермские фораминиферы *Neoschwagerina caucasica*, *N. aff. colonial*, *Nanninella orientalis*, *N. ex gr. caucasica* и др. в основании и кораллы *Waagenophyllum indicum* в верхней части свиты подтверждают ее позднепермский возраст [17, 53].

Общая мощность серии более 1500 м. Среднекарбонный—пермский возраст обоснован находками органики.

Адайхохская серия (C_3 — Pad) залегает с угловым несогласием, а местами тектонически, на верхнепротерозойских или палеозойских образованиях и объединяет баддонскую, мидаграбинскую и гизельдонскую свиты.

Баддонская свита залегает в основании разреза и представлена конгломератами, гравелитами, кварцитами, песчаниками, филлитами, редко андезитами, риолитами и их туфами. Конгломераты преобладают над песчано-гравийными разностями, достигая в верхней части разреза до 90 %. Мощность свиты изменяется с запада на восток от 308 до 1000 м, а затем сокращается до полного выклинивания в долине р. Терек.

Мидаграбинская свита представлена песчаниками, алевролитами, филлитами, туфопесчаниками с трансгрессивной последовательностью напластования, реже встречаются линзовидные горизонты (до 1,5 м) лав андезитов-дацитовых порфиритов и массивного пирротина (0,5 × 10 м). Мощность колеблется от 10 до 90 м. Возраст свиты как позднекаменноугольно-пермский определяется условно по находкам в ее верхней части пермского комплекса спор и пыльцы: *Cordaitina schopfi* (Med v.) Dib n., *C. uralenses* (Lub.) Som oil., *Gonicisporites aff. tener* (Med v.) Peters., *Leiotriletes gleicheniformis* Bolch., *Azonalates* sp., *Acantotriletes* sp., а также родов *Striatoabieites*, *Protohaploxyrinus*, *Podocaprites* sp. и др. [165] и сопоставлению ее нижней части с фаунистически охарактеризованными позднекаменноугольными отложениями квишской свиты (Сванетия).

Гизельдонская свита сложена в нижней части (105 м) чередующимися мраморизованными известняками с прослоями филлитовидных и глинистых сланцев, реже тонкозернистых песчаников. Выше залегают серые, светло-серые массивные, слоистые известняки (115 м), переслаивающиеся в средней части с известково-глинистыми филлитовидными сланцами.

В верхах разреза прослой мраморов, криноидных и органогенно-детритовых известняков. Мощность свиты варьирует от 10 до 360 м. Возраст определяется как пермский по находкам фораминифер *Sinopora* ex gr. *dendroides* Vo h., *Worthenia* cf. *kyschertianaeformis* Ja k. и др. [158, 165].

Общая мощность серии более 1450 м. Позднекаменноугольно-пермский возраст принят по находкам органических остатков.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения широко развиты в доюрском основании Центрального Кавказа. В Зоне Передового хребта они образуют основу большинства позднегерцинско-индосинийских впадин и присутствуют в составе двух формационных комплексов: красноцветного (ранне-среднепермского) и терригенно-карбонатного (позднепермского).

Мегазона Передового хребта

Аксаутская свита (P_{1ak}) залегает согласно на отложениях карбона. В составе свиты преобладают пестроцветные мелкозернистые породы: песчаники, алевролиты, аргиллиты, встречаются прослой известняков и железистых доломитов, отмечаются слои фосфатонесных аргиллитов, фосфоритов и углистых сланцев. По соотношению типов пород свита распадается на три подсвиты: нижнюю (0–1150 м) и верхнюю (0–680 м) красноцветные и среднюю (0–280 м) сероцветную. Общая мощность свиты составляет 2100 м. В нижних горизонтах свиты по р. Аксаут найдены остатки нижнепермской *Walchia piniformis* (Sch l.) [122]. Из низов аксаутской свиты также известны кордаиты (*Cordaites principalis* Ge in.), обломки костей и чешуйки рыб рода *Akanthodus*, а средней части отпечатки лап рептилий. В долине р. Бол. Зеленчук присутствуют *Sphenophyllum angustifflium*, *Pecopteris caucazica*, *Callipteris flabellifera*, *C.* cf. *conferta* (Sternb.) Brongn. Установленный комплекс остатков фиксирует самые низы перми.

Урденижертская серия (P_{1-2ur}) распространена в Бамбак-Урупской впадине, где с разрывом и стратиграфическим перерывом залегает на аксаутской свите и объединяет большелабинскую и среднебескесскую свиты.

Большелабинская свита представлена переслаиванием красноцветных конгломератов, гравелитов, песчаников, реже алевролитов. В основании свиты располагается горизонт крупногалечных и валунных конгломератов с галькой альбитофиров и порфиринов. Мощность свиты непостоянна и составляет более 2000 м.

Среднебескесская свита согласно залегает на большелабинской и представлена слоистыми красноцветными песчаниками с прослоями алевролитов, гравелитов и конгломератов, встречаются пласты комковатых известняков. Мощность до 200 м.

Мощность серии более 2200 м. Ранне-среднепермский возраст принят условно по стратиграфическому положению в разрезе.

Мухинская серия ($P_{1-2}mh$) распространена в Аксаут-Тырныаузской подзоне и объединяет киньрачадскую и гималдыкскую свиты.

Киньрачадская свита (до 800 м) залегает с размывом на аксаутской свите и сложена, наряду с грубообломочными конгломератами, песчаниками, гравелитами, алевролитами и аргиллитами. Имеют место также горизонты туфов дацитов, андезидацитов, андезитов, туфопесчаников, туффитов. По данным Д. С. Кизевальтера (1974), в отложениях установлены отпечатки хвойных (*Walchia* sp.), следы тетрапод, среди которых имеют место отпечатки, напоминающие следы диадекторморфных рептилий *Amphisauroides* (Auxirex) *minor* (Heyler et Lessertiseur) из нижней перми Франции.

Гималдыкская свита (до 1600 м) залегает с размывом на киньрачадской свите и характеризуется сложной фациальной изменчивостью. Представлена чередованием красно- и сероцветных полимиктовых конгломератов, конглобрекчий, брекчий, гравелитов, разнoзернистых (часто «пуддинговых») песчаников, алевролитов. В основании присутствуют горизонты вулканомиктовых конгломератов с галькой пермских вулканитов (лав и туфов), гранит-порфиров, пестроцветных осадочных пород.

Мощность серии достигает 2400 м. Ранне-среднепермский возраст принят по находкам флоры и по положению в разрезе.

Малoлабинская серия (P_3ml) распространена в Бамбак-Урупской впадине и объединяет кутанскую, никитинскую, уруштенскую и абагскую свиты. Залегает с размывом на отложениях средней перми и карбона.

Кутанская свита находится в основании разреза серии и представлена базальной грубообломочной (конгломератовой) сероцветной толщей (2–70 м), мощность которой уменьшается с востока на запад. Выше согласно залегает *никитинская свита* (100 м), сложенная песчанистыми известняками с тонкими прослоями известковистых аргиллитов. Далее разрез наращивает *уруштенская свита* (130 м), состоящая из известковистых алевролитов и аргиллитов с пластами массивных оолитовых известняков. Венчает разрез абагская свита, сложенная массивными органогенными известняками (60–100 м). В органогенных известняках собраны позднепермские фораминиферы *Nodosaria postprocera* Ra u s., *N. mirabilis*, *Geinitzina spandeli* Tcheed и др. [154, 132].

Мощность серии достигает 400 м. Позднепермский возраст принят по находкам фораминифер и по положению в разрезе.

ПЕРМСКАЯ И ТРИАСОВАЯ СИСТЕМЫ

Акватория Каспия

В акватории Каспия к пермо-триасу отнесены отложения ниже сейсмогоризонта V. Широкое развитие триасовых отложений по периферии бассейна и специфические особенности сейсмической записи на временных разрезах по профилям, пересекающим Каспий, говорят о широком развитии осадочного триаса и непосредственно в морском бассейне. Так, например, прогноз геологического разреза по сейсмическим данным, выполненный в процессе подготовки к бурению Кулалинской (Курмангазы)

площади, показал возможность развития здесь верхнепермско-триасовой толщи, представленной карбонатно-песчано-глинистыми породами мощностью от 1 до 3 км. Не менее двух третей этой мощности приходится на долю собственно триасового разреза. Сходные условия отмечаются и в районах Среднего Каспия, но зачастую сейсмическая запись ниже горизонта V невыразительна, хаотична, что не позволяет выяснить структуру пермо-триасовых образований. Горизонт V регистрируется как прерывистое двухфазное низкочастотное отражение переменной амплитуды на временах от 0,5 с на крыже Карпинского до 5,5 с — в Терско-Каспийском прогибе. Это — глубокое регулярное отражение, приурочено к размытой поверхности пермо-триаса или подошве юры.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Мезозойские отложения трансгрессивно с угловым несогласием перекрывают кристаллический фундамент различных структурно-формационных зон и представлены всеми системами.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Отложения триасового возраста наиболее широко развиты в пределах мегазоны Передового хребта, единичные выходы отмечаются в пределах мегазоны Главного хребта.

Мегазона Передового хребта

Мастыкская серия (*Tms*) распространена в верхнем течении р. Сахрай и в междуречье Сахрай—Мал. Лаба. Отдельные ее выходы наблюдаются в верховьях р. Уруп и в Аксаутской впадине. Серия объединяет архызскую, ятыргвартинскую, Мал. Тхача, ачешбокскую, сахрайскую и ходзинскую свиты общей мощностью до 1300 м.

Архызская свита характеризуется фациальной изменчивостью, выполняет понижения в дотриасовом рельефе и на отдельных участках выклинивается. Она сложена конгломератами, конгломерато-брекчиями, гравелитами, песчаниками и алевролитами. В бассейне р. Архыз в нижней части (более 270 м) наблюдается переслой красноцветных, редко — зеленых песчаников, алевролитов и аргиллитов. В средней части (160 м) преобладают красноцветные песчаники с прослоями (до 1 м) конгломератов, в верхней (до 80 м) — песчаники красноцветные с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов. В районе пер. Эпчик мощность свиты — более 1100 м. В гальке известняков определены *Lyttonia richthofeni* Kays. var. *lopingensis* Lich., *Pachyphloia multiseptata* Lang. и др., а также *Postendothyra scabra* Lin., *Nodosaria mirabilis caucasica* M.-Macl., *Pseudolangella doraschamensis* G.Pronina и др. (определения Г. П. Прониной) и *Nankinella orientalis* M.-Macl., *Pseudofusulina caucasica* M.-Macl., *Neoschwagerina caucasica*

Dutk., *N. djakonowae* Dutk., *Lastodiscus insekta* M.-Mac l. (определения К. В. Миклухо-Маклай) [54, 51].

Ятыргвартинская свита представлена в нижней части тонкоплитчатыми известняками с прослоями мергелей, алевролитов, гравелитов (30–205 м), в верхней — массивными известняками (20–150 м). Мощность свиты до 330 м. В тонкоплитчатых известняках установлены *Anodontophora fassaensis* Wissm, *Myophorina*, *Entolium discites* Goldf, характерные для индских отложений Карпат и Альп, в массивных — *Nannites sinuosus* Kirar., *Owenites* cf. *Koenei* Hiatt et Smith., датирующие их оленекский возраст [80].

Свита Малого Тхача представлена тремя горизонтами конгломератов и пачками чередования или песчаников, гравелитов и конгломератов, или известняков и мергелей с *Aequispiriferina koeveswkailliensis* (Voesk h.). В долине р. Тхач [109] она (50 м) образована светло-серыми массивными и плотными известняками с прослоями розовато-серых конгломератов. В бассейне р. Малый Ачешбок в нижней и верхней частях разреза свиты (185–195 м) развиты массивные известняки с *Longobarbarditoides caucasius* Shev., *Stenoporanoceras transien* Tozer., а в средней части — песчаники, алевролиты и аргиллиты с прослоями известняков и с горизонтом конгломератов и песчаников [109].

Ачешбокская свита представлена в основании ритмичным чередованием известняков пелитовых и мергелей, реже карбонатных аргиллитов, в верхах разреза — мергелями, аргиллитами с конкрециями и прослоями известняков. Общая мощность свиты 200–300 м. В верхней части собраны *Alanites vistndus* Shev., *Laboceras gracile* Shev., *Isculites* sp., *Flecoptychites dugunzhensis* Shev., микрофауна зоны *Hemigordius chialingchiangensis* (Ho), *Cornuloculina tricki* (Lang).

Сахрайская свита (до 280 м) распространена в междуречье Белая—Малая Лаба, разнообразна по составу и в бассейне р. Сахрай сложена аргиллитами с конкрециями сидеритов с *Posidonia wengensis* Wissm., *Daonella lomelli* Wissm., *Monofillites wengensis* Klip., *Hallobia zitter* Lind., *Proarcestes planus* sh. Nov., *P. acutus* (Mojs.), микрофауна зон *Pseudonodosaria obconica* — *Lenticulina muensteri* и *Pachyphloides klebelsbergi*. В основании (7–15 м) песчаники, гравелиты, прослой алевролитов. Однородный разрез установлен также в верховьях р. Бугунжа, где в ней найдены аммониты слоев *Bugunzhites*—*Parasturia* верхнего карния, что позволяет [109] предположить наличие здесь скрытого перерыва. На р. Тхач нижняя подсвета (37 м) представлена алевролитами с прослоями песчаников, линзами конгломератов, горизонтами железисто-карбонатных конкреций, а в кровле с *Proarcestes planus* и наутилоид *Phloioceras* sp. Верхняя подсвета (180 м) образована алевролитами с прослоями аргиллитов. Из средней части разреза собраны аммониты слоев с *Goniojuvavites*—*Pararcestes*, характерные для верхнего карния [109].

Ходзинская свита (305 м) представлена красноцветными органогенно-обломочными рифовыми известняками с брахиоподами, кораллами и аммонитами, в том числе *Indopekten globra* Doul., *Costatoria verbecki* Voettg., *Megaphyllites insectus* (Mojs.), указывающими на поздне триасовый возраст. На западном склоне горы Ятыргварта [109] среди брахиопод и аммонитов важнейшими являются *Placites polidactylus*, *Megaphyllites insectus*, *Stenarcestes*

leiostracus, *Zugmayerell koessenensis*, *Neoretzia supertescens* и др. Ю. Я. Потапенко и др. [80] приводят следующий набор органических остатков, в том числе кораллов *Thamnastraea meriani* Stopp., *T. retilanelisa* Winkl. и брахиопод *Septaliphoria fissicostata* (Suess), *Wittenburgalla minuta* Dagens и др., а также *Athyris oxycolpos*, *A. mansavini*, *Cyrtina koessenensis*, *Robinsonella mastakanensis*, распространенными в норийском и рэтском ярусах. Корсаков С. Г. и др. [51] подчеркивает присутствие в известняках *Monotis caucasica*, брахиопод, кораллов и аммонитов *Placites polydactylus*, *Megaphyllites insectus*, *Rhacophyllites debilis*. Возраст свиты по многочисленным находкам фауны принимается норий-рэтским.

Общая мощность серии достигает 1500 м, возраст принят триасовым.

Мегазона горст-антиклинория Главного хребта

Песчано-конгломератовая толща (Т₃рк) распространена на южном склоне Чугушского поднятия в Шахе-Лабинской подзоне, где трансгрессивно перекрывает верхнепермскую свиту горы Хуко шахинской серии. Толща сложена неравномерным чередованием кварц-известняковых конгломератов, грубозернистых кварцевых песчаников и аргиллитов. Горизонты конгломератов, особенно в ее основании, достигают 40–50 м. По р. Буший выше пачки конгломератов (15 м) залегают глинистые алевролиты, песчаники с прослоями известняков. Общая мощность толщи 55–220 м. В гальках известняков определена многочисленная микрофауна и водоросли ранней и поздней перми [54]. Появление в составе конгломератов обломков известняков перми позволяет предполагать значительный послепермский размыв. Возраст толщи условно датируется поздним триасом.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Юрские отложения наиболее широко распространены в пределах Западного, Центрального и Восточного сегментов Российского сектора Большого Кавказа и представлены всеми тремя отделами. Нижний и средний отделы выполнены осадками осевой части (Псехако-Березовская подзона, Казбекско-Лагодехская зона), континентального склона (Гойтхская, Краснополянская подзоны, Бежитинская зона), мелководного (Лабино-Черекская, Ардон-Ассинская подзоны, Агвали-Хивская зона) и глубоководного (зоны Псеашхо-Гузериписькая, Шаро-Аргунская, Бокового хребта) шельфов задугового киммерийского бассейна. В акватории Черного моря на глубинах более 4,5 км предполагаются островодужные терригенно-вулканогенные, а на Каспии — терригенные образования мелководного шельфа.

Черное море

Терригенно-вулканогенная толща (J_2tv). В нижней части регистрируемого МОГТ разреза вала Шатского (ниже горизонта VI) располагается сейсмокомплекс с непротяженными низкочастотными отражающими площадками часто криволинейной или волнистой формы. Такой хаотический тип записи отвечает вулканогенным и песчано-глинистым отложениям аалена, байоса и бата (аргиллиты, песчаники, основные эффузивы, их туфы и туфобрекчии) Закавказской плиты и южного склона Большого Кавказа. Видимая мощность толщи — более 1 км. Отражающий горизонт VI, приуроченный к структурному несогласию вблизи подошвы верхней юры, — интенсивное низкочастотное двух-трехфазное отражение, время регистрации 6,5–8,0 с. Горизонт коррелируется с перерывами до прибрежных скважин Абхазии, условно сопоставляясь с поверхностью среднеюрских эффузивов. В Туапсинском прогибе он проявляется фрагментарно. Нижняя граница сейсмокомплекса не фиксируется.

Гойтхско-Ачишхинская покровно-складчатая зона

Гойтхско-Ачишхинская покровно-складчатая зона объединяет образования осевой и прилегающих к ней частей юрского бассейна, представленные глинистыми осадками с флишоидным характером напластования и широким развитием вулканогенных пород.

Псехако-березовская серия (J_{1-2psb}) распространена в одноименной подзоне, объединяет осадки осевой (троговой) части нижне-среднеюрского бассейна, выжатые между Скифской и Закавказской плитами и прослеживающиеся узкой полосой от истоков р. Тугупс до истоков р. Мзымта. Включает согласно залегающие свиты — гузайскую, реки Туровой, бзерпийскую и чаталтапинскую общей мощностью более 4800 м.

Основание разреза (гузайская свита, до 570 м) представлено (снизу вверх): алевритистыми аргиллитами с тонкими прослойками алевролитов, песчаников (более 230 м); тонкопелитовыми аргиллитами с прослойками и линзами глинистых сидеритов (140 м); алевритистыми аргиллитами с редкими прослойками глинистых сидеритов и туфов андезитов (200 м). Выше залегает свита р. Туровой (до 1250 м), выполненная рассланцованными аргиллитами с вкрапленностью и стяжениями пирита, редкими прослойками и конкрециями глинистых сидеритов. В верхней части встречаются алевролиты, а в средней — несколько горизонтов базальтов и их туфов (до 10 м). В правом борту р. Мзымта, в средней части разреза свиты р. Туровой залегает линза медноколчеданных руд — до 12 м. Далее разрез надстраивается флишоидным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов в нижней части разреза (до 140 м) и аргиллитами с более редкими прослойками алевролитов и песчаников (от 780 до 1140 м) в средней и верхней (бзерпийская свита). Венчают разрез серии аргиллиты с редкими прослойками алевролитов, глинистых сидеритов, с горизонтами и субвулканическими телами базальтовых порфиритов и их туфов (до 180 м) преимущественно в нижней части разреза (чаталтапинская свита, более 1700 м).

Общая мощность до 4500 м. Синемюр-ааленский возраст принят по находкам аммонитов *Oxynoticeras* sp., *Leioceras* cf. *opalinum* Rein., *Harpoceras* cf. *serpentinum* (Rein.), *Dumortieria* sp., *Grammoceras saemanni* Dum., *Ludwigia* sp. и др. [82]. Образования серии интенсивно дислоцированы и имеют тектонические контакты [53, 54].

Краснополянская серия ($J_{1-2}kp$) представлена терригенно-туфогенными осадками континентального склона южной части ниже-среднеюрского бассейна и распространена в одноименной подзоне в междуречье Мзымты и Псоу, где залегает с разрывом на образованиях триаса и объединяет согласно сменяющие друг друга (снизу вверх) эстосадокскую, чвежипсинскую, илларионовскую, анчхойскую, ачишхинскую и бетагскую свиты.

В основании серии залегают аргиллиты с прослоями алевролитов, редко известняки, песчаники, конгломераты (эстосадокская свита, до 600 м). Чвежипсинская свита (до 700 м) сложена аргиллитами с прослоями алевролитов, линзами мергелей и известняков. Илларионовская свита (до 1000 м) представлена неравномерным чередованием аргиллитов, алевролитов, песчаников, изредка отмечаются линзы конгломератов. В разрезе анчхойской свиты (до 800 м) преобладают аргиллиты с прослойками от 1–3 мм до 5 см глинистых сидеритов и пирит-марказитовыми и сидеритовыми конкрециями. Прослойки алевролитов и песчаников встречаются реже, чаще в верхней части. Ачишхинская свита (до 1400 м) сложена аргиллитами с прослоями алевролитов, песчаников, туфов и туффитов основного состава. Бетагская свита (до 600 м) представлена аргиллитами (70–50 %), алевролитами (до 15 %), песчаниками и туфопесчаниками (до 35 %).

Общая мощность серии достигает 4000 м. Синемюр-батский возраст установлен по аммонитам *Arietites* cf. *backlandi* Sow., *Amaltheus margaritatus* Montf., *Fuciniceras* ex gr. *boscense* Reu., *Ludwigia* sp., *Posidonia buchi* Воем., *Partschiceras abichi* Uhl., *Conodicoelites kecewensis* Воеhm. [54].

Гойтхская серия (J_2gt) распространена в одноименной подзоне в истоках рек Туапсе, Шахе, Пшиш, где представлена терригенно-туфогенными осадками северного континентального склона ниже-среднеюрского бассейна. Осадки серии мощностью более 7350 м слагают Гойтхский тектонический покров.

Нижняя часть (макаровская свита, более 1900 м) представлена субфлишевым переслаиванием аргиллитов, песчаников, изредка отмечаются прослойки мергелей и септарии известняков. Выше согласно залегает наужинская свита (до 1500 м), представленная флишевым переслаиванием аргиллитов, алевролитов, песчаников и вмещающая субвулканические тела риодацитов. Ее сменяет свита горы Индюк (от 750 до 1500 м), сложенная аргиллитами с прослоями песчаников, алевролитов, туффитов и горизонтальными туфами риодацитов. Далее вверх по разрезу согласно залегает пшишская свита (аргиллиты, алевролиты, песчаники, мощностью до 1100 м), которая перекрывается с разрывом сосновской (аргиллиты, алевролиты, песчаники, до 600 м). За пределами площади разрез серии завершается согласно залегающей кочкановской свитой [53, 54].

Общая мощность серии до 6250 м. Байосс-ааленский возраст определен по аммонитам *Leioceras opalinum* Rein., *L.* cf. *comptum* Rein., *Ludwigia*

brandfordensis Buckm. *L. umbilicata* Buckm., *Costileioceras costosum* Qu., *Stephanoceras subcarnatum* Opp., *Parkinsonia* cf. *rarecostata* Buckm [128, 53].

Гагрско-Джавская зона прерывистой складчатости

Образования Закавказской островной дуги в пределах Российского сектора Большого Кавказа представлены толщами Гагрско-Джавской зоны (Абхазо-Рачинская подзона), в составе которых весьма существенное значение приобретают базальты и их туфы.

Анчхойская свита, порфиритовая серия и бетакская свита объединенные ($J_2an \div bt$) обнажаются в долине р. Мзымта, где слагают киммерийский островодужный комплекс мощностью до 2850 м.

Анчхойская свита (до 700 м) залегает в основании разреза и представлена аргиллитами рассланцованными с прослойками от 1–3 мм до 5 см алевролитов, глинистых сидеритов и пирит-марказитовыми и сидеритовыми конкрециями. Иногда отмечаются прослойки алевролитов, песчаников, особенно в верхах разреза. Возраст принят ааленским на основании положения в разрезе и находок *Ludwigia* sp., *Leioceras opalinum* Rein. [54].

Порфиритовая серия представлена (снизу вверх) тонким чередованием (15–50 см) алевро-псаммитовых туфов, туффитов, реже аргиллитов (кутыкухская свита – до 350 м); грубым (2–5 м) и частым (0,2–0,3 м) переслаиванием туфов, туфобрекчий, туффитов с горизонтами лав, лавобрекчий авгитовых порфиритов (3–15 м) в низах разреза (ацетукская свита – до 800 м); выше следует неравномерное чередование (0,2–2 м) алевро-псаммитовых туфов, туфобрекчий с редкими горизонтами лав основного состава (рицинская свита – более 500 м); венчает разрез частое переслаивание (5–20 см) алевропелитовых и псаммитовых туфов, изредка горизонты туфопесчаников и туфогравелитов (3–6 м), в верхней части – аргиллиты (ризгинская свита – более 330 м). Общая мощность серии достигает 2000 м. Байосский возраст принят условно, по находкам *Adabofoloceras* sp. (ex gr. *abichi* Uhlig), *Parkinsonia* «*depressa*» Qu., *P. djanelidzei* Kakh., *Nannolytoceras tripartitum* Rasr. в ризгинской свите [43], а также по литологическому сходству с фаунистически охарактеризованной ачишхинской свитой [54].

Бетакская свита представлена песчаниками, аргиллитами, алевролитами и редкими прослоями известняков с батскими *Thysanolytoceras* cf. *adeloides* Kud., *Oeocotraustess fustus* Qu. Мощность свиты до 150 м.

Северо-Кавказская моноклиально-складчатая зона

Северо-Кавказская моноклиально-складчатая зона объединяет нижне- и среднеюрские образования северного мелководного шельфа юрского бассейна Центрально-Кавказского сегмента Северо-Кавказской складчато-глыбовой области. Зона подразделяется на две подзоны – Лабино-Черекскую и Ардон-Ассинскую.

Курджиновская, кубано-малкинская и баксано-черекская серии объединенные ($J_1-2kr \div b\epsilon$) распространены в Лабино-

Черекской подзоне от р. Белая на западе до р. Баксан на востоке и сложены псефо-псаммитовыми и пелитовыми осадками мелководного шельфа мощностью до 3200 м.

Курджиновская серия (до 2320 м) распространена от р. Белая на западе до р. М. Зеленчук на востоке и включает бугунжинскую и псебайскую свиты. Бугунжинская свита (до 150 м) залегает с размывом на триасе и палеозое и представлена базальными конгломератами мощностью от 3–5 до 80 м, с чередующимися и постепенно сменяющимися к кровле песчаниками, алевролитами и аргиллитами с линзами органогенно-обломочных известняков. Выше согласно залегают аргиллиты с прослоями алевролитов и пачками песчаников (псебайская свита, до 2170 м). Плинсбах-ааленский возраст серии определяется по находкам *Microderoceras birchi* Sow., *Oxynoticeras oxinotum* Qu., *Areitiles pseudospiralis* Vad., *Tropidoceras ellipticum* Sow., *T. obtusum* Fult., *Amaltheus margaritatus* Montf. и др., *Dactylioceras* cf. *tenuicostatum* Y. et B., *Peronoceras subarmatum* Y. et B. и др., *Phymatoceras tirolense* Hauer, *Ph. chelussi* Par. et Viale, *Dumortieria munieri* Haug., *Leioceras opalinum* Rein [54].

Кубано-малкинская серия фациально замещает курджиновскую в восточном направлении, объединяет хумаринскую, шоанскую, муздухскую и джигиатскую свиты и с размывом и угловым несогласием залегает на породах фундамента. В основании разреза залегают угленосные отложения *хумаринской свиты*. Начинается он пачкой (до 240 м) песчаников с редкими прослоями алевролитов и углисто-глинистых пород, с линзами мелкогалечных конгломератов, с базальным конгломератом (до 15 м) в основании. Местами, в понижениях доюрского рельефа залегает горизонт (до 30 м) глинисто-алевритовых сланцев с прослоями (до 1 м) углей. Выше следует продуктивная толща (от 0 до 615 м), сложенная переслаиванием песчано-глинистых пород и аргиллитов, с прослоями массивных песчаников, пластами и линзами углей (0,1–0,4 до 1,5 м). В составе этой части разреза присутствуют горизонты лав андезибазальтов, лавобрекчий, туфов, туфоконгломератов, которые относятся к ранней фазе покровной фации маринского комплекса. Далее следует надпродуктивная часть разреза мощностью до 260 м, представленная толщей чередования пачек (20–50 м), массивных и плитчатых песчаников с прослоями (до 1 м) алевролитов. В песчаниках наблюдаются редкие, линзующиеся пропластки (0,1–0,3 м) углей. Общая мощность свиты от 25 до 1115 м.

Выше следуют *шоанская свита*, представленная туфобрекчиями, туфами, лавами, лавобрекчиями андезитового и андезито-дацитового состава. Нарращивает разрез серии *муздухская свита* мощностью от 0 до 120 м, залегающая с размывом на различных горизонтах вышеописанной части серии и сложенная песчаниками с обилием вулканогенного материала, растительных остатков и пачками (3–18 м) переслаивания песчаников, аргиллитов и алевролитов. В основании пачки залегает валунный конгломерат (до 20 м) из галек сильно разрушенных вулканогенных пород, песчаников и гранитов, сцементированных песчано-алевритовым материалом, с дресвой тех же белых выветрелых вулкаников.

Венчает разрез серии *джигиатская свита*, трансгрессивно залегающая на различных частях вышеописанного разреза серии и представленная внизу

аргиллитами, с частыми прослоями сидеритовых конкреций, прослоями песчаников (0,5–3 м) и единичными горизонтами гравелитов (до 0,3 м). Выше залегают песчаники с неравномерным чередованием аргиллитов, алевролитов, конгломератов, известняков-ракушечников и шамозитовых железняков (1,5–3,5 м). Мощность свиты изменяется от 460 до 1700 м.

Общая мощность отложений кубано-малкинской серии достигает 3200 м. Синемюр-раннеплинсбахский возраст нижней угленосной части серии определяется находками: *Palaeoneilo* cf. *palmae* Sow., *Velopecten rollei* Tate (двустворчатые моллюски); *Piarorhynchia variabilis* Dav., *P. curviceps* Quenst. (брахиоподы); *Parallelodon* cf. *aviculinum* Schaff., *P. aff. similis* Terq., *Hinnites* cf. *davoei* Dum., *Astarte subtetragona* Münst., *Leda graphica* Tate и др. (двустворчатые моллюски), а также: *Uptonia* cf. *ignota* Simps., *Tropidoceras* cf. *flandrini* Dum. (аммониты); *Tetrarhynchia pontica* Moiss., *Zeilleria psilonota* Quenst. (брахиоподы) [83] и в вышележащих отложениях *Amaltheus margaritatus* Montf. Раннетоарский возраст основывается на находках флоры: *Ptilophyllum catchense* Morr., *Nilssonia orientalis* Heer, *N. cf. compta* Phill., *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew. и др. и микрофауны (фораминиферы): *Trochammina* aff. *proteus* Karger, *Reophax metensis* Franke, *Haplophragmoides* sp. [73].

Тоар-ааленский возраст определяется находками аммонитов: *Hildoceras bifrons* Brug., *Dactylioceras crassoides* Simps., *Grammoceras thouarsense* Orb., *G. quadratum* Haug, *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle [151], *Polyplectus discoides* Ziet., *Leioceras costosum* Quenst., *L. comptum* Rein., *Ludwigia murchisonae* Sow. [73] и др.

Баксано-черекская серия (до 2700 м) фациально сменяет кубано-малкинскую в восточном направлении, объединяет безенгийскую и джигиатскую свиты и с размывом и угловым несогласием залегают на протерозойских кристаллосланцах и палеозойских гранитах. Распространена в междуречье Хазнидон–Баксан.

Безенгийская свита (до 1014 м) является невыдержанной по мощности и начинается толщей (219 м) аргиллитов, чередующихся с пакетами песчаников, линзами гравелитов и конгломератов. Выше залегают толща (795 м) песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов с углефицированным растительным детритом. Джигиатская свита с размывом, а местами согласно залегают на вышеописанной. В подошве лежит монотонная толща (до 500 м) аргиллитов и глинистых сланцев с прослоями песчаников и алевролитов, которая перекрывается песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов, конгломератов и известняков-ракушечников (до 550 м). Выше располагается толща (до 650 м) аргиллитов, содержащая прослой и пакеты переслаивания песчаников и алевролитов, реже конгломератов и известняков. Мощность свиты изменяется от 250–550 до 1700 м.

Позднеплинсбахский–раннетоарский возраст нижней части серии определяется находками: *Amaltheus evolutus* Buckm., *A. margaritatus* Montf., а также *Dactylioceras* ex gr. *semicelatum* Simps. [166], а также *Amaltheus margaritatus* Montf., *A. depressus* Simps. [66].

Тоар-ааленский возраст верхней части серии подтверждается многочисленными находками [15]: *Dactylioceras commune* Sow., *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Dumortieria* cf. *rhodanica* Haug, *Leioceras opalinum* Rein.,

Hammatoceras subinsigne Opp., *Dumortieria bleicheri* Ben., *D. pseudoradiosa* Br., *D. moorei* Lyc., *Leioceras spaty* Geozy, *Costilioceras costosum* Quenst. [166].

Джангурская, джорская и сары-дюз свиты объединенные ($J_2dg \div sd$) обнажаются по долинам рек М. Лаба, Кубань, Малка, Черек, где залегают с размывом на ааленских отложениях мелководного шельфа.

Джангурская свита (до 935 м) представлена переслаиванием аргиллитов и алевролитов листоватых, с мелкими чешуйками слюды, с горизонтами конкреций сидерита и редкими маломощными прослоями глинистых песчаников. В основании свиты иногда залегает прослой (0,25 м) мелкогалечных конгломератов с хорошоокатанной галькой вулканогенных пород, кварца, песчаников, изредка кристаллических сланцев [15]. Байос-ранне-батский возраст определяется находками *Stephanoceras* cf. *rectecostatum* Weis., *Spirocera bispinatum* Baug. et Sauze, *Strenoceras niortense* Orb., *S. bajocense* Blainv., *S. quenstedti* Dietl, *Parkinsonia parkinsoni* Sow., *P. rarecostata* Buc km., *Lissoceras psilodiscus* Schloenb., *Oecotraustes* aff. *fuscus* Qu. [83]. А также: *Sublamarckella biconvexa* G. Kass., *Dentalina oolithica* Terq., *Garantella stellata* Капт., *Ophthalmidium clarum* (Ant.), *Kaptarenkoella epistominoidea* (Капт.) [137].

Джорская и сары-дюз свиты неразделенные фациально замещают джангурскую на востоке, обнажаются в междуречье Малка—Черек и по их притокам. Джорская свита (до 1185 м) с размывом залегает на отложениях кубано-малкинской серии и сложена пачками песчаников в основании, сменяющимися переслоем аргиллитов и алевролитов. В кровле отмечаются конкреции сидеритов. По рекам Тызыл и Гижгит в отложениях найдены: в нижней части *Hyperlioceras discites* Wa g., *Stemmatoceras subcoronatum* Opp., *Dorsetensia subtecta* Buc km. [129]; *Stephanoceras humphriesianum* Sow. [83], указывающие на байосский возраст отложений. Свита сары-дюз (до 40 м) представлена толщей существенно кварцевых песчаников, с линзами гравелитов плохосортированных, с алевро-глинистым цементом и прослоями алевролитов, иногда с примесью углистого материала. Батский возраст принят условно, по положению в разрезе.

Садонская и мизурская свиты, ардонская и адайхондарьяльская серии объединенные ($J_{1-2}sd \div ad$) распространены в Ардон-Ассинской подзоне в верховьях рек Ардон, Геналдон, Гулойхи, где залегают с размывом или со срывом на доюрском основании и представлены терригенными и вулканогенно-терригенными осадками северного мелководного шельфа.

Садонская и мизурская свиты объединенные. В основании разреза, помимо базального горизонта гравелитов, конгломератов, песчаников, залегают лавы, пирокластические и вулканогенно-осадочные образования андезит-дацитового состава (садонская свита). Наибольшая ее мощность (до 500 м) наблюдается в междуречье Айгамуга—Ардон, в западном и восточном направлениях происходит уменьшение до 80 м и менее. Залегающая с размывом выше мизурская свита сложена песчаниками, аргиллитами, алевролитами, гравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами общей мощностью до 490 м. Геттанг-позднеплинсбахский возраст свит обоснован отпечаткам флоры *Nilssoniopteris* ex gr. *crassinervis* Stanisl., остаткам *Cladophlebis* sp., *Dictyophyllum* cf. *nilssoni* и др., аммонитами *Amaltheus margaritatus* Montf [146].

Ардонская серия согласно наращивает разрез мизурской свиты и включает галиатскую, ксуртскую, зинцарскую, бейно и отзыкскую свиты. Нижняя часть серии сложена однородными аргиллитами с конкрециями сидеритов и тонкими прослоями (0,05–0,08 м) алевролитов и песчаников (галиатская свита), мощностью в западных районах от 200 до 900 м, в восточных — от 1990 м по левому борту р. Шондон до 2434 м по р. Асса. Выше разрез представлен неравномерным чередованием аргиллитов с пачками переслаивания аргиллитов с алевролитами и аргиллитов с песчаниками (ксуртская свита, до 2788 м). Породы в целом плохосортированы, местами «мусорные», с постепенными взаимопереходами. Далее залегает переслой аргиллитов, алевролитов, печаников с пачками аргиллитов, с конкрециями глинистых сидеритов и линзами тутенштейнов (зинцарская свита, до 2438 м). Выше (от 430 до 800 м на западе и до 1000 м на востоке) отмечается чередование песчаников и алевролитов (10–30 м) с пачками (до 100 м) аргиллитов, алевролитов с редкими прослоями песчаников (свита бейно). Венчают разрез серии аргиллиты с редкими прослоями и включениями глинистых сидеритов, алевролитов (отзыкская свита, до 500 м).

Суммарная мощность отложений ардонской серии в западной части подзоны составляет от 1180 до 2630 м, в восточной — до 9160 м. Плинсбах-ааленский возраст обоснован находками аммонитов *Arieticeras algovianum* Opp., *Dactylioceras semicelatum* Simpr., *Hildoceras cf. bifrons* Brug., *Dactylioceras commune* Sow., *Hammatoceras ex.gr. subinsigne* Opp., *Pseudogrammoceras falaciosum* Bayle., *Grammoceras ex.gr. thouarsense* Orb., *Ludwigia cf. brandfordensis* Buckm., *Leioceras sinon* Bayle., *Leioceras acatum* Quenst., *Ludwigia tolutaria* Dum. [166] и др.

Адайхох-дарьяльская серия (до 3300 м) к югу фациально замещает ардонскую, с разрывом залегает на подстилающих верхнепалеозойских образованиях и включает кистинскую и циклаурскую свиты. В основании разрез сложен базальными конгломератами, глинистыми сланцами с прослоями алевролитов, песчаниками, туфопесчаниками, кварцитами, узловатыми андалузит-хиастолитовыми сланцами, горизонтами туфов и лав андезито-дацитового состава (кистинская свита, до 820 м). Выше согласно залегают преимущественно глинистые сланцы с пачками переслаивания глинистых сланцев, алевролитов, реже песчаников с прослоями туфов андезитов (циклаурская свита, до 2478 м). Плинсбах-тоарский возраст серии подтвержден фауной: *Aequipecten cf. priscus* Schloth., *Avucila yaltensis* Moiss., *Cardinia aff. copides* Ryskh., *Parallelodon similis* Terq., *Lima* sp. (cf. *exaltata* Terq.), *Amaltheus cf. laevigatus* Howarth., *Am. margaritatus* Montf., *Arieticeras algovianum* Opp., *Ar. bertramdi* Kell., *Fuciniceras cf. boscense* Reun. и др.

Згидская свита (J₂г) обнажается фрагментарно вдоль южного склона Скалистого хребта, где с разрывом залегает на отложениях ардонской серии и представлена аргиллитами с подчиненным количеством алевролитов, песчаников и редкими прослоями туффитов. Встречаются редкие конкреции сидеритов, линзы мергелей. Мощность свиты достигает 720 м на западе и 231 м — на востоке. Байосский возраст подтвержден аммонитами *Parkinsonia rarecostata* Buckm., *Strenoceras subfurcatum* Ziet., *Stephanoceras humphriesianum* Sow.

Псеашхо-Гузерибльская зона

Архыз-гузерибльская и псеашхинская серии объединенные ($J_{1-2}ag + J_{1,ph}$) распространены от р. Белая на северо-западе до истоков р. Аксаут на юго-востоке и представлены песчано-глинистыми осадками, отлагавшимся на северном глубоководном шельфе.

Архыз-гузерибльская серия объединяет чубинскую и тубинскую свиты. В основании разреза на доюрском кристалликуме с размывом залегают песчаники и конгломераты мощностью от 8 до 195 м в нижней части, выше — чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов (до 650 м), далее разрез наращивается флишоидным переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников с линзами конгломератов и конкрециями глинистых сидеритов (чубинская свита, до 1000 м). Тубинская свита (до 1800 м) согласно перекрывает чубинскую и представлена аргиллитами с частыми прослойками алевролитов, глинистых сидеритов, единичными пластами песчаников.

Породы серии дислоцированы, их общая мощность изменяется от 850 до 2800 м. Синемюр-ааленский возраст установлен по находкам пелеципод *Lima cf. densicosta* (Quen) [54], по аммонитам *Phymatoceras chelussii* Parisch et Viale., *Ph. tirolense* Hauer, *Grammoceras thouarsense* Orb., *Dumortieria branconi* Ben., *Leioceras opalinum* Rein., *Ludwigia subcasta* Rost. и др. [83], *Amaltheus margaritatus* Montf. [82].

Псеашхинская серия фациально сменяет осадки архыз-гузерибльской серии к югу и объединяет пслухскую, чугушскую, правопсеашхинскую и лаурскую свиты. Нижний контакт пслухской свиты, залегающей в основании, сорванный, но есть сведения о наличии здесь базальных конгломератов [28]. Она сложена аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников. Мощность более 400 м. Геттанг-раннесинемюрский возраст принят условно. Чугушская свита (песчаники, гравелиты, алевролиты, прослой туфов, туффитов, аргиллитов, до 1250 м) имеет условный возраст — поздний синемюр—ранний плинсбах. Правопсеашхинская свита сложена аргиллитами с прослоями песчаников, алевролитов (до 620 м) и считается верхнеплинсбахской по аммонитам [54]. Лаурская свита (до 2360 м) сложена аргиллитами, алевролитами, туфами и туфобрекчиями дацитов и риолитов (верхний плинсбах—аален).

Общая мощность серии более 4230 м. Возраст (геттанг—аален) определен с учетом находок аммонитов *Arietites aff. seylla* Rein., *Microderoceras cf. sfeuman* Haug., *Amaltheus margaritatus* Montf., *Grammoceras saemanni* Dum., *Mytiloides cf. amygdaloides* Goldf. и др. [54].

Агвали-Хивская зона

Зона выделена на северо-востоке Восточного сегмента Северо-Кавказской складчато-глыбовой области и представлена существенно песчанисстыми осадками внутреннего (мелководного) шельфа.

Цурибская, хельдихойская, квандринская, рубасчайская и курахчайская серии объединенные ($J_{1-2}cr + kr$) распространены в среднем течении рек Аргун, Андийское Койсу, Каракойсу и достигают мощности 13 280 м.

Цурибская серия слагает основание разреза в восточном и южном районах Агвали-Хивской зоны. Представлена осадками согласно залегающих хваршинской, ратлубской, гидатлинской и Ири свит. Нижняя часть серии сложена существованием песчаниковыми пачками, разделенными субфлишевым переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников. Отмечаются цепочки округлых и уплощенных глинисто-сидеритовых конкреций, крупные метакристаллы пирита, линзы конгломератов (хваршинская свита, более 2000 м). Выше залегают преимущественно аргиллиты с пачками аргиллит-алевролит-песчаникового переслоя, содержащего отдельные прослои песчаников, линзы гравелитов и конгломератов, отмечаются следы подводного оползания осадков (ратлубская свита, до 2200 м). Далее разрез наращивается тонким чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников с редкими пакетами песчаников, конкрециями сидеритов и редкими линзами органогенных известняков (гидатлинская свита, до 1200 м). Завершается разрез серии существенно песчаниковой толщиной, сложенной грубым чередованием песчаников и пачек тонкого переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников, отмечаются следы подводного оползания и горизонты конкреций глинистых сидеритов (свита Ири, до 2500 м).

Общая мощность серии достигает в южной части 7900 м и в северном направлении постепенно сокращается, в этом же направлении возрастает количество песчаных прослоев. Контакт с подстилающими образованиями не изучен. Плинсбах-тоарский возраст обоснован фаунистически. В разрезе хваршинской свиты собраны позднеплинсбахские *Arietoceras bertrandi* Kill., *Ar. algovianum* (Opp.), *Ar. cf. amaltei* Opp., *Harpoceras falciplicatum* Fuc., *H. exiguum* Fuc., *Fusinoceras bonarelli* Fuc. и др., в гидатлинской установлены раннетоарские *Dactiloceras cf. alteticum* Simps., *Pernoceras subarmatum* Y. et B., *Hildoceras cf. girale* Busckm., в средней части разреза серии ранне- и позднеетоарские *Hildoceras bifrons* (Brug.), *H. levisoni* (Simps.), *H. sublevisoni* (Fuc.), а в кровле – позднеетоарские *Hildoceras bifrons* Brug., *Grammoceras saemanni* Dum., *G. thouarsense* Orb., *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle.

В западном районе Агвали-Хивской зоны распространена *хельдихойская серия*, фациально сменяющая цурибскую и объединяющая согласно залегающие баринскую, буртинскую, угнихинскую и оттинскую свиты.

Нижняя часть серии сложена пачками аргиллитов с единичными прослоями алевролитов и неравномерным переслоем аргиллитов с алевролитами и редкими прослоями песчаников (баринская свита, до 1565 м). Выше разрез представлен неравномерным переслоем аргиллитов и алевролитов в меняющихся количественных соотношениях (буртинская свита, до 1400 м). Далее следует переслой песчаников, алевролитов, аргиллитов, сменяющийся неравномерным чередованием аргиллитов и алевролитов с глинисто-сидеритовыми конкрециями и редкими линзами известняков (угнихинская свита, до 943 м). Верхняя часть разреза серии представлена чередованием пачек с неравномерным чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников, «чистыми» аргиллитами с конкрециями сидеритов и линзами органогенных известняков (оттинская свита, до 1512 м).

Общая мощность осадков серии 5420 м. Нижний контакт не изучен. Тоарский возраст обоснован фаунистически. В низах разреза обнаружены

Polyplectus discoides Ziet., *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Dumortieria* cf. *brancoi* Ben ecke, *Dumortieria* cf. *brancoi* Ben., *Polyplectus* cf. *discoides* Ze it., *Pseudogrammoeras* sp. indet., *Grammoceras* sp. В средней части установлены *Grammoceras maetra* Du m., *Dumortieria* cf. *guendershofensis* (H a u g.), а в верхней — *Dumortieria* cf. *brancoi* Ben ecke, *D.* cf. *signata* B u c k m.

На образованиях хельдихойской серии согласно залегает *квандринская серия*, объединяющая бушнинскую, никаройскую, конжухоевскую, аргунскую и игатлинскую свиты. В основании разреза прослеживается бушнинский горизонт песчаников и конгломератов, выше которого идет чередованием песчаников с обильными растительными остатками и аргиллито-алевролитовым переслоем (бушнинская свита, до 840 м). Выше прослеживаются песчаники с тонким переслоем аргиллитов и алевролитов, конкрециями глинистых сидеритов и обильными обугленными растительными остатками (никаройская свита, до 500 м). Далее разрез сменяется аргиллитами и алевролитами с подчиненными прослоями песчаников, мергелей и горизонтами конкреций; редкими линзами конгломератов (конжухоевская свита, до 550 м), а затем песчаниками с обильными скоплениями обугленного растительного детрита; разделенными пачками флишоидного переслаивания песчаников, аргиллитов и алевролитов с конкрециями глинистых сидеритов и мергелей (аргунская свита, до 745 м). Завершается разрез серии аргиллитами, алевролитами и песчаниками с обугленными растительными остатками и линзами известняков-ракушечников, сидерито-глинистыми конкрециями, известковистыми и шаровидными песчаными стяжениями (игатлинская свита, до 1000 м).

Общая мощность образований квандринской серии достигает 3635 м. Позднетоар-ааленский возраст обоснован фаунистически. В нижней части содержатся позднетоарские *Planommatoceras* cf. *tenuinsigne* V a c., в средней — *Ludwigia costasum* Q u e n s t., а в верхней части собраны *Ludwigia murchisonae* S o w., *L. rudis* B u c k m., *Graphoceras concavum* S o w. и др.

Рубасчайская серия (до 3950 м) фациально замещает квандринскую к востоку, распространена в бассейнах рек Аварское и Казикумухское Койсу, Самур, Ахтычай, Курах и др., согласно перекрывает цурибскую серию и представлена непрерывным разрезом карахской и игатлинской свит. В основании разреза вскрываются песчаники, алевролиты и аргиллиты с единичными глинисто-сидеритовыми конкрециями, линзовидными прослоями конгломератов, известняков-ракушечников, линзами и прослоями углей и углистых сланцев (карахская свита, до 2950 м). Выше разрез наращивается аргиллитами, алевролитами и песчаниками с многочисленным обугленным растительным детритом, линзами известняков-ракушечников, глинисто-сидеритовыми конкрециями (игатлинская свита, более 1000 м).

Позднетоар-ааленский возраст обоснован находками *Dumortieria* cf. *levesquei* O r b., *Leioceras opalinum* R e i n., *Ludwigia murchisonae* S o w., *Ludwigia murchisonae* S o w., *L. rudis* B u c k m., *L.* cf. *bradfordensis* B u c k m., *L.* cf. *concava* S o w., *L.* ex gr. *decora* B u c k m., *Graphoceras concavum* S o w. и др.

Курахчайская серия фациально замещает рубасчайскую, распространена в южном районе зоны, в междуречье Казикумухского Койсу и Самура, согласно перекрывает цурибскую серию и объединяет согласно залегающие свиты: Бурши, ялахскую, квардальскую, гепцайскую и кимихурскую.

В основании разреза прослеживаются песчаники, алевролиты и аргиллиты, отдельные горизонты глинисто-сидеритовых конкреций, линзовидные прослои органогенных известняков и конгломератов; на отдельных участках отмечаются подводно-оползневые пачки, сложенные глинистыми алевролитами с хаотическими «обрывками» песчаников (свита Бурши, до 2000 м). Выше залегают аргиллиты, алевролиты и песчаники в меняющихся количественных соотношениях, они содержат отдельные округлые и лепешковидные конкреции, а также горизонты глинисто-сидеритового состава, линзы ракушняка, гальку и валуны песчаного состава (ялахская свита, до 1300 м) мощностью. Они сменяются аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников, большим количеством линзовидных прослоев глинисто-сидеритового состава, отдельными известково-глинистыми стяжениями (квардальская свита, до 887 м). В более верхней части разреза преобладают аргиллиты с частыми тонкими линзующимися прослоями и конкрециями глинисто-сидеритового состава, линзами мергелей и тутенштейнов; отмечаются редкие прослои алевролитов и песчаников, а также известняков (гепцайская свита, до 800 м). Завершается разрез серии аргиллитами, алевролитами и песчаниками, содержащими конкреции и горизонты глинисто-сидеритового состава, линзы оолитовых глинистых известняков (кимихурская свита, до 395 м).

Общая мощность курахчайской серии достигает 5380 м. Позднетюркменский возраст подтвержден находками *Dumortiera* cf. *sparsicosta* Haug., *Leioceras* cf. *opalinum* Rein., *Leioceras* cf. *costatum* Quenst., *Ludwigia rudis* Buckm., *L. ex gr. murchisonae* Sow., *L. bradfordensis* Buckm., *Graphoceras concavum* Sow., *G. cornu* Buckm., *Ludwigia falcata* Quenst. и др.

Агвали-хивская серия (J₂ah) развита в бассейне рек Андийское, Аварское и Казикумухское Койсу и сложена мелководными осадками, объединяющими кумухскую и цудахарскую свиты.

Основание разреза (кумухская свита, до 1512 м) представлено неравномерным переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников, содержащих горизонты и разобщенные округлые конкреции глинисто-сидеритового состава, обугленные растительные остатки, линзовидные прослои мергелей и криноидных известняков. Отмечаются единичные подводно-оползневые горизонты, представленные алевролитами и песчаниками, содержащими более плотные округлые включения того же литологического состава.

Выше с размывом залегает цудахарская свита (до 1600 м), в основании которой прослеживаются либо горизонты глинисто-сидеритовых конкреций, либо линзы криноидных известняков. Выше залегают песчаники с окатанной галькой того же состава, аргиллиты и алевролиты с прослоями песчаников, прослои и конкреции глинистых сидеритов, линзы мергелей, известковые стяжения и линзы тутенштейнов.

В кумухской свите собраны раннебайосские *Hyperlioceras desori* Moesch., *Toxolioceras mundum* Buckm., *T. walkeri* Buckm., *Wilchellia* sp., *Sonninia corrugata* Sow., *Otoites golubevi* Krimh., *Emileia brochii* Sow., *Telecerus* sp. и др., а в цудахарской — позднебайосские и раннебатские *Cadomites lissajonsi* Roche., *Leptosphinctes coronaris* Buckm., *L. gurami* Kanh., *Opelia subradiata* Sow., *Parkinsonia rarecostata* Buckm., *Morphoceras macrescens* Buckm., *Procerites schloenbachi* Gross. и др. Максимальная мощность серии в бассейне

р. Казикумухское Койсу составляет 3100 м; к востоку она снижается до 1650 м, а к западу сокращается до 1450 м.

Шаро-Аргунская зона

Зона выделена на западе Восточного сегмента Северо-Кавказской складчато-глыбовой области и представлена песчано-глинистыми осадками внешнего (глубоководного) шельфа.

Шаро-аргунская серия ($J_1 \xi a$) развита в бассейнах рек Аргун, Андийское, Аварское Койсу и включает согласно залегающие кейдынскую, майстынскую, мешехинскую, кюреламскую и бастыламскую свиты.

В видимом основании серии вскрываются пачки чередования аргиллитов с редкими нитевидными прослоями алевролитов и горизонтами глинисто-сидеритовых конкреций, единичными прослоями песчаников и аргиллит-алевролитового переслоя с редкими прослоями песчаников (кейдынская свита, до 800 м). Выше по разрезу они сменяются тонким переслоем аргиллитов, алевролитов и песчаников, а также пакетами песчаников, иногда содержащих в подошве линзовидные прослои мелкогалечных конгломератов; часто встречаются конкреции глинистых-сидеритов с пиритовым ядром (майстынская свита, более 1400 м). Далее разрез представлен чередованием песчаников с аргиллитами, алевролитами линзами мелкогалечных конгломератов и глинисто-сидеритовыми конкрециями с пиритовым ядром (мешехинская свита, более 1100 м). Выше разрез сменяется чередованием песчаников, аргиллитов и алевролитов с отдельными пачками песчаников, горизонтами и отдельными стяжениями уплощенных глинисто-сидеритовых конкреций с пиритовым ядром и обособленными метакристаллами пирита (кюреламская свита, до 1600 м). Венчается разрез серии преимущественно песчаной толщей, сложенной переслоем аргиллитов и алевролитов с прослоями и пачками песчаников с редким обугленным растительным детритом и линзами углистого вещества (бастыламская свита, более 950 м).

Общая мощность шаро-аргунской серии превышает 5850 м. В основании собраны плинсбахские и раннетоарские *Arietoceras bertrandi* Kill., *Ar. algovianum* Opp., *Ar. amalthei* Opp., *Harpoceras falciplicatum* Fuc., *H. exiguum* Fuc., *Fuciniceras bonarelli* Fuc. и др., в средней — раннетоарскими *Hildoceras* cf. *gyrale* Busck m., *Dactiloceras athleticum* Simps., *Harpoceras mulgravium* Y. et V. Верхи разреза охарактеризованы позднетоарскими *Polyplectus* cf. *discooides* Zeit., *Pseudogrammoceras* sp. indet., *Grammoceras* sp., *Dumortieria* cf. *pseudoradiosa* Branco., *D. cf. radians* Rein. и *D. cf. brancoi* Ben.

Зона Бокового хребта и Бежитинская неразделенные

Эти зоны выделены в пределах Восточного Кавказа и представлены песчано-глинистыми осадками внешнего шельфа и континентального склона.

Джурмутская, джурмутско-самурская, самурская, ахтынская серии и бежитинская свита объединенные ($J_{1-2} dm + b \xi$)

мощностью до 10 200 м распространены в верховьях рек Андийское, Аварское Койсу, Самур и Ахтычай.

Джурмутская серия сложена переслоем аргиллитов и алевролитов с редкими линзуемыми прослоями песчаников, округлыми стяжениями глинистых сидеритов и линзами внутриформационных конгломератов (гясудинская свита, до 1800 м). Выше разрез представлен чередованием аргиллитов и алевролитов с метакристаллами и мелкими зернами пирита, конкрециями глинистых сидеритов и редкими линзами песчаников, реже конгломератов (камилухская свита, более 2000 м). В верхней части преобладают аргиллиты, с тонкими прослоями алевролитов и редкими пластами песчаников. Изредка отмечаются конкреции глинистых сидеритов (беззепская свита, более 2000 м).

Общая мощность джурмутской серии превышает 5800 м. Контакт с подстилающими образованиями не изучен. Низы разреза охарактеризованы плинсбахскими *Arieticerias bertrandi* Kill., *A. algovianum* Opp., в средней части установлены ранне- и позднеоарские *Hildoceras* sp., *Grammoceras* cf. *quadratum* Haug, *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle., а в верхней – позднеоарские *Grammoceras* cf. *thouarsense* Orb., *G.* cf. *saemanni* Dum. и др.

Джурмутско-самурская серия севернее и восточнее фациально сменяет джурмутскую и представлена согласно залегающими камилухской, цейлаханской и ногабской свитами.

Низы разреза сложены переслоем аргиллитов и алевролитов с многочисленными метакристаллами пирита и конкрециями глинисто-сидеритового состава, а также редкими линзовидными прослоями песчаников и линзами внутриформационных конгломератов (камилухская свита, до 2000 м). Средняя часть серии сложена преимущественно песчаниками, чередующимися с аргиллитами и алевролитами. Отмечаются стяжения сидерита и линзы внутриформационных конгломератов (цейлаханская свита, до 1400 м). Завершается разрез аргиллитами и алевролитами с прослоями и пачками песчаников. К глинистым частям разреза приурочены округлые пиритовые стяжения и глинисто-сидеритовые конкреции с пиритовым ядром, иногда образующие не выдержанные по простиранию горизонты (ногабская свита, до 1110 м).

Общая мощность джурмутско-самурской серии достигает 4510 м. Тюрский возраст обоснован находками *Grammoceras* cf. *quadratum* Haug, *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle., *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Poliplectus* cf. *discoides* Ziet., *Dumortieria* cf. *pseudoradiosa* Branco, *D. signata* Busck.

Ахтынская серия фациально сменяет к северу джурмутско-самурскую и самурскую серии и распространена в среднем течении р. Самур, в районе пос. Ахты. Она объединяет зрыхскую, заинкамскую и ялахкамскую свиты.

В основании серии залегают тонкий неравномерный переслой песчаников, аргиллитов и алевролитов с конкрециями глинистых сидеритов с единичными прослоями известняков (зрыхская свита, более 1150 м). В средней части разреза существенно возрастает роль песчаников, переслаивающихся с алевролитами и аргиллитами с глинисто-сидеритовыми конкрециями (заинкамская свита, до 450 м). Завершают разрез аргиллиты, содержащие единичные прослои алевролитов и песчаников, разобщенные конкреции глинистых сидеритов (ялахкамская свита, более 2750 м).

Общая мощность осадков ахтынской серии достигает 4350 м. Нижний контакт не ясен. Тоар-ааленский возраст подтвержден находками *Laioceras* cf. *comptum* Rein., *Pseudolioceras* cf. *beyrichi* Schloenb., *Hangia* cf. *variabilis* Orb., *Laioceras opalinum* Rein., *Ludwigia aspeta* Buckm., *L. rudis* Buckm., *Pseudolioceras* cf. *beyrichi* Schloenb. и др.

Самурская серия согласно перекрывает джурмутско-самурскую, распространена в бассейнах рек Самур и Ахтычай и сложена осадками согласно залегающих михрекской, ухульской свит.

Нижняя часть серии сложена неравномерным переслоем аргиллитов и алевролитов с редкими прослоями песчаников, не выдержанными по простиранию горизонтами уплощенных или округлых глинисто-сидеритовых конкреций и несколькими горизонтами покровов дацитов и риолитов и их туфов (михрекская свита, до 2170 м). Выше залегают аргиллиты с тонкими прослоями алевролитов, реже песчаников, линзовидными прослоями конкреционных глинистых известняков, мелкогалечных конгломератов и гравелитов (ухульская свита, до 1150 м). Венчает разрез (до 2400 м) неравномерное чередование пачек тонкого аргиллит-алевролитового переслоя с редкими пачками песчаников и грубого переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников.

Общая мощность самурской серии достигает 5720 м. Ааленский возраст принят по находкам *Leioceras* cf. *opalinum* Rein., *Hammatoceras* sp., *Pseudolioceras* cf. *beyrichi* Schl., *Hammatoceras* cf. *cubaniense* Krimh., *Leioceras* sp., *Ludwigia* sp. и др.

Бежитинская свита распространена в узком тектоническом клине в верховьях р. Аварское Койсу, а также в бассейнах рек Самур и Ахтычай. Свита сложена флишоидным переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников с уплощенными и округлыми глинисто-сидеритовыми и алевролитоглинистыми конкрециями с пиритовым ядром. В восточной части отмечены маломощные туфовые и эффузивные горизонты. В низах разреза на отдельных участках отмечаются линзы конгломератов, а в верхней части встречаются выделения мучнистого пирита. Видимая мощность свиты достигает 2150 м. В нижней части свиты найдены раннетоарские *Hildoceras* sp., *Phymatoceras* cf. *chelussi*, *Grammoceras* cf. *thouarsense* Orb., *Gr.* cf. *quadratum* Naug., *Gr.* sp. indet. *Pseudogrammoceras* cf. *fallaciosum* Bayle, в средней части позднеотоарские *Dumortieria signata* Buckm., *Hammatoceras* sp. и в верхней части ааленские *Leioceras* sp. (cf. *opalinum* Rein.), *L.* sp. (cf. *costosum* Quenst.), *Calliphylloceras* sp. indet.

Казбегско-Лагодехская складчато-надвиговая зона

Казбегско-Лагодехская зона развита в пределах Центрального и Восточного Кавказа и объединяет образования осевой части юрского бассейна, представленные глинистыми осадками с широким развитием вулканогенных пород основного состава (Фиагдонская и Мачхалор-Даккичайская подзоны), а также осадки подножия южного континентального склона бассейна (Куртатин-Курдульская подзона).

Фиагдонская, джоахорская и аттагайская серии объединенные ($J_1\text{-fg} \div \text{at}$) распространены в Фиагдонской и Мачхалор-Даккичайской подзонах.

Фиагдонская серия обнажается в истоках рек Фиагдон, Геналдон. В нижней части наблюдается чередование пачек глинистых сланцев, горизонтов лав базальтовых порфириров, пачек переслаивания глинистых сланцев и песчаников. Вулканогены встречаются в виде отдельных маломощных горизонтов (до 10 м), в средней части лавы базальтовых порфириров составляют от 20 до 40 %, мощность горизонтов – 20–70 м (дзамарашская свита, до 1162 м). В верхней части разреза (бугульгинская свита, до 1050 м) вулканиды преобладают (до 80–85 %), лавовые потоки мощностью 30–90 м часто сопровождаются лавобрекчиями и гиалокластитами. Отнесение вулканогенов к толеитовой серии подтверждается их петрохимическими параметрами (в среднем: $\text{FeO} + 0,9 \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{MgO} = 1,2$; K_2O до 1 %, Na_2O до 4 %; $\text{Rb} = 10$ г/т; $\text{Sr} = 300$ г/т), индексами Готтини и Ритмана. По высокому содержанию магния породы приближаются к марианит-бонитовой серии, отличаясь от последней низкими содержаниями кремнезема. На диаграмме Т. Х. Пирса в координатах $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ точки анализов располагаются преимущественно в поле океанических (абиссальных) базальтов и, частично, в поле островодужных. К вулканогенным отложениям приурочено медноколчеданное оруденение.

Общая мощностью серии более 2200 м. Образования интенсивно дислоцированы, подстилающие и перекрывающие образования не известны. Плинсбах-ааленский возраст принят условно по геологическим данным и принятому большинством исследователей времени проявления основного эффузивного магматизма [22, 74, 63 и др.], а также по сопоставлению с аналогичными толщами других районов Кавказа.

Джоахорская серия является фациальным аналогом фиагдонской и распространена узкой полосой в приводораздельной зоне Восточного Кавказа в истоках рек Джурмут и Самур.

Ее видимое основание сложено аргиллитами с прослоями алевролитов и горизонтами лав базальтов, спилитов и вариолитов (боцкальский горизонт); среди аргиллитов отмечаются согласные зоны (1–8 м) медноколчеданной минерализации, единичные прослои туфоалевролитов (мачхалорская свита, до 1100 м). Выше залегают аргиллиты с прослоями алевролитов и песчаников (тахлуторская свита, до 800 м). Далее разрез представлен песчаниками, пакетами переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников (муравдагская свита, до 820 м) и аргиллитами, песчаниками и алевролитами (гудурдагская свита, до 600 м). Завершается разрез серии аргиллитами с прослоями алевролитов мощностью более 425 м.

Общая мощность разреза серии превышает 3750 м. Тоар-ааленский возраст определен по геологическим данным и принятому большинством исследователей времени проявления основного эффузивного магматизма и особенностей геодинамического развития региона [22, 74, 63 и др.], а также по сопоставлению с аналогичными толщами Западного Кавказа (бзерпийская, чаталтапинская свиты и др.).

Аттагайская серия фациально замещает джоахорскую к востоку и распространена в верховьях рек Самур и Ахтычай.

В основании серии вскрываются аргиллиты с редкими прослоями песчаников и алевролитов и горизонтами базальтов и спилитов (даккичайская свита, более 950 м). Средняя часть разреза сложена песчаниками и аргиллитами с прослоями алевролитов и горизонтами базальтов и спилитов (муалличайская свита, более 1200 м). Венчается разрез серии переслоем аргиллитов, алевролитов и песчаников мощностью более 285 м.

Общая мощность разреза серии превышает 2435 м. Тоар-ааленский возраст принят условно лишь на основании сопоставления с аналогичными образованиями смежных районов Кавказа.

В бассейне правых притоков р. Ахтычай, в узких тектонических клиньях распространены осадки, коррелируемые с джоахорской и аттагайской сериями.

Вагакамская толща сложена аргиллитами и алевролитами с редкими прослоями песчаников, обильными стяжениями пирита, отмечаются многочисленные пачки переслаивания аргиллитов и сидеритов, придающие толще полосчатое строение. Ее мощность превышает 900 м. Фаунистические находки немногочисленны и представлены *Inoceramus* sp., *Posidonia* cf. *buchi* Roem. Возраст условно принимается тоарским.

Кизилдеринская толща в нижней части разреза представлена тонким переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников, линзами органо-генно-обломочных известняков и обильными округлыми включениями пирита; отмечаются единичные линзовидные выделения обугленного растительного детрита. В верхах разреза преобладают аргиллиты и алевролиты при подчиненном количестве песчаников и с обилием округлых стяжений пирита и прослоями сидерита. Видимая мощность свиты превышает 1500 м. Органические остатки редки и представлены ааленскими *Holcobelus* cf. *munrieri*, *Posidonia buchi* Roem.

Халахельская, аттагай-мулларчайская и куртатинская серии объединенные ($J_{1-2}hl \div krt$) распространены в основном в высокогорной части Восточного Кавказа в Куртатин-Курдульской подзоне и представлены терригенными и терригенно-вулканогенными образованиями подножия континентального склона глубоководной части юрского бассейна.

Халахельская серия распространена в истоках Андийского и Аварского Койсу. Сводный разрез сложен кварцитовидными песчаниками, туфопесчаниками, гравелитами, туфами и лавами кислого и среднего состава с редкими пачками филлитовидных и аспидных сланцев (сторская свита, до 3000 м), которые наращиваются аргиллитами и алевролитами с пачками переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников с редкими горизонтами туфов и линзами известняков (торгавская свита, до 900 м). Они сменяются аспидными сланцами с единичными прослоями алевролитов (толща аспидных сланцев, до 1300 м), стратиграфически выше которых залегают аргиллиты и алевролиты с прослоями песчаников и туффитов (банская свита, до 1800 м). Далее обнажаются аргиллиты, алевролиты и песчаники с редкими прослоями туфов (тенросская свита, до 1600 м). Венчается разрез серии аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников, туфов и туффитов основного состава и редких органо-генно-обломочных известняков (кекросская толща, до 1900 м).

Общая видимая мощность разреза серии оценивается в 10 500 м. Контакт с подстилающими образованиями не изучен. Ранне-среднеюрский

возраст принят по находкам *Arietites* sp., *Coroniceras* sp., *Amaltheus* sp. (cf. *margaritatus* Montf.), *Programmoceras* sp. и др., *Hildoceras* cf. *bifrons* Brug., *Harpoceras* ex gr. *falsifer* Sow., *Grammoceras thouarsensis* Orb., *Pseudogrammoceras* sp. (cf. *fallaciosum* Bayle), *Dumortieria* cf. *moorei* Ziet., *Poliplectus* cf. *discoides* Ziet., *Leioceras opalinum* Rein. Осадки серии интенсивно дислоцированы, разбиты пологими нарушениями на отдельные пластины и отвечают киммерийской аккреционной призме.

Аттагай-мулларчайская серия к востоку фациально замещает халахельскую и распространена в бассейнах рек Ахтычай и Усучай.

В ее видимом основании вскрываются песчаники, аргиллиты и алевролиты со стяжениями пирита и марказита видимой мощностью (аташканинская свита, более 685 м). Стратиграфически выше прослеживаются аргиллиты с редкими прослоями алевролитов, песчаников, туффилов, туфоалевролитов и иногда туфов кислого состава. Характерной особенностью этой части разреза является наличие линз известняков и глинисто-сидеритовых караваяобразных конкреций с фунтиковой структурой, а также маломощных горизонтов вулканогенно-осадочных пород и карбонатных линз (диндичайская свита, до 553 м). Далее следует флишевый переслой аргиллитов, алевролитов и песчаников с линзами и стяжениями сидеритов и мергелей (зурунчайская свита, до 2000 м). Выше по разрезу его сменяют песчаники, аргиллиты и алевролиты с прослоями гравелитов, линзами сидеритов и обилием обугленных растительных остатков (гдымская свита, до 800 м). Выше залегает более тонкий переслой аргиллитов, алевролитов и песчаников с горизонтами переслаивания аргиллитов и органогенно-обломочных глинистых известняков. На фоне переслоя выделяются отдельные мощные пласты песчаников, в основании которых встречаются гравелиты и линзы, насыщенные пиритом и обломками раковин, а в более верхней части разреза появляются подводно-оползневые горизонты с обломками вулканического стекла (бэульская свита, до 640 м). Венчают разрез серии (до 470 м) аргиллиты и алевролиты с редкими линзовидными прослоями тутенштейнов и глинисто-сидеритовыми конкрециями.

Общая мощность аттагай-мулларчайской серии превышает 5140 м. Тоар-байосский возраст принят по находкам *Dactilloceras* sp., *Holcophyloceras* sp., *Leioceras substriatum* W u m m., *Ludwigia rudis* B u c k m., *Grafoceras concavum* S o w., *Stefanoceras* sp., *Stefanoceras* sp., *Parkinsonia parkinsoni* S o w.

Куртатинская серия к западу фациально замещает халахельскую и распространена в истоках рек Ардон и Геналдон.

Основание видимого разреза представлено глинистыми сланцами с прослоями песчаников, пачками переслаивания песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, в верхней части встречаются прослой туфопесчаников (казбекская свита, более 1400 м). Выше по разрезу залегают глинистые сланцы с тонкой вкрапленностью пирита, с редкими прослоями песчаников, алевролитов, туфов и туфоалевролитов, встречаются конкреции глинистых сидеритов (гудушаурская свита, до 1000 м). Верхняя часть разреза серии становится более песчаной и представлена чередованием пакетов (до 60 м) песчано-аргиллитового переслаивания и аргиллитов (до 20 м) (бусарчильская свита, до 1100 м).

Общая мощность серии превышает 3500 м. Образования интенсивно дислоцированы. Возраст, на основании находок *Mesoteuthis conoidea* O p p., *Dactylotheuthis* sp., *Pleydellia maetra* Dum., *Pseudogrammoceras maelleri* Denckm., *Grammoceras thouarsense* Orb., *Dumortieria bleicheri* Ben., *Pleydellia maetra* Dum., *Leioceras* sp., *Stephanoceras* sp. ind., *Parkinsonia* sp., принят тоар-батским.

Каспийское море

Песчано-аргиллитовая толща (J_{1-2} pa) выделяется в объеме сейсмокомплекса V—IVa. Залегает на пермо-триасе со структурным несогласием. На сейсморазрезах характерны прерывистые горизонты переменной амплитуды и участки бугристой записи. Верхняя граница выделяется в качестве сейсмогоризонта IVa. Литологический состав толщи представлен песчаниками, аргиллитами, алевролитами с различным соотношением типов пород в вертикальном разрезе. В целом, за исключением зоны, примыкающей к Кавказскому орогену, мощности толщи сокращаются в сторону континентальных обрамлений Каспийского моря и изменяются от 0 на Аграханском валу до 2000—2500 м в Прибрежной зоне локальных впадин.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ, КЕЛЛОВЕЙСКИЙ ЯРУС И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Гагрско-Джавская и Новороссийско-Чвежипсинская зоны

Арашхинская серия, джирхвинская и кацирхская свиты объединенные (J_{2-3} ar ÷ k^ж) прослежены по долине рек Мзымта, Сочи, Бзыч, а за пределами площади по рекам Гега, Псоу, Бзыбь (Абхазия). *Арашхинская серия* объединяет айбгинскую и агепстинскую свиты.

В основании *айбгинской свиты* залегают базальные конгломераты, выше — темно-серые карбонатные песчаники с редкими прослоями (0,1—0,3 м) черных аргиллитов (до 160 м). Их перекрывают окремненные аргиллиты с прослоями зеленовато-серых вулканомиктовых алевролитов и песчаников (100 м). Мощность свиты 260 м. В основании *агепстинской свиты* залегает толща массивных, часто брекчированных известняков с линзовидными прослоями тонкозернистых песчаников и аргиллитов (5—60 м). Их перекрывают пестрые пелитоморфные известняки (0,2—0,5 м) с прослоями серых мергелей и аргиллитов, линзами коричневатых кремней. Мощность свиты 150 м. Мощность серии около 400 м. Залегает несогласно на бетагской свите средней юры. Келловей-титонский возраст обоснован микрофауной: *Lenticulina tumida* Mjatl., *L. cf. pseudocrassa* Mjatl., *L. russiensis* (Mjatl.) и фауной: *Subplanites* aff. *contiguus* Cat., «*Perisphinctes*» *colubrinus* Rein., *Laevaptychus* of. *latus* Pach., *Macrocephalites transiens* Waag, *M. ex gr. rotundus* Qu., *Cadoceras* sp. [54].

Джирхвинская свита к юго-западу фациально замещает агепстинскую, залегают согласно на айбгинской и представлена в основании массивными, местами доломитизированными известняками (до 100 м), которые вверх по

разрезу сменяются переслаиванием песчаных известняков, мергелей, песчаников и аргиллитов (до 300 м). Верхняя часть разреза сложена слоистыми битуминозными и брекчиевидными известняками, мергелями и доломитами (до 500 м). Породы дислоцированы слабо. Общая мощность до 900 м. Возраст оксфорд-титонский. Содержит оксфордские кораллы и гастроподы — *Pseudomelania heddingtonensis* Ogb. и титонские *Calpionella* sp. [53, 54].

Кацирхская свита распространена в зоне барьерных рифов хр. Ахцу. В основании выделяется базальный горизонт (4–5 м), представленный гравелитами и песчаниками. Выше залегают массивные и брекчиевидные коралловые известняки мощностью 450 м. Залегают с размывом на бетакской свите или со срывом на отложениях порфириновой серии (средняя юра). В низах разреза встречены оксфордские кораллы: *Pleurosmillia maxima* Kobu., *Montlivaltia truncata* Defr. и др., в середине — кимериджские *Cladophyllia picteti* Etall., *Diplocoenia stellata* Etall., а в верхах — титонские *Thecosmilia moraviensis* Ogi. [54]. Возраст — оксфорд-титонский.

Новороссийско-Чвежипсинская покровно-складчатая зона

Зона выделена на Западном Кавказе, где объединяет келловей-эоценовые, преимущественно флишевые осадки и подразделяется на Абино-Лазаревскую и Чвежипсинскую подзоны.

Большепсеушхинская серия ($J_{2-3}bp$) распространена в Абино-Лазаревской подзоне и объединяет монашкинскую, грачевскую, бекишейскую свиты.

Монашкинская свита представлена флишевым переслаиванием черных сланцеватых аргиллитов, песчаников и алевролитов (0,2–0,4 м) с редкими прослоями известняков (0,05 м). Мощность ритмов колеблется от 0,3 до 1,5 м. В кровле свиты присутствуют горизонты с включениями (до 0,5 м) гальки мергелей и известняков. Мощность свиты до 300 м.

Грачевская свита в низах разреза (10 м) представлена переслаиванием песчаников серых (1,0–1,1 м), аргиллитов зеленовато-серых (0,1–0,15 м) и мергелей (0,1 м). Встречаются линзы (0,3 м) мелкогалечных конгломератов. Выше залегают аргиллиты зеленовато-серые (0,5–1,5 м) с прослоями вишнево-красных (0,1–0,15 м) и черных (0,02 м). Редко встречаются прослойки песчаников 0,15–0,2 м. Мощность свиты до 700 м.

Бекишейская свита в нижней части разреза представлена ритмичным чередованием темно-серых песчаников и алевролитов (0,3–5,0 м), черных аргиллитов (до 0,3 м), темных известняков (0,3–0,5 м) и мергелей (до 1,5 м), в мергелях встречается галька известняков и песчаников — 450 м. Выше залегают битуминозные известняки (0,3–0,5 м), черные мергели (0,4 м) и аргиллиты (0,3 м). Редко встречаются пласты мелкозернистых песчаников (до 0,1 м). Мощность свиты до 650 м. Общая мощность серии — до 1500 м. Нижний и верхний контакты тектонические. Позднекелловей-титонский возраст определен по находкам фауны: *Nodosaria biloculina* Franke., *Phaneroptychis staszeyi* Zeusch., *Ptigmatis renevieri* Loz., *Purpuroidea gigas* Etul., *Calliphylloceras manfredi* Opp., *Arisphinctes plicatilis* Sow., *Virgatosphinctes densiplicatus* Waag., *Malbosiceras malbosi* Pict. [51, 53].

Зона Северо-Кавказской моноклинали

Осадки зоны представлены неритмичными карбонатными красноцветными эвапоритовыми и в меньшей степени терригенными образованиями.

Лагонакская толща ($J_{2-3}lg$) распространена в истоках р. Шахе, но в основном за пределами территории и представлена массивными биогерменными известняками (рифовые массивы Оштенский, Цицинский, Гуамский), органогенно-обломочными, рифовыми густковыми, реже брекчиевидными. Включает межрифовые и надрифовые слоистые, плитчатые гравелито-пелитовые обломочные и органогенные известняки, ранее относимые к гуамской свите [51]. Мощность более 850 м. Залегает тектонически несогласно на отложениях от плинсбаха до баррема. Возраст поздний келловей–титон подтвержден аммонитами *Perisphinctes cf. virgulatum* Quen., *P. cf. martelli* Opp., *P. cf. chlorooliticus* Guemb., *Otosphinctes* sp., *Nebrodiceras* sp., *Simoceras cf. favaraense* Gem., *Subplanites contiguus* Cat., *Paraulacosphinctes densiplicatus* Waag., *Micracanthoceras micracanthum* Opp. и др.

Бермамытская серия ($J_{2-3}br$) залегают с размывом на среднеюрских образованиях и изучена в разрезах Скалистого хребта, в междуречье Курджипс–Малка.

В основании серии залегают *каменномогостская свита* (0–120 м), сложенная крупнозернистыми песчаниками, мелкогалечными конгломератами, гравелитами, выше сменяющимися чередованием аргиллитов и алевролитов с прослоями глинистых известняков. Выше с размывом залегают *герпегемская свита* (10–120 м), сложенная переслоем известняков слоистых пелитоморфных, окремнелых, доломитизированных, брекчиевидных, рифогенных, доломитов с прослоями в верхней части мергелей и аргиллитов. *Мезмайская свита* (до 300 м) залегают несогласно и сложена пестроцветными аргиллитами, алевролитами с прослоями гипсов, доломитов, известняков. *Матламская свита* залегают с размывом на мезмайской и сложена известняками органогенными, органогенно-обломочными, доломитизированными и глинистыми с включениями кремнисто-карбонатных конкреций. Встречаются прослои доломитов, аргиллитов и мергелей. Мощность в полосе выходов от 0 до 55 м, к северу – до 240 м.

Общая мощность серии в обнажениях до 1800 м. Возраст келловей–титонский. Отложения охарактеризованы аммонитами *Hecticoceras punctatum* Stahl., *Macrocephalites macrocephalus* Schloth., *Erymnoceras coronatum* Brug., *Pleurocephalites pila* Nik., *Keplerites gowerianus* Sow., *Cadoceras elatmae* Nik. и др. (каменномогостская свита), *Peltoceras athleta* Phill., *Quenstedtoceras flexicostatum* Phill. и др. (герпегемская свита), *Pachyplanulites subevolutus*, *Aulacostephanus eudoxus* Orb. (мезмайская свита). *Virgatosphinctes cf. transitorius* Opp. (матламская свита).

Зоны Северо-Кавказской моноклинали и Известнякового Дагестана

Кионхохская серия ($J_{2-3}kh$) трансгрессивно перекрывает среднеюрские осадки и распространена от р. Тызыл на западе до р. Самур на востоке.

Низы серии сложены осадками *армхинской свиты* (25–150 м), представленной органогенно-обломочными известняками, переходящими вверх в аргиллиты известковистые, песчанистые с прослоями известняков и мергелей. В пределах Варандийской антиклинали и в Предгорном Дагестане известняки замещаются косослоистыми кварцевыми песчаниками до 67–100 м.

Иронская свита залегает несогласно выше и представлена губково-водорослевыми известняками, с включениями кремней, иногда с прослоями мергелей, аргиллитов, которые в Горной Ингушетии замещаются ритмично переслаивающимися глинистыми известняками и аргиллитами. Выше залегают массивные доломитизированные, битуминозные и слоистые известняки. Мощность свиты в полосе выходов изменяется от 350 до 884 м, к северу постепенно сокращается до полного выклинивания в Терско-Каспийском прогибе.

Балтинская свита залегает несогласно на иронской и сложена в основании конгломерато-брекчиями с прослоями органогенно-обломочных известняков и песчаников, переходящими вверх в массивные коралловые доломиты. Завершают разрез известняки органогенно-обломочные, оолитовые, водорослевые. Мощность 485–780 м.

В северном направлении осадки балтинской свиты фациально замещаются эвапоритовой толщей *гандалбосской свиты* (чередование ангидритов, доломитов, известняков с линзами каменной соли, до 1800 м).

Завершает разрез кионхохской серии *матламская свита* (200–410 м), сложенная органогенными, органогенно-обломочными, оолитовыми, доломитизированными и песчанистыми известняками с прослоями и линзами доломитов.

Общая мощность серии 1800–3000 м. Келловей-титонский возраст обоснован находками аммонитов *Hecticoceras metomphalum* Bon., *Kosmoceras jason* Rein., *Macrocephalites macrocephalus* Schloth., *Sigaloceras calloviense* Sow., *Kepplerites keppleri* Opp., *Erymnoceras coronatum* Brug. (армхинская свита), *Cardioceras vertebrale* Sow., *C. tenuicostatum* Nik., *Quenstedtoceras lamberti* Sow., *Q. henrici* Douv. и др. (иронская свита), *Lithacoceras albulum* Quenst., *L. siliceus paraboliferus* Berck., *Glochiceras nimbatum* Opp. (балтинская свита), *Virgatosphinctes* cf. *transitorius* Opp., брахиопод *Rhactorynchia corallina* Leym., *Cryptorhynchia baksanensis* Mois., гастропод *Serpula coacervata* Blum. (матламская свита).

Местийско-Тианетская складчато-надвиговая зона

Закатало-ковдагская серия ($J_{2-3}zk$) залегает трансгрессивно на средней юре, обнажается в одноименной подзоне в бассейне р. Курмухчай.

В основании залегает *земчайская свита*, сложенная флишевым чередованием песчаников, известняков, аргиллитов, алевролитов мощностью 300–370 м. Выше согласно залегает *илисуйская свита*, представленная флишевым переслоем пестроцветных аргиллитов, мергелей, известняков, песчаников мощностью 300 м. Завершает разрез серии *дюзсыртская свита*, залегающая согласно на илисуйской и представленная ритмичным переслоем песчаников, известняков, гравелитов, аргиллитов, алевролитов, мергелей, мощность 340–450 м.

Общая мощность серии до 1100 м. Келловей-титонский возраст установлен по находкам аммонитов в земчайской свите *Kepplerites keppleri* Opp., *Sigaloceras calloviense* Sow. и двустворок в илисуйской свите *Chlamys viminea* Sow., *Lima* cf. *subrigidula*, *Astarte ovata* Smith, *Lucina* cf. *literata* Phill. Оксфорд-титонский возраст дюзсыртской свиты принят условно.

Техтинская серия ($J_{2-3}th$) с размывом, местами согласно залегает на отложениях среднего отдела юры и распространена в Чиауро-Дибрарской подзоне.

В основании залегает *нарованская свита*, сложенная флишевым чередованием аргиллитов, песчаников карбонатных, известняков песчанистых. В низах преобладают аргиллиты (до 70 %), а вверх по разрезу увеличивается количество известняков. Мощность свиты из-за сложной тектоники определяется ориентировочно в 750 м. Выше согласно залегает *касарская свита*, представленная толщей неравномерного чередования мергелей, аргиллитов известковистых, известняков пелитоморфных, песчаников известковистых. В мергелях встречается вкрапленность пирита. Мощность 350 м. Далее залегают черные мергели (65 %), известняки (15 %), песчаники (12 %) и реже аргиллиты (8 %). В верхней части разреза (200–300 м) преобладают известняки (75 %) с прослоями мергелей, реже песчаников и алевролитов (*думацхойская свита*, 600–800 м).

Общая мощность серии 1300–1900 м. Келловей-титонский возраст установлен по находкам фауны: в нарованской свите фораминифер *Marssonella doneziana* Dain, *Planularia* aff. *colligate* Bruckm., *Labalina costata* Anton. и др., двустворок *Bositra buchi* Roem., в касарской свите двустворок *Trigonia perfata* Ag., *Oxytoma inaequivalve* Sow., *Entolium cingulatum* Goldf., в думацхойской свите *Divisosphinctes chirchonensis* Djan., *Convexostraea bernensis* Et., *Microphyllia* cf. *soemmeringi* (Münst), *Himalayites* cf. *seideli* Opp.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Зона Известнякового Дагестана

Шахдагская и судурская свиты объединенные ($J_3sh + sd$) распространены в Судурско-Шахдагской подзоне, где со срывом налегают на среднюю юру.

Шахдагская свита сложена рифогенными известняками, доломитами с прослоями известняковых брекчий, песчаников, конгломератов и аргиллитов. Мощность до 800 м. К востоку от горы Шахдаг количество известняков сокращается, более широко развиты известняковые брекчии, происходит замещение карбонатных пород терригенными. Возраст — средний оксфорд-титон доказан многочисленными находками двустворок, кораллов, брахиопод, гастропод и аммонитов: *Semiformiceras semiforme* O., *Chlamys polycycla* Blasch., *C. quenstedti* Blake., *Camptonectes tithonicus* Gemm. et Blasi, *Diceras beyrichi* Boehm., *Marssonella doneziana* Dain, *Lenticulina compressaformis* Paalz., *L. praeurussiensis* Mjatl., *Marginulina resupinata* Schw. и др.

Судурская свита к югу фациально замещает шахдагскую и представляет собой полосу зарифовых фаций. Сложена известняками, доломитами с

прослоями аргиллитов, песчаников, гипсов. Мощность более 550 м. Характеризуется фауной *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss.), *Dentalina turgida* (Schw.), указывающей на позднекимеридж-среднетитонский возраст.

Акватория Каспия

Терригенно-карбонатная толща (J_3tk) распространена в акватории Каспия, соответствует сейсмокомплексу IVa—IV и характеризуется на сейсморазрезах параллельно-прерывистой высокоамплитудной средне-частотной записью. Выделяются пачки (снизу вверх): песчано-алевролитовая — песчаники, алевролиты, аргиллиты с гравелитами в основании; известково-доломитовая — известняки и доломиты; терригенно-сульфатно-карбонатная — ангидриты, чередующиеся с пачками глин, аргиллитов, доломитов. Мощность толщи от 100 до 500 м.

МЕЛОВАЯ И ЮРСКАЯ СИСТЕМЫ

Толща массивных известняков ($J_3 + K_1mi$) соответствует прерывисто-слоистому сейсмокомплексу VI—IV, прослеженному вдоль вала Шатского с шельфа Грузии и отвечающему массивным толстослоистым известнякам верхней юры и нижнего мела. Мощность толщи 1000—1300 м. В Адлерской депрессии глубокими скважинами также вскрыты массивные доломитизированные и битуминозные известняки джирхвинской свиты (оксфорд—титон) и известняковой толщи (берриас—готерив) общей мощностью до 1300 м [53].

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

На площади развития меловых отложений, так же как и келловей-верхнеюрских, на суше выделяется шесть зон: Северо-Кавказской моноклинали, Известнякового Дагестана, Новороссийско-Чвежипсинская, Местийско-Тианетская и Гагрско-Джавская. Эти отложения широко распространены также в акватории Черного и Каспийского морей.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Гагрско-Джавская зона прерывистой складчатости

Гагринская серия (K_1gg) согласно залегает на верхнеюрских осадках и объединяет агурскую свиту и пестроцветную карбонатную толщу.

Агурская свита сложена в нижней части массивными серыми известняками с конкрециями кремней. Изредка встречаются прослой доломитизированных, битуминозных и песчаных известняков. Верхняя часть представлена переслаиванием серых органогенно-обломочных и пелито-

морфных известняков. Мощность до 700 м. *Пестроцветная карбонатная толща* залегает с внутриформационным разрывом на агурской свите, сложена зеленовато-серыми мергелями с прослоями органогенно-обломочных известняков. В ее основании выделяется слой (2 м) красноватых мергелей. Мощность толщи 100 м. Общая мощность серии 800 м. Берриас-альбский возраст подтвержден фауной: *Lamellaptychus latus* Park., *Punctaptychus punctatus* Vols., *Duvalia lata* Blein., *Hibolites longior* Schw., *H. jaculum* Phil. (агурская свита), *Salfeldiella guettardi* Rasp., *Tetragonites duvalianus* Orb., *Acanthohoplites nolani* Seun., *A. abichi* Anth., *Aucellina caucasica* Buch, *Rhynchonella deluci* Pict., *Terebratulina dutempleana* Orb. (пестроцветная карбонатная толща) [53, 54].

Новороссийско-Чвежипсинская покровно-складчатая зона

Свита Кепш и медовеевская объединенные ($K_1kp + md$) выделена в Чвежипсинской подзоне, в междуречье Сочи—Псоу.

Медовеевская свита распространена на севере подзоны и представлена аргиллитами фукоидными темно-серыми, буроватыми, зеленоватыми с прослоями песчаников, алевролитов, реже темных кремней. В нижней части разреза залегает пачка мергелей с прослоями известняков, реже песчаников и алевролитов, мощность 50–170 м. В районе горы Кукерду в верхах разреза появляется пачка песчаников мощностью около 80 м. Мощность свиты до 950 м. Залегает согласно на агепстинской свите (верхняя юра). Берриас-альбский возраст обоснован микрофауной: *Pseudolamarckina* aff. *reussi* Ant., *Lenticulina macra* Gozb., *L. gaultina* Berth., *Trocholina molesta* Gorb., *Hoeglundina caracolla* Roem., *Gaudryina lata* Ant., *Anomalina infracomplanata* Mjatl., *Gyroidinoides infracretacea* Mогоz. [54].

Свита Кенш является возрастным аналогом медовеевской и обнажается в южной части Чвежипсинской подзоны, где согласно залегает на агепстинской свите. Разрез представлен мергелями плитчатыми фукоидными зеленовато-серыми. В нижней части встречаются прослои известняков до 50 см, а в верхней — горизонты до 10–15 м буроватых мергелей и прослои аргиллитов. Мощность свиты 460 м. Берриас-альбский возраст установлен по многочисленным находкам: *Berriasella* cf. *subrichteri* Ret., *Neohibolites minimus* List., *Duvalia lata* Blain., *Aptychus exculptus* Schurr., *Lamellaptychus* cf. *angulicostatus* Picf et. Lor. [54].

Пономаревская серия (K_1pn) сложена терригенным флишем, распространена в Абино-Лазаревской подзоне, где согласно залегает на большепсеушхинской серии. Объединяет свиты Амуко, чумаковскую, Дерби, Чепси, солодкинскую, шишанскую, фонарскую, афипскую, убинскую, дольменную и розначевскую.

В разрезе серии наблюдаются (снизу вверх): песчаники, известняки, мергели, аргиллиты (210 м), известняки, мергели, аргиллиты (200 м) — свита Амуко; аргиллиты, алевролиты с прослоями песчаников, мергелей, известняков (чумаковская свита, до 400 м); песчаники с пачками тонкоритмичного чередования алевролитов, аргиллитов, известняков и мергелей, встречаются пласты гравелитов и конгломератов с линзами каменного угля (свита Дерби, до

159 м); аргиллиты с прослоями алевролитов, реже песчаников и сидеритов (свита Чепси, до 250 м); аргиллиты с прослоями песчаников (солотчинская свита, до 170 м); переслаивание аргиллитов и песчаников (шишанская свита, до 350 м); переслаивание песчаников и аргиллитов, в основании пластов песчаников — гравелиты, конгломераты (фанарская свита, до 120 м); переслаивание аргиллитов и песчаников (афипская свита, до 300 м); аргиллиты с прослоями алевролитов и песчаников, линзы гравелитов (убинская свита, до 350 м); переслаивание песчаников и аргиллитов, в основании пластов песчаников — гравелиты (долменная свита, до 200 м); ритмичное переслаивание аргиллитов и песчаников (до 30 м), аргиллиты с редкими прослоями туфоалевролитов и туфопесчаников (розначеевская свита, до 250 м).

Мощность серии до 2140 м. Возраст охватывает весь нижний отдел меловой системы и подтвержден *Lenticulina calliopsis* Reuss., *Berriasella incomposita* Ret., *Bigennerina gracilis* Ant., *Discorbis materma* Chal., *Laudryina barremitica* Таиров, *Pleurostomella obtuse* Berth и др.

Зона Северо-Кавказской моноклинали

Аликоновская серия (K_{1al}) распространена в Северо-Кавказской моноклинали от Кубани до Сунжи и объединяет кобанскую, баксанскую, карцадонскую, жанхотекскую, джамбашскую, лашкутинскую, гунделенскую и кичмалкинскую свиты.

Кобанская свита представлена чередованием мергелей, известняков, глин, алевролитов мощностью 60—152 м. Западнее р. Малка отложения свиты достоверно не установлены. Г. А. Логинова [62] в разрезе по р. Березовка (г. Кисловодск) в основании нижнего мела описывает пачку чередования аргиллитов, мергелей и глинистых известняков с раковинами двустворок и брахиопод берриасского возраста мощностью 5 м.

Баксанская свита залегает трансгрессивно на верхнеюрских и более древних отложениях и согласно на кобанской свите. Представлена толщей пелитоморфных, оолитовых, органогенно-обломочных известняков с прослоями доломитов. Мощность до 200 м.

Жанхотекская свита залегает согласно и сложена алевролитами, аргиллитами с подчиненными прослоями известняков и известковистых стяжений, мощность 65—100 м. Вышележащая *джамбашская свита* сложена алевролитами, песчаниками с подчиненными прослоями глин и редко известняков, мощность 55—130 м. На ней согласно залегают осадки *лашкутинской свиты*, представленной преимущественно алевролитами известковистыми и неизвестковистыми с прослоями песчаников разнозернистых и известняков, мощность 87—130 м. К востоку от р. Баксан разрез обогащается глинистым материалом и в бассейне р. Урух жанхотекская, джамбашская и лашкутинская свиты замещаются одновозрастной кармадонской свитой, сложенной чередованием аргиллитов, песчаников, алевролитов и прослоями органогенно-обломочных известняков, мощность 270—470 м.

Гунделенская свита (40—55 м) сложена чередованием известковистых песчаников, оолитовых известняков и алевролитов. Восточнее р. Урух в разрезе свиты отмечаются прослой аргиллитов.

Завершает разрез серии *кичмалкинская свита*, залегающая согласно, местами с размывом на гунделенской свите. Она представлена алевролитами, песчаниками с прослоями (0,1–1,0 м) аргиллитов песчанистых, известняков органогенно-обломочных и песчанистых. В средней части песчаники характерного красного цвета (горизонт «красные камни», г. Кисловодск). Мощность 25–230 м.

Общая мощность серии до 700 м. Возраст – берриас-барремский, обоснован находками фауны: *Fauriella boissieri* Pict., *Berriasella privasensis* Pict. и др. (кобанская свита), *Discobris plaelongus* Gorb., *Epistomina caracolla* Roehm. и др. (баксанская свита), *Lyticoceras planicosta* Коен., *L. castellanensis caucasica* Eg. и др. (жанхотекская свита), *Simbirskites coronatiformis* M. Pavl., *Lyticoceras subconsobrinum* Eg. и др. (джамбашская свита), *Cymatoceras neocomiensis* Gorb., *Simbirskites elatus* Tr. и др. (лашкутинская свита), *Amphidonta* cf. *subsINUATA* Leym., *Panopaea* cf. *gurgites* Brong и др. (карцадонская свита), *Gervillia caucasica* Chudiaeв, *G. alaeformis* Sow. и др. (гунделенская свита), *Heteroceras astieri* Gorb., *H. obliquatum* Gorb. (кичмалкинская свита).

Кисловодская и башинкалинская серии объединенные ($K_1ks + b\delta$) распространены от Кубани до Шаро-Аргуна и объединяют мелководные терригенные и карбонатно-терригенные апт-альбские осадки.

Кисловодская серия с размывом залегает на аликоновской и распространена на востоке зоны Северо-Кавказской моноклинали в междуречье Кубани и Череха.

Низы разреза сложены алевролитами, аргиллитами, песчаниками с известковистыми стяжениями, желваками фосфоритов, в средней части выделяется пачка серых песчаников с прослоями гравелитов и линзами ракушечников – горизонт «серые камни» (шагиртская свита, 100–165 м). Выше согласно залегают алевролиты и мелкозернистые кварц-глауконитовые песчаники с горизонтами шаровых конкреций (кубинская свита, 142–250 м). В средней части в районе г. Кисловодск выделяется горизонт «пещерных» песчаников. Далее разрез сложен кварц-глауконитовыми песчаниками, алевролитами с редкими крупными шаровыми известковистыми конкрециями (дарьинская свита, 40–100 м). Выше с размывом, а местами согласно залегают глинистые алевролиты и аргиллиты с конкрециями пирита, марказита с прослоями мергелей (абрекская свита, до 220 м).

Мощность серии 400–550 м. Апт-альбский возраст принят по находкам фауны: *Valdedorsella akuschaense* Anth., *Pseudoaustraliceras pawlovi* Wass., *Pterotriconia piriformis* Mordv., *Venilicardia triangulata* Mordv., *Proleymeriella schrammeni* Jac., *Hoplites dentatus* Sow., *Douvilleiceras mammilatum* Schloth. и др.

Башинкалинская серия в восточном направлении в междуречье Черек–Шаро-Аргун фациально замещает кисловодскую и залегает с размывом на аликоновской или чанты-аргунской сериях. В основании сложена песчаниками, алевролитами, глинами с редкими прослоями мергелей и ракушечников, с горизонтами шаровых конкреций (гумуртаирская свита, 110–315 м). Выше согласно залегают черные тонкослоистые аргиллиты карбонатные и некарбонатные с прослоями песчаников, алевролитов, мергелей и известняков (аккабосская свита, от 0 до 150–310 м).

Мощность серии от 150 до 630 м. Апт-альбский возраст обоснован фауной: *Matheronites ridzewskiy* Kar., *Deshayesites dechy* Papp, *Hoplites dentatus* Sow., *Anahoplites asiaticus* Glasun. и др.

Зона Известнякового Дагестана

Кутишская и чанты-аргунская серии объединенные ($K_1kt + \text{ча}$) с размывом залегают на верхней юре, сложены мелководными терригенно-карбонатными осадками и распространены в Дагестанской подзоне.

Кутишская серия слагает берриас-барремскую часть нижнего мела в Восточно-Кавказского сегмента. В основании разреза залегают *кулимеэрская свита* (25–67 м), сложенная мергелями, глинистыми известняками с прослоями глин, алевролитов, песчаников, линзами гипсов и целестина. В юго-восточной части разрез свиты более карбонатный: доломиты, доломитизированные известняки, прослой мергелей и линзы гипсов. В основании отмечаются брекчии или конгломераты. *Турклитауская свита* (до 70 м) залегают согласно на кулимеэрской и представлена известняками пелитоморфными, оолитовыми, органогенными. *Гапшиминская свита* залегают выше и представлена известняками, песчаниками с прослоями глин мощностью до 200 м. *Левашинская свита* согласно наращивает разрез, местами с размывом перекрывает гапшиминскую свиту. Сложена песчаниками с прослоями известняков, глин, мергелей мощностью 90–216 м.

Мощность серии 300–600 м. Возраст – берриас-барремский, установлен по комплексу фауны: *Berriasella* cf. *privasensis* Pict., *B. ex gr. jauberti* Maz., *Rastellum rectangularis* Roem., *Sellithyris sella* Sow., *Rastellum rectangularis* Roem., *Phylloceras ponticuli* Rouss., *Costidiscus recticostatus* Orb. и др.

Чанты-аргунская серия фациально замещает кутишскую к западу и распространена в междуречье Асса–Шаро-Аргун.

В основании разреза залегают *кобанская свита* (до 130 м), представленная чередованием известняков, алевролитов, аргиллитов. В верхней части преобладают известняки. Выше согласно залегают *заманкульская свита* (до 220 м), сложенная доломитами и доломитизированными известняками с прослоями ангидритов в верхней части. Далее разрез наращивает *малгобекская свита* (до 160 м), представленная органогенными известняками с прослоями мергелей. Выше залегают *пахмерская свита* – переслаивание песчаников, алевролитов с прослоями известняков-ракушечников, детритовых известняков мощностью 80–300 м. Далее следует *майрамадагская свита* (70–215 м), выполненная аргиллитами с прослоями известняков, переходящих вверх по разрезу в алевролиты, песчаники с прослоями оолитовых известняков и ракушечников. Выше залегают *кичмалкинская свита* (до 160 м), которая сложена алевролитами, песчаниками с прослоями глин и известняков. Завершает разрез *ушкортская свита* (до 155 м), представленная аргиллитами с пачками алевролитов в нижней части и кровле.

Общая мощность серии изменяется от 650 м на западе до 1300 м – на востоке. Берриас-барремский возраст подтвержден находками фауны: *Euthymiceras euthymi* Pict., *Malbosciceras malbosi* Pict., *Subthurmannia occitanica* Pict. и др. (кобанская свита); *Antiquilima dubisiensis* Pict. et Camp., *Acesta longa* Roem., *Limaria(?) etalloni* Pict. et Camp. и др. (заманкульская свита); *Thurmanniceras campylotoxus* Uhl., *Valanginites perinflatum* Math. и др. (малгобекская свита), *Speetoniceras inversum* Pavl., *Olcostephanus astierianus* Gam. (готерив, пахмерская свита), *Speetoniceras subinversum* Pavl. (майра-

мадагская свита), *Barremites stretostoma* Uhl., *Holcodiscus gastaldinus* Orb., *Pictetia vogdti* Каг. (ушкортская свиты).

Акушинская серия (K_1ak) согласно перекрывает кутишскую, распространена в Дагестанской подзоне в междуречье Сулак—Цмурчай и включает гундаринскую и хаджалмахинскую свиты.

Гундаринская свита залегает в основании и сложена аргиллитами, песчаниками, алевролитами с горизонтами шаровых конкреций. В средней части песчаники преобладают. Мощность 100—500 м. Далее следует *хаджалмахинская свита*, представленная пепельно-серыми аргиллитами с прослоями мергелей, редко известняков. В основании отмечаются линзовидные прослой конгломератов. Мощность до 130 м.

Мощность серии от 120 до 650 м. Апт-альбский возраст обоснован фауной: *Deshayesites dechy* Papp, *D. lavaschiensis* Kas., *Anahoplites intermedius* Spath, *Puzosia mayoriana* Orb. и др.

Доломитово-известняковая и терригенно-карбонатная толщи объединенные ($K_1di + tk$) выделены в Судурско-Шахдагской подзоне.

Доломитово-известняковая толща залегает с размывом на верхнеюрских отложениях. Верхи разреза размыты. Сложена в нижней части (150—360 м) известняками, доломитами, мергелями, вверху (340 м) — известняками с прослоями известковистых песчаников, глин, алевролитов. Мощность до 700 м. Содержит *Thurmanniceras thurmanni* Pict. et Camp., *Myophorella loewinsonlessingi* Reng., *Neohibolites spiniformis* Kr., *N. minimus* Zist., *Crioceratites nolani* Kil. Возраст — берриас-барремский.

Терригенно-карбонатная толща к югу фациально замещает доломитово-известняковую и залегает согласно на верхней юре. Сложена известняками, аргиллитами, алевролитами, мергелями мощностью до 500 м. Сведения о находках фауны отсутствуют, возраст — берриас-баррем принят условно, по сопоставлению с доломитово-известняковой толщей в Судурском районе.

Местийско-Тианетская складчато-надвиговая зона

Бабадагская свита (K_1bb) распространена в Закатало-Ковдагской подзоне, где согласно перекрывает образования зругской серии. Сложена песчаниками, известняками, мергелями, аргиллитами. Мощность 180—220 м. Содержит *Berriasella pontica* Ret., *Neocomites retowskyi* Sa gas. et Schond. Возраст — берриас-нижний готерив.

Зругская серия (K_1zr) распространена в пределах Южного склона, в Чиауро-Дибрарской подзоне. Согласно перекрывает техтинскую серию и представлена флишевыми карбонатными осадками порхишкульской и чиорской свит.

Порхишкульская свита сложена неравномерным чередованием известняков и мергелей, в верхней части прослой песчаников. Мощность 423—570 м. *Чиорская свита* согласно залегает на порхишкульской и выполнена неравномерным тонким переслаиванием мергелей, известняков, песчаников и аргиллитов, мощность 292—316 м. Вверх по разрезу увеличивается количество песчаных прослоев.

Мощность серии 700–900 м. Возраст нижней части серии — берриасский, обоснован находками фауны: *Berriasella richteri* Orp., *B. cf. delphinensis* Kil., *Zamellaptychus didayi* Соqu., верхней части — готерив — принят условно по положению в разрезе.

Кударская серия (K_1kd) распространена в Чиауро-Диббарской подзоне, где залегает согласно на зругской серии и сложена флишевыми терригенными осадками.

В основании залегает *пасанаурская свита*, представленная неравномерным флишоидным переслаиванием черных рассланцованных аргиллитов, алевролитов, песчаников с прослоями мергелей и известняков. Далее идет чередование мергелей, песчаников с редкими прослоями аргиллитов и известняков. Мощность свиты 250–600 м. Выше согласно залегает *дгальская свита*, сложенная неравномерным чередованием кварцевых песчаников и аргиллитов с прослоями алевролитов и мергелей. Мощность 800 м, к югу увеличивается до 1600 м. Разрез венчает *навтисхевская свита* (до 750 м), которая обнажается отдельными фрагментами вдоль Государственной границы. Нижняя часть свиты сложена толщей переслаивания черных рассланцованных аргиллитов и алевролитов с отдельными пластами песчаников. Верхи представлены песчаниками кварцитовидными с прослоями мергелей и аргиллитов.

Общая мощность серии 1800–2950 м. Известны находки фауны: *Speetonicerus cf. subinversum* Pavl., *Ceratostreon tuberculiferum* Koch et Dunk., *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Hedbergella aff. aptica*. Возраст — баррем—альб.

Акватория Каспия

Терригенно-карбонатная и глинисто-песчаниковая толщи объединенные ($K_1tk + gp$) распространены в акватории среднего Каспия и располагаются между сейсмогоризонтами IV и IIIa. Толщи выделяются как серия субпараллельных отражений средней интенсивности, относительно высокочастотных, что связано с карбонатно-терригенным, отчетливо слоистым типом разреза нижнего мела. Этот сейсмокомплекс коррелируется горизонтом IIIa, который выражается как двухфазное среднеамплитудное отражение на временах 0,3–4,5 с, отвечающее кровле нижнего мела.

Терригенно-карбонатная толща располагается в низах разреза и местами с размывом ложится на отложения юры. Литологический состав толщи: известняки, мергели, глины, алевролиты, песчаники, мощность достигает 600 м.

Глинисто-песчаниковая толща (песчаники, алевролиты, глины, прослой мергелей) располагается в верхней половине разреза нижнего мела и местами эродирована долиной палео-Волги, прорезавшей верхний мел. Мощность толщи 350–500 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Черное море

Толща слоистых известняков (K_2si) отождествляется с сейсмокомплексом IV–III — серией интенсивных параллельных высокочастотных

отражений на валу Шатского и южном крыле Туапсинского прогиба. На валу Шатского комплекс выражен сейсмотолщей изменчивого облика с более или менее выраженной слоистостью, иногда со своеобразной сейсмозаписью объектов, подобных рифам или магматическим телам. Мощность толщи верхнего мела здесь не превышает 150 м, в Туапсинском прогибе достигает 700 м.

Горизонт III (кровля мела) — интенсивное двухфазное отражение на временах 4,9–6,6 с. На листе К-37-IV эта отражающая граница сопоставляется с преломляющей границей с $V_r = 5,0–5,5$ км/с, увязываясь с кровлей верхнемеловых известняков [163]. Она коррелируется вдоль вала Шатского до береговых скважин Абхазии. Ожидаемый разрез, по аналогии с Сочинским районом и Абхазией: глинистые мергели верхнего апта, песчаники и туфопесчаники Альба–сеномана и слоистые известняки турона–маастрихта.

На своде поднятия Туапсинского-2 в голоценовых илах найдено ядро неопределимой пелелиподы размером 10 см, сложенное светло-серым мергелем. Порода содержит многочисленные диноцисты *Pithonella ovalis* (Kaufman), обычные для турона–сантона Кавказа. Исключено перемещение образца по морскому дну на 50 км с берега, с подъемом на гребень антиклинального хребта. Вероятно, этот обломок связан с выбросами грязевых сопков, не обнаруженных использованными методами, как и фораминиферы *Grammostomum* sp., *Anomalina* sp. (кампан–маастрихт).

Гагрско-Джавская зона прерывистой складчатости

Ахунская серия (K_2ah) с размывом залегает на гагринской и объединяет дзыхринскую толщу и казачебродскую свиту.

Дзыхринская толща сложена мергелями зеленовато-серыми, известняками кремнистыми, алевролитами, туфопесчаниками, в основании базальный конгломерат. Мощность до 30 м. *Казачебродская свита* согласно залегает на дзыхринской толще и представлена двумя подсвитами: нижняя (до 90 м) сложена известняками светло-серыми, розовыми, пелитоморфными, плитчатыми с редкими прослоями мергелей. В основании (до 35 м) — известняки буроватые, серые с желваками кремня. Верхняя подсвита, нижняя пачка (20–55 м) — известняки палевые, коричнево-серые, в основании прослой кила, местами известняковые брекчии, а верхняя пачка (80–115 м) сложена известняками светло-серыми, розовыми, участками красными, глинистыми с прослоями зеленовато-серых мергелей. Мощность 210–300 м.

Общая мощность серии 240–350 м. Возраст сеноман-маастрихтский, подтвержден находками фауны: *Neohibolites ultimus* Orb., *Inoceramus crippsi* Mant., *Pseudotextularia varians* (Rzeh.), *Stensioeina exculpta* Reuss. и др.

Новороссийско-Чвежипсинская покровно-складчатая зона

Солохаульская серия (K_2sl) распространена в чвежипсинской подзоне, где согласно залегает на медовеевской свите и объединяет вулканогенно-терригенные и терригенно-карбонатные осадки верхнего мела.

В основании залегает пачка черных тонколистоватых окремнелых аргиллитов, содержащих обломки, гальку, глыбы рифогенных известняков (50 м). Выше залегают известняково-базальтовые туфобрекчии (до 30 м), затем следует чередование базальтов с их туфами, лавобрекчиями, туффитами, яшмовидными породами, пачками (10–15 м) переслаивающихся окремненных известняков, мергелей, аргиллитов (до 120 м). Далее залегают красно-бурые известняки с прослоями (0,1–0,3 м) зеленовато-серых и пестрых мергелей (до 30 м), затем — мергели зеленовато-серые и известняки (до 220 м). Выше разрез сложен конгломератами (5–20 м) и ритмичным чередованием известняков, мергелей, алевролитов (до 330 м). Венчает разрез мергельная толща, сложенная крупноритмичным переслаиванием темно-серых мергелей, светлых известняков и алевролитов мощностью 350–800 м.

Общая мощность серии до 1600 м. Сенومان-маастрихтский возраст подтвержден находками *Praeglobotruncana stephani* G and., *Hedbergella infractacea* Glaess., *Globotruncana* cf. *arca* Cushm., *Stensioeina pommerana* (Brotz.), *Contusotruncana contusa* Cushm. и др.

Маркотхская, мифодиевская и супсехская серии объединенные ($K_2mr \div sp$) распространены в Абино-Лазаревской подзоне и сложены терригенно-карбонатным флишем верхнего мела до 1300 м мощности.

Маркотхская серия сложена флишевым переслаиванием туфопесчаников, кварцевых песчаников, аргиллитов черных, буроватых, мергелей, туфов кристаллокластических и пепловых среднего и основного состава. Внизу песчаники массивные, линзы гравелитов (свита Паук, 80–160 м). Выше разрез представлен флишевым переслаиванием известняков окремнелых, мергелей, песчаников, алевролитов, аргиллитов известковистых, кремней. Ритмы прямые, редко обращенные, мощность ритмов 5–15 см (ананурская свита, до 40 м). Далее залегает мелкоритмичный переслой пестроокрашенных окремнелых известняков, мергелей, глин, алевролитов. Мощность ритмов 5–15 см (керкетская свита, до 100 м). Выше разрез сложен переслаиванием светлых известняков, мергелей, реже аргиллитов и песчаников (натухайская свита, до 250 м). Венчает разрез субфлишевое переслаивание белых известняков (до 90 %) и мергелей. Изредка встречаются прослойки песчаников, алевролитов, аргиллитов, линзы кремней (гениохская свита, до 200 м).

Мощность серии до 750 м. Сенومان-сантонский возраст подтверждается находками *Guembelitra cenomana* Keller., *Mytiloides labiatus* (Schloth.), *Marginotruncana lapparenti* (Brotzen.), *Globotruncana concavata* и др.

Мифодиевская серия согласно наращивает разрез маркотхской и объединяет ахейанскую, пенайскую, беудиновскую и куниковскую свиты.

Ахейанская свита представлена ритмичным переслаиванием известняков, мергелей, алевролитов, в основании — пестроцветных. Мощность до 25 м. Пенайская свита представлена ритмичным переслаиванием алевролитов, песчаников, мергелей, известняков. Вверх по разрезу количество песчаников увеличивается до 85 %, а мергелей уменьшается до 15 %. Мощность свиты до 150 м. В беудиновской свите основными элементами ритмов являются мергели и известняки, сокращается мощность прослоев и количество алевролитов. Мощность до 120 м. Куниковская свита отличается за-

метным снижением роли известняков и известковистых мергелей, большим количеством аргиллитов в средне- и крупноритмичном флише. Мощность 140 м.

Мощность серии до 435 м. Известны находки кампанской фауны *Cataceramus balticus* Vö h m., *Globotruncana morosovae* Vass., *Guembelina subglabra* (Cush m.), *Gyroidinoides turgidus* (Hagen.) и др.

Сунсехская серия согласно залегает на мефодиевской и объединяет свиты Мысхако, лихтеровскую, васильевскую и снегуревскую. На изученной территории присутствует только первая из них, которая представлена переслаиванием пестроцветных известковистых мергелей, песчаников, известняков, иногда алевролитов. Вверх по разрезу увеличивается глинистость отложений. Мощность свиты 160 м. Позднекампан-маастрихтский возраст обоснован микрофауной *Planoglobulina acervulinoides* Egger, *Globotruncana contusa* Cush m., *Eponides conspectus* Vass. и др.

Зона Северо-Кавказской моноклинали

Кызбурунская и пастбищенская серии объединенные ($K_2kz + ps$) развиты от Кубани до Сунжи и сложены морскими карбонатными осадками верхнего мела.

Кызбурунская серия распространена в Кубань-Черекской подзоне и объединяет согласно залегающие джинальскую, джегутинскую, зольскую и зайковскую свиты. *Джинальская свита* (до 16 м) представлена чередованием известняков плитчатых, мергелей алевролитистых с глауконитом, песчаников и алевролитов известковистых. *Джегутинская свита* (23–50 м) сложена мелоподобными известняками слабоглинистыми со стилолитами и маломощными прослоями мергелей. В нижней части отмечаются стяжения пирита и марказита (до 10 см). В основании залегают конгломераты. *Зольская свита* (80–235 м) сложена чередованием известняков и мергелей. В верхней части разреза мергели преобладают. *Зайковская свита* (40–220 м) представлена известняками белыми мелоподобными со стилолитами и тонкими прослоями мергелей.

Общая мощность серии от 150 до 450 м. Возраст — сеноман-маастрихтский, подтвержден находками фауны: *Mantelliceras mantelli* Sow., *Acanthoceras rhotomagense* Defr., *Inoceramus apicalis* Woods, *Volviceras involutus* (Sow.), *Cladoceras undulatoaplicatilis* Roem, *Cordiceras cordiformis* Sow., *Spyridoceras caucasicus* (Dobr.), *Cataceramus balticus* (Vö h m.).

Пастбищенская серия к востоку фациально замещает кызбурунскую и распространена в Урух-Аргунской подзоне. В ее составе выделены свиты гордийская, ичкерийская, зонахская и нехилойская.

Гордийская свита (до 56 м) представлена переслаиванием известняков и мергелей с увеличением доли первых вверх по разрезу. *Ичкерийская свита* (до 130 м) залегает трансгрессивно на гордийской. Сложена известняками светло-серыми, белыми, биохеогенными с редкими прослоями мергелей. *Зонахская свита* сложена чередованием известняков, мергелей с горизонтами кремней в нижней части. Мощность до 400 м. *Нехилойская свита* (80–500 м) залегает согласно на зонахской свите, в неполных разрезах транс-

грессивно на альбе. Представлена известняками светло-серыми, белыми с редкими прослоями мергелей. По р. Хулхулау почти полностью отсутствует верхняя часть свиты, а сокращенный разрез представлен известковистыми песчаниками и песчанистыми известняками.

Общая мощность серии до 1000 м. По находкам фауны датируется как сеноман—маастрихт: *Mantelliceras mantelli* Sow., *Holaster subglobosus* Leske, *Inoceramus falcatus* Heinz, *Cataceramus daghestanensis* Pavl., *Hauericeras pseudogardeni* Schlut.

Зона Известнякового Дагестана

Гергебильская серия (K_{2gr}) распространена в Дагестанской подзоне, где с разрывом залегает на отложениях акушинской серии.

В основании залегает *аймакинская свита* (0—120 м), представленная чередованием светло-серых известняков, зеленовато-серых мергелей и мергелистых известняков. Вышележащая *каранайская свита* представлена зеленовато-серыми мергелеподобными алевропелитовыми известняками с прослоями кила и черного мергеля, с частыми линзовидными стяжениями черного кремня, с конкрециями сульфидного железа. Мощность до 38 м. Далее следуют известняки светло-серые, розовые, с прослоями зеленовато-серых красно-бурых мергелей. В подошве примесь песчано-глауконитового материала, реже тонкие прослои кила (*дженгутайская свита*, 80—230 м). *Морадамеэрская свита* (100—360 м) залегает согласно на дженгутайской. Сложена известняками белыми глинистыми, мелоподобными, мраморовидными, с крупными стилолитами, в нижней части с прослоями мергелей, вверху с подводнооползновыми деформациями. Венчает разрез *чабанская свита*, представляющая собой толщу светло-серых тонкоплитчатых глинистых известняков, в нижней части с прослоями темно-серых мергелей, в верхней — с пластами (до 0,2 м) известковистых песчаников и горизонтами (до 4 м) олистостром. Мощность от 100 до 650 м, увеличение мощности часто обусловлено развитием палеооползневых деформаций.

Мощность серии до 1000 м. Сеноман—маастрихтский возраст обоснован многочисленными органическими остатками: *Mantelliceras mantelli* Sow., *Acanthoceras rhotomagense* Defr., *Inoceramus apicalis* Woods, *Volviceras involutus* (Sow.), *Magadiceramus subquadratus* (Schl.), *Bostrychoceras schloenbachi* Favr.

Акватория Каспия

Карбонатная толща (K_{2k}) распространена в акватории Каспия и уверенно выделяется в объеме сейсмостратиграфического комплекса Ша—III как маломощная серия интенсивных субпараллельных, относительно низкочастотных отражений. Отложения представлены известняками и мергелями с редкими прослоями алевролитов и глин. На Центрально-Каспийской моноклинали и в долине палео-Волги толща верхнего мела сильно эродирована (в долине палео-Волги местами полностью размыта). Corre-

лируется горизонтом III — устойчивое двухфазное высокоамплитудное отражение на временах от 2 до 4 с. Мощность карбонатной толщи от 0 до 900 м.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Выделяются два этапа развития региона в палеогене. Палеоцен-эоценовый характеризуется морскими условиями, унаследованными от мелового периода. В олигоцене формируется мощная толща песчано-глинистых образований — нижняя моласса. В связи с этим зональное районирование этих этапов несколько отличается.

ПАЛЕОЦЕН И ЭОЦЕН

Черное море

Толщи терригенного флиша и мергельно-глинистая объединенные ($P_{1f} + P_{2mg}$) (хобзинская серия в море) распространены в Чвежипсинской подзоне, слагают большую часть шельфа между пос. Лазаревское и г. Дагомыс под четвертичными отложениями и небольшие участки материкового склона. Образцы коренных пород подняты из подводного каньона р. Шахе [159, 163] с глубин: 290 м — нижний палеоцен: черные окремненные аргиллиты с обломками раковин моллюсков, радиолярий и фораминифер *Globigerina compressa* Plum m., *G. fringa* Subb., *G. trivialis* Subb., *Cibicides* sp., *Nodosaria* sp., *Eponides trumpyi* Nutt.; 910 м — средний эоцен: зеленые алевритистые известковистые глины, фораминиферы *Globigerina eocaena* Guemb., *G. pseudoeocaena* Subb., *G. triloculinoides* Plum m., *G. inaequispira* Subb., *Globorotalia crassata* (Cushm.), *Morozovella aragonensis* (Nutt.), *M. lensiformis* Subb., *Acarinina acarinata* Subb., *A. pseudotopitensis* Subb., *A. bullbrooki* (Bolli), *Textularia agglutinans* Orb.; 710 и 1170 м — верхний эоцен: серые плотные глины с фораминиферами *Globigerina corpulenta* Subb., *G. praebulloides* Blow, *G. eocaenica eocaenica* Terq., *G. inflata* Orb., *G. trioculinoides* Plum m., *Globorotalia pseudoscitula* Glaessn., *Pseudohastigerina micra* (Cole).

Мергельная толща (P_{1-2m}), соответствующая ахштырской свите на суше, картируется в море как слоистый сейсмокомплекс III—IIa. *Горизонт IIa* (кровля эоцена) — акустически сильное двухфазное отражение, на валу Шатского почти сливается с горизонтом III. Уходя под складки Туапсинского прогиба, горизонт теряется в его осевой зоне. Мощность сейсмтолщи III—IIa достигает 400 м под материковым подножием, в унаследованной с мела депрессии. Под материковым склоном толща выклинивается. На своде антиклинали Туапсинская-2 голоценовые илы содержат фораминиферы *Baggina scofata* Schutzk. (верхний палеоцен), *Cibicides* sp., *Anomalina* sp., *Globorotalia* sp. (палеоген?), *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp. (па-

леоцен?). Видимо, микрофауна вынесена грязевыми вулканами из толщи майкопа, попав в нее вследствие размыва палеогеновых пород на валу Шатского.

Гагрско-Джавская зона прерывистой складчатости

Ахштырская свита ($P_{1-2}ah$) залегает трансгрессивно на верхнемеловых или верхнеюрских осадках. Представлена неравномерным чередованием мергелей зеленоватых, голубовато-серых, буровато-серых и темно-серых с прослоями (0,05–0,1 м) известняков мергелистых, реже песчаников карбонатных. В 5 м ниже кровли развиты тонкоплитчатые битуминозные мергели с чешуей *Lyrolepis caucasica* — аналог кумского горизонта. В верховьях р. Бол. Хоста в основании свиты залегает красновато-коричневый базальный конгломерат, с угловатой галькой рифогенных верхнеюрских пелитоморфных известняков и мергелей.

Мощность свиты до 260 м. В Абхазии она значительно сокращается. По планктонным фораминиферам выделяются: слои с *Globoconusa daubjergensis*, слои с *Praemurica inconstans* (датский ярус), слои с *Morozovella conicotruncata* (зеландский ярус), слои с *M. lensiformis* и *M. caucasica* (ипрский ярус), слои с *Acarinina bullbrookii* и *Globigerapsis subconglobatus* (лютетский ярус), слои с рыбами *Lyrolepis caucasica* (бартонский ярус), слои с «крупными глобигеринами» зоны *Globigerapsis tropicalis* — приабонский ярус. Возраст свиты: ранний палеоцен—поздний эоцен.

Новороссийско-Чвежипсинская покровно-складчатая зона

Хобзинская серия ($P_{1-2}hb$) распространена в Чвежипсинской подзоне вдоль побережья Западного Кавказа от р. Шахе до р. Хоста, согласно залегает на солохаульской и сложена палеоцен-эоценовым терригенно-карбонатным флишем. Серия объединяет дагомысскую, Казачьей Щели, пластунскую, головинскую и мамайскую свиты.

Дагомысская свита (450 м) — чередование мергелей окремнелых и глинистых (70–75 %), известняков (10 %), песчаников, алевролитов (10–15 %), редко аргиллитов (1 %) и маломощных кремней. *Свита Казачьей Щели* (220 м) — чередование мергелей окремнелых, песчаников, алевролитов, аргиллитов. Выше согласно залегает терригенный флиш в составе пластунской, головинской и мамайской свит. *Пластунская свита* (275 м) сложена чередованием аргиллитов (60–90 %), песчаников, алевролитов (8–40 %), мергелей (2–5 %), редко известняков. *Головинская свита* (100 м) представлена крупноритмичным чередованием аргиллитов (75 %), песчаников, алевролитов (25 %), редко известняков. Для свиты характерна высокая степень окремнения пород, которое к северо-западу заметно падает, и в Новороссийско-Лазаревском районе головинская свита не выделяется. Завершает разрез *мамайская свита* (500–570 м), представленная ритмичным переслаиванием аргиллитов известковистых (25–30 %), фукоидных мергелей (30–50 %), известковистых песчаников и алевролитов (15–25 %). В средней ча-

сти разреза отмечаются маломощные прослои известняков и частичное окремнение мергелей.

Мощность серии 1550 м. Возраст — палеоцен—средний эоцен (лутетский ярус). Она охарактеризована планктонными фораминиферами: *Subbotina trilocolinoides*, *Globorotalia membranacea*, *Praemurica inconstans* и др. (свиты дагомьсская и Казачьей Щели), *Morozovella conicotruncata* Subb., *Globorotalia ehrenbergi*, *Igorina djanensis*, *Bulimina risilla* и др. (пластунская и головинская свиты), *Acarinina pseudotopilensis*, *A. rotundimarginata*, *Globigerina pseudoeocena* и др. (мамайская свита).

Зона Северо-Кавказской моноклинали

Удобненская серия, черкесская свита и суворовская серия объединенные (P₁₋₂*ud* ÷ *sv*) распространены в междуречье Эшкакон—Баксан и сложены мелководными терригенно-карбонатными осадками.

Удобненская серия согласно залегает на верхнем мелу и в нижней части сложена мергелями с редкими прослоями алевролитов, песчаников, реже гравелитов (эльбурганская свита, до 188 м). Выше согласно залегают глины известковистые и неизвестковистые с прослоями алевролитов, реже песчаников (карапагинская свита, до 230 м). Завершает разрез пачка, сложенная окремнелыми глинами с прослоями опок, песчаников и конкрециями кремнистых мергелей (абазинская свита, 0—50 м).

Мощность серии не превышает 460 м. Палеоценовый возраст обоснован наннопланктоном зон NP2 *Cruciplacolithus tenuis* — NP5 *Fasciculithus tympaniformis*, планктонными фораминиферами зон *Eoglobigerina taurica*, *Globoconusa daubjergensis*, *Praemurica inconstans*, *Morozovella angulata*, *Morozovella conicotruncata*, бентосными фораминиферами региональной зоны *Brotzenella similis* (эльбурганская свита) [142]. Наннопланктоном зон NP6 *Heliolithus kleinpellii* — NP8 *H.riedelii* (карапагинская свита). Планктонными фораминиферами зон *Igorina djanensis* и *Acarinina subsphaerica*, бентосными фораминиферами зоны *Karrerella zolkaensis*. А также наннопланктоном зоны NP9 *Discoaster multiradiatus*, планктонными фораминиферами зоны *Acarinina acarinata*, бентосными фораминиферами зоны *Karrerella zolkaensis*.

Черкесская свита согласно перекрывает вышеописанные осадки и прослежена непрерывной полосой от р. Белая на западе до р. Малка на востоке. Представлена в нижней части алевролитами и глинистыми известковистыми песчаниками («георгиевские слои») мощностью до 15 м. Выше залегают зеленоватые мергели, иногда прослои известняков и глин. Общая мощность свиты от 20 до 440 м, в стратотипе по р. Кубань — около 200 м. Залегает согласно на отложениях удобненской серии, а местами с размывом на меловых образованиях.

В осадках собран наннопланктон зон NP10 *Tribrachiatum contortum* — NP15 *Nannotetrina fulgens*, планктонные фораминиферы зон *Morozovella subbotinae* — *Acarinina rotundimarginata*, бентосные фораминиферы зон *Pseudogaudryina externa* — *Uvigeina costellata* (низы). Возраст — ранний—средний эоцен (ипрский и лутетский ярусы).

Суворовская серия согласно залегает на черкесской свите. Низы серии сложены светлыми известняками и мергелями (керестинская свита, от 2 до 10–15 м). Выше согласно, часто с постепенным переходом, залегает толща (20–150 м) мергелей бурых, битуминозных, сланцеватых (кумская свита) с обилием рыбных остатков. Местами в них встречаются непостоянные по мощности тонкие прослои мелкозернистых песчаников и глин. Завершается разрез серии светлыми, крепкими, плитчатыми известняками и мергелями (белоглинская свита) мощностью от 15 до 50 м.

Мощность серии до 240 м. Возраст – средний эоцен, лютетский ярус – поздний эоцен, приабонский ярус. Охарактеризована наннопланктоном зон CP 13 *Nannotetrina quadrata* (верхи = NP15), *Reticulofenestra umbilica* (низы = NP16), NP17 *Discoaster saipanensis* – NP20 *Sphaenolithus pseudoradians*; планктонными фораминиферами зон *Hantkenina alabamensis* (керестинская свита), *Globigerina turcmenica* (кумская свита) и *Globigerapsis tropicalis* s.l. (белоглинская свита); бентосными фораминиферами зон *Haplophragmoides orfaensis* и *Caucasinella pseudoelongata* (в более мелководных фациях кумской свиты) и зоной *Planulina costata* (белоглинская свита). Для кумской свиты (горизонта) характерно повсеместное присутствие остатков рыб *Lyrolepis caucasica* R o m. («лиролеписовый горизонт»). В верхах белоглинской свиты распространены *Propeamussium fallax* (моллюски) и характерный комплекс бентосных фораминифер с *Nonion curviseptum* (Бугрова, 2004).

Зоны Северо-Кавказской моноклинали и Известнякового Дагестана

Кабардинская, сюжинская и суворовская серии объединенные ($P_{1-2}, kb \div sv$) распространены от р. Баксан до Самура.

Кабардинская серия выделена в бассейнах рек Чегем–Черек и залегает согласно, местами с размывом, на верхнемеловых отложениях. Нижняя часть серии сложена известняками и мергелями зеленовато-серыми и розовыми с тонкими пропластками мергельных глин (урухская свита, до 37 м). Выше согласно залегают мергели оливковые, пепельно-серые, переходящие вверх по разрезу в глины мергелистые голубовато-серые («нальчикиты») с прослоями окремненных и ожелезненных мергелей (нальчикская свита, 82 м).

Общая мощность серии от 80 до 120 м. Палеоценный возраст охарактеризован наннопланктоном зон NP2 *Cruciplacolithus tenuis* – NP5 *Fasciculithus tymaniformis*; планктонными фораминиферами зон *Eoglobigerina taurica*, *Globoconusa daubjergensis*, *Praemurica inconstans*, *Morozovella angulata*, *Morozovella conicotruncata*; бентосными фораминиферами зон *Anomalina danica* и *Brotzenella similis*; моллюсками *Hercoglossa danica* Schloth., морскими ежами *Cyclaster danicus* (Schloth.), *Echinocorys ehдеми* Boehm., *E. renngarteni* Moskv., *Coraster sphaericus* Seun. и др. В верхней части (нальчикская свита) наннопланктоном зон NP6 *Heliolithus kleinpellii*–NP9 *Discoaster multiradiatus*, планктонными фораминиферами зон *Igorina djanensis* – *Acarinina acarinata*, бентосными фораминиферами зоны *Karrieriella zolkaensis*.

Сюжинская серия с размывом залегает на осадках верхнего мела и распространена от Фиагдона до Самура. Сложена в нижней части известняками

ми с прослоями мергелей и стяжениями кремней (охлинская свита, 19–170 м). Восточнее р. Сулак отложения осложнены внутриформационными палеооползневыми деформациями, за счет которых мощность увеличивается до 300 м. Выше несогласно залегают мергели с прослоями известняков и глин, в нижней части имеющих красно-бурую, зеленоватую и серую окраску (пестроцветная свита, 45–120 м). Далее разрез наращивают зеленые мергели и глины (свита зеленых мергелей, до 85 м). К юго-востоку от р. Сулак отмечаются прослойки песчаников, песчаных известняков и спонголитов, а пестроцветные мергели постепенно замещаются светло-серыми разностями с прослоями зеленоватых.

Мощность серии изменяется от 70 м на западе (р. Ардон) до 440 м – на востоке (р. Сулак). Возраст – ранний палеоцен–средний эоцен. В охлинской свите определены планктонные фораминиферы зон *Globosonosa daubjergensis*, *Praemurica inconstans*, бентосные фораминиферы зоны *Anomalina danica*, моллюсками (наутилиды) *Hercoglossa danica* (Schloth.) и др. Вышележащие мергели содержат наннопланктон зон NP5 *Fasciculithus tympaniformis* и NP14 *Discoaster sublodoensis*, NP15 *Nannotetrina fulgens*, NP16 *Discoaster tani nodifer* (нижняя часть); планктонные фораминиферы зон *Morozovella angulata*, *Acarinina subsphaerica* s. l., *Morozovella subbotinae*, *M. aragonensis*, *Acarinina bullbrookii*, *A. rotundimarginata*; бентосные фораминиферы зоны *Karregiella zolkaensis* (в низах пестроцветной толщи).

Суворовская серия была описана выше, но здесь ее мощность достигает 160 м.

Акватория Каспия

Известняково-мергельная толща ($F_{1-2}im$) распространена в акватории Каспия и выделяется в объеме сейсмокомплекса III–II. Представлена мергелями и известняками с прослоями глин и алевролитов. Палеогеновые отложения залегают согласно на верхнемеловых осадках. Мощность толщи на Средне-Каспийской моноклинали – от 200 до 300 м, в Прибрежно-Каспийском прогибе возрастает до 550 м. В пределах Восточно-Дагестанской складчатой зоны мощность мергелей составляет от 0 до 170 м. Здесь в разрезе отсутствуют отложения дания. В долине палео-Волги палеоцен–эоцен размыт. Сейсмокомплекс III–II выделяется как маломощная двух-трехфазная серия интенсивных, относительно высокочастотных отражений. Коррелируется сейсмокомплекс III–II горизонтом II – высокоамплитудное высокочастотное отражение на временах 2–4 с.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ И НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ

Отложения олигоцена–миоцена сохранились от позднеальпийского размыва в Центрально-Предкавказской, Гагрско-Джавской и Терско-Самурской зонах.

Черное море

Песчано-глинистая толща (\mathbb{P}_3-N_{1pg}) на шельфе Черного моря соответствует черноморской серии и характеризуется прерывистыми и неотчетливо слоистыми отражениями, сильно нарушенными разрывами. Судя по резким выступам рельефа над отдельными пластами, в 6–10 км от берега в разрезе, кроме глин, есть песчаники. Глубина полезной записи НСАП 0,15 с не позволяет оценить мощность толщи на шельфе.

С материкового склона на территории листа К-37-IV подняты глины, сопоставляемые по возрасту со средним и верхним майкопом. Хатский ярус: *Globigerina praebulloides* Blow, *G. eosaenica* Terq., *Globorotalia postcretacea* (Mjatl.), *Spiroplectamina terekensis* Bogd., *S. aff. oligocenica* Nikit., *Eponides binominatus* Subb., *Oridorsalis umbonatus* (Reuss), *Pseudoparrella caucasica* Bogd., *Cibicidina amphisyliensis* (Andreae), *Cibicidoides aff. borislavensis* (Aisen.), *C. aff. sigmoidalis* (Subb.), *C. ex gr. lobatulus* (Walk. et Jacob), *Bulimina aff. woodwardi* Tutk. [116].

На южном борту прогиба трансгрессивное налегание на платформенный комплекс предполагает его размыв и обогащение олигоцен-нижнемиоценовых осадков карбонатно-обломочным материалом [117]. Мощность олигоцен-нижнемиоценовых осадков в Туапсинском прогибе достигает 3500 м. На своде вала Шатского она сокращается до 400–200 м.

Система Предкавказских краевых и периклинальных прогибов

Центрально-Предкавказская зона

Кубанская серия (\mathbb{P}_3-N_{1kb}) выделяется в Минераловодской подзоне, между Кавминводами и Баксаном и делится на три подсерии.

Нижнекубанская подсерия (хадумская и баталпашинская свиты) аналогична по составу западно-предкавказскому типу. Низы сложены глинами карбонатными и некарбонатными с пачкой (2–10 м) мергелей серых с обилием остракод в средней части, мощность — 100–200 м (хадумская свита). Выше залегают глины некарбонатные с конкрециями мергелей мощностью до 150 м (баталпашинская свита).

Среднекубанская подсерия представлена в нижней части глинами (до 50 м) карбонатными и некарбонатными с прослоями и линзами доломитизированных мергелей и доломитов (алкунская свита). Выше залегают глины (125–140 м) некарбонатные, алевритистые с прослоями алевролитов, песков, песчаников и горизонтом в нижней части крупных септариевых конкреций (зеленчукская свита). Завершает разрез подсерии караджалгинская свита, сложенная глинами (50–160 м) темными некарбонатными с конкрециями сидеритов.

Верхнекубанская подсерия начинается с ольгинской свиты — глины некарбонатные, алевритистые с прослоями алевролитов (до 320 м), выше залегают рицевская свита — глины темно-серые некарбонатные, листоватые с конкрециями сидеритов (70–250 м).

Мощность серии не превышает 850 м. Залегаet согласно на белоглинской свите эоцена. Нижняя подсерия охарактеризована фауной. Зоны по наннопланктону: NP21 *Coccolithus subdistichus* – NP22 *Helicosphaera reticulata*, NP23 *Sphenolithus predistentus*, NP23–NP24 *Sph. distentus* низы (хадумская свита), NP24 *Sph. distentus* верхи – NP25 *Sph. cipergoensis* (баталпашинская свита) [46]. Средняя подсерия – бентосными фораминиферами: *Bolivina goudkoffi*, *Haplophragmoides kjurendagensis*, *Virgulinea neobuliminoides*, *V. aequale* и др. (алкунская свита), *Ammodiscus tenuiculus*, *Neobulimina elongata*, *Saccamina*, *Haplophragmoides* и др. (зеленчукская и караджалгинская свиты). Верхняя подсерия содержит комплекс бентосных фораминифер: *Neobulimina elongata*, *Bolivina floridana*, *Saccamina bulla*, *S. zuramakensis*, *S. ovalis* (Богданович, 1965), редкие моллюски – *Rzehakia dubiosa*, *Hydrobia* (Волкова, 1962). Возраст – нижний миоцен, низы сакараульского–коцахурский ярусы.

Терско-Самурская зона

Терско-сулакская серия (P_3-N_1ts) распространена от Баксана до Каспия и на большей части территории залегаet согласно. Она объединяет хадумскую, миатлино-муцидакальскую, аргунскую, алкунскую, ассинскую, сулакскую и зурамакентскую свиты.

Наиболее достоверно в обнажениях и разрезах скважин выделяется *хадумская свита*, представленная чередованием карбонатных и некарбонатных глин с редкими прослоями алевролитов и мергелей. В нижней части разреза широко развиты глыбы пород палеоэоцена или эоцена. В средней части свиты (полбинский горизонт) – пачка карбонатных глин и мергелей с обилием остракод, мощность 0,5–3,0 м. Мощность свиты по р. Сулак – 40–50 м, в Юго-Восточном Дагестане уменьшается до 10–20 м, в Предгорном Дагестане, по данным бурения, мощность возрастает до 400 м и увеличивается песчаность разреза.

Миатлино-муцидакальская свита представлена чередованием глин песчаных с прослоями песчаников и алевролитов, местами мергелей и известняков. В средней части прослеживается пачка глин с редкими прослоями песчаников. Мощность ее составляет от 250 до 900 м, в междуречье Улучай–Рубасчай осадки размыты. *Аргунская свита* завершает разрез олигоценовой части терско-сулакской серии и представлена толщей глин (80–190 м) с прослоями и линзами мергелей. *Алкунская свита* (23 м) – глины с прослоями и линзами мергелей и редкими тонкими прослоями алевролитов. Мощность от 10–30 м, а по данным бурения – до 94 м на востоке. Для Северного Кавказа свита является маркером, как граница палеогена и неогена.

Ассинская свита представлена глинами с прослоями песчаников и алевролитов. В нижней части присутствуют горизонты септариевых конкреций. Мощность изменяется от 60 до 360 м. *Сулакская свита* представлена толщей некарбонатных глин темно-серых, зеленовато-серых с тонкими редкими прослоями песчаников, алевролитов, линзами сидеритов общей мощностью 100–200 м. Западнее р. Ардон отложения размыты. *Зурамакентская свита* завершает разрез терско-сулакской серии глин некарбонатных тем-

но-серых с конкрециями сидеритов. Граница с сулакской свитой проводится условно по исчезновению песчаных прослоев. Мощность меняется от 0—154 м в Осетии до 500 м (р. Сулак). К югу от р. Уллучай отложения размыты.

Мощность терско-сулакской серии достигает 1700 м.

Олигоценый возраст нижней части серии подтвержден планктонными фораминиферами *Globigerina officinalis*, бентосными фораминиферами зоны *Trochammina florifera*, зоны *Spiroplectammina terekensis* и др., а также *Haplophragmoides* sp., *Globigerina* ex gr. *bulloides* Orb. и др. Раннемиоценовый возраст верхней части серии обоснован комплексом наннопланктона базальной части миоцена (р. Майрамадаг, Фиагдон): *Cylicargolithus floridanus*, *Pontosphaera multipora*, *Coccolithus pelagicus*, *Coronocyclus nitescens* и др. По всему разрезу отмечаются спикулы губок, диатомовые водоросли, остатки рыб.

Новороссийско-Чвежипсинская зона

Навагинская свита (N_{1nv}) имеет ограниченное распространение в Чвежипсинской подзоне. Залегает с размывом на мамайской свите эоцена. В нижней части сложена пачкой (14 м) глин красно-коричневых слабокарбонатных. Выше залегает мощная толща (более 120 м) песчано-мергельного флиша, представленного чередованием мергелей (80 %) серых и коричневых битуминозных песчаников, алевролитов (20 %) кварцевых и слоистых глауконит-кварцевых, сильно карбонатных, мощность пластов 0,1—0,5 м. Мощность свиты от 20 до 205 м. Верхи свиты размыты. Ранее по переотложенной микрофауне она относилась к зоне *Hantkenina alabamensis* среднего эоцена [47, 93].

Возраст свиты, по последним данным (Андреев В. М.), раннемиоценовый (кавказский и сакараульский регионарусы). Подтвержден находками песчаных фораминифер в нижней части: *Hippocrepina* sp., *Saccamina ovalis* Subb., *S. variabilis* Bogd., *Hyperammina caucasica* Bogd., *Reophax* sp., *Repmanina charoides* (Parker et Jones), *Ammodiscus tenuiculus* Subb., *A. pellucidus* Andreae, *Arenoturrispirillina* aff. *micra* Subb., *Haplophragmoides* aff. *stavropolensis* Ter-Grig., *H.* sp., *Spiroplectammina* aff. *caucasica* Djan., *Cibicoides* aff. *stavropolensis* (Bogd.), *Entosolenia* sp., характерных для кавказского регионаруса; в верхней части планктонных и бентосных фораминифер сакараульского яруса: *Globigerina prebulloides* Blow, *G. parva* Bolli, *G. leroyi* Blow et Banner, *G.* aff. *yeguaensis* Weinz. et Appl., *Globorotalia postcretacea* (Mjatl.), *Turborotalia brevispira* (Subb.), *T.* sp., *Chiloguembelina gracillima* (Andreae), *Sigmoilina* sp., *Cibicoides borislavensis* (Aisen.), *C. lobatulus* (Walk. et Jacob), *Virgulinea* sp., *Reussella* aff. *spinulosa* (Reuss), *Caucasinella elongata* (Orb.), *Cassidulina oblonga* Reuss. (определения Т. Н. Пинчук). Встречены зубы рыб, спикулы губок, иглы морских ежей, а также масса переотложенных форм верхнего мела—олигоцена.

Гагрско-Джавская зона

Черноморская серия (P₃-N₁сr) распространена в Абхазской подзоне в междуречье Шахе—Сочи и объединяет мацестинскую, хостинскую, сочинскую, мысовидненскую, кудепстинскую, адлерскую и прервинскую свиты.

Мацестинская свита (до 500 м) — глины, песчаники, алевролиты (80, 15, 5 %) и «горизонты с включениями» (до 100—180 м) — перемятые песчано-глинистые, реже — карбонатные породы с большим количеством глыб, валунов и дресвы.

Хостинская свита (до 320 м) — песчаники, алевролиты и рыхлые карбонатные глины (80, 5, 15 %). В подошве некоторых пластов песчаников — маломощные линзы и прослои гравелитов с обуглившимся растительным детритом. К кровле мощность песчаников уменьшается, а глин — возрастает. Раннеолигоценовый возраст мацестинской и хостинской свит установлен по фораминиферам: *Globigerina officinalis* Subb., *G. angiporoides* Hornibr., *Rotalia canui* Cushman и др.

Сочинская свита (800 м) — черные и серые глины с прослоями алевролитов и песчаников (до 3—5 %). В с. Раздольное, выше кладбища, найдены фораминиферы миоцена: *Globigerina praebulloides* Blow, *G. pseudoedita* Subb., *Chiloguembelina gracillima* (Andreae), *Ammodiscus granatus* Subb., *A. tenuiculus* Subb., *Haplophragmoides* aff. *fidelis* Ter-Grig., *Pseudocyclamina insignidentata* Subb., *Lagena isabella* (Orb.), *L. vulgaris* Will., *Pseudoparrella caucasica* Bogd., *Globulina gibba* Orb., *Cibicidoides stavropolensis* (Bogd.), *Cibicidina amphisyliensis* (Andreae), *Rotalia trochus* Roemer, *R.* aff. *propinqua* (Reuss), *Caucasina bulminoides* Bogd. (определения Т. Н. Пинчук).

Мысовидненская свита (до 160 м) — рыхлые песчаники с прослоями пестроцветных глин и линзами конгломератов.

Кудепстинская свита (до 600 м) — слоистые серые глины с тонкими пластами алевролитов и песчаников, конкрециями сидерита. Из мысовидненской и кудепстинской свит определена микрофауна хаттского и кавказского ярусов: *Cibicidina amphisyliensis* (Andreae), *Uvigerinella californica* Cushman, *Bolivina goudkoffi* Rankin и др.

Адлерская свита (до 500 м) — темно-серые глины с прослоями рыхлых грубозернистых песчаников (10 %). В стратотипическом разрезе по р. Мзымта Т. Н. Пинчук нашла комплекс фораминифер: *Globigerina praebulloides* Blow, *G. venezuelana* Hedberg, *Globorotalia* aff. *obesa* Bolli, *G.* aff. *praescitula* Blow, *Chiloguembelina pseudostriata* (L. Ivan.), *Quinqueloculina* aff. *consobrina* Orb., *Asterigerina falcilocularis* Subb., *Nonion granosum* Bogd., *Porosonion subgranosum* (Egger), *Uvigerinella* ex gr. *californica* Cushman, *Bolivina antiqua* Orb., *B. subdilata* Pischv. и др. Большая часть приведенной фауны характерна для аквитана Средиземноморья [52].

Прервинская свита (180 м) — серые тонкослоистые глины с присыпками известковистого песка и остатками рыб. Микрофауна миоцена: *Nonion granosum* Orb., *Melonis dosularensis* (Chal.) и др.

Общая мощность серии 3060 м, возраст — олигоцен—нижний миоцен [53].

Акватория Каспия

Песчано-глинистая толща (P_3-N_1pg) распространена почти по всей акватории Каспия и выделяется в объеме сейсмокомплекса II–Ia (майкопская серия). Основу толщи слагают глины, местами расслоенные пластами песков, песчаников, мергелей или глинистых известняков. Мощность отложений сокращается с юга на север от 2000 м в Терско-Каспийском прогибе до 200 м — в Средне-Каспийской моноклинали, вплоть до полного размыва на Хвалынско-Сарматской зоне поднятий и в долине палео-Волги. На сейсморазрезах толща выделяется как серия сигмовидных отражений с южным падением. Выделяется до 10 косослоистых циклов, завершающихся высокоамплитудными сигмовидными отражениями. Внутренние отражения — малоамплитудные. В низах комплекса, в нижней части косослоистых циклов, отмечаются холмовидные сейсмofации. Коррелирующим горизонтом является горизонт Ia — высокоамплитудное низкочастотное отражение на временах от 1 до 3 с, увязанное с кровлей майкопской серии. Основной признак майкопа на временных разрезах — «макрокосая» слоистость — следствие бокового заполнения осадками некомпенсированного прогиба.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Неогеновые отложения распространены в Гагрско-Джавской (Абхазская подзона), Центрально-Предкавказской и Терско-Самурской зонах, а также в акваториях Черного и Каспийского морей.

Черное море

Куманская толща (N_1km), названная по подводной долине Кумани, выделяется в объеме сейсмокомплекса Ia–I параллельно-прерывистых отражений. Состав толщи существенно глинистый, по аналогии с сушей ожидаются прослой мергелей; в прибрежной части появляются песчаники и конгломераты. Мощность на шельфе и материковом склоне — до 600 м, в Туапсинском прогибе — 800 м, на валу Шатского — до 300 м.

Возраст — тарханский–сарматский ярусы, принят условно по положению в разрезе.

Толща Голубого потока (N_1gp) в Туапсинском прогибе названа по подводному каньону — трассе газопровода [7], картируется как верхнемиоценовый сейсмокомплекс I–Iр с параллельными и параллельно-прерывистыми высокоамплитудными отражениями. Слоистость — неотчетливая, прерывистая, реже — тонкая выдержанная.

Сейсмогоризонт I — сейсмостратиграфический репер, связанный с поверхностью трансрегионального предмэотического размыва. В скважинах 380, 381 DSDP размыв маркируют сарматские брекчии и мелководные глины с признаками субэрального диагенеза [114]. На севере листа К-37 вдоль материкового подножия, между валом Шатского и складками Туапсинско-

го прогиба, прослеживается погребенная долина предэотической палео-Бзыби [31, 4], ее возраст обоснован привязкой горизонта I к скважинам DSDP 380, 381 и скважинам Грузии, где мэотис лежит на разных горизонтах, вплоть до мела. Ширина долины 6–14 км, глубина 150–400 м. Русло, врезанное в отложения майкопа, местами достигает домайкопского комплекса; за пределами долины мэотис залегает на разных горизонтах сармата. Коренные породы верхнего миоцена найдены на листе в пяти пунктах: мэотис – образец с глубины 1650 м на траверзе г. Сочи – темно-серая известковистая глина с фораминиферами *Quinqueloculina* ex gr. *consobrina* (Orb.), *Q. laevigata* Orb., *Q. dramenensis* Janko, *Articulina* aff. *tenella* (Eichw.), *A.* aff. *problema* Bogd., *Spiroloculina* aff. *grosniensis* Bogd., *Sigmoilina diforta* Plum., *Nodobacularella* aff. *sulcata* (Reuss.), *Hauerina* sp., массой раковин спириалисов и единичными остракодами *Loxococoncha petasus* Liv., *L. eichwaldi* Liv.; понт – четыре образца зеленоватых известковистых глин с остракодами: *Pontoniella acuminata* (Zal.), *P. schemachensis* Mand., *Loxococoncha djaffarovi* (Schm.), *Caspiella acronasuta* (Liv.), *Bacuniella dorsoarcuata* (Zal.), *Liventalina gracilis* (Liv.), *Cythereis* sp. и переотложенными олигоценowymi фораминиферами. Мощность толщи до 700 м. Возраст – мэотис–понт.

Снежинская толща (N_{2sn}) – сейсмокомплекс Ip–B [6, 7] – «мутная» сейсмофагия, резко отличная от смежных параллельно-слоистых сейсмолщ мэотиса–понта и эоплейстоцена. Нижняя граница сейсмокомплекса – горизонт P – достаточно условна. На листе К-37 поднято пять образцов пород с ископаемыми плиоцена. Киммерий (два образца): 1) светло-серые слабоизвестковистые глины с ожелезненными обломками остракод: *Candona* ex gr. *cavis* Mand., *C.* sp., *Cyprideis* aff. *littoralis* (Brady), *C.* sp., *Leptocythere* sp.; 2) черная известковистая глина с остракодами: *Ilyocypris gibba* (Ramb.), *Pontoniella loczyi* (Zal.), *P. acuminata* (Zal.), *Caspiella acronasuta* (Liv.), *Leptocythere gracilis* (Liv.). В песчано-алевритовой фракции глин кварц и полевые шпаты составляют 48 %, обломки пород – 11 %, органический детрит – 20 %, аутигенный кальцит – 8 %. Акчагыл (три образца): темно-серые и серые плотные известковистые глины с остракодами, характерными для каспийских разрезов: *Liventalina gracilis* (Liv.), *L.* sp., *Macrocypris* ex gr. *minna* (Baird.), *Limnocythere* aff. *ferera* Liv., *Candona combibo* Liv., *Candona candida* (Mull.), *C.* sp., *Cyclocypris* sp., *Bythocypris* sp., *Pontoniella* sp., *Leptocythere* sp.; фораминиферы: *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll), *E. minimum* (Reuss.), массой зубов и отолитов рыб, включая *Otolithus* (*Berycidarum*) *azerbaidjanica* Kadırova, O. № 3, O. sp.

Мощность толщи до 400 м. Возраст – киммерий–акчагыл.

Гагрско-Джавская зона

Гравийно-галечная толща (N_{1gg}) распространены в Абхазской подзоне, в приустьевой части долины р. Мзымта, где трансгрессивно залегает на черноморской серии. В разрезе преобладают гравийно-галечные конгломераты с редкими валунами до 50 см. В верхней части встречаются линзы желтовато-коричневых глин мощностью до 5–7 м. Мощность толщи до 110 м. Отложения содержат понтическую фауну моллюсков: *Dreissena*

anisoconcha Andrus., *D. rostriformis* Desh., *Didacna inserta* Desh. и остракод: *Pontoniella acuminata* (Zal.) [53].

Центрально-Предкавказская зона

Владикавказская и черноморская свиты объединенные ($N_1vI + \check{c}g$) мощностью до 1150 м с размывом перекрывают кубанскую серию и распространены в Минераловодской подзоне в междуречье Малка—Асса.

Владикавказская свита. В основании свиты залегает пачка глин (до 2 м) с пластами зеленовато-серых мергелей с обилием моллюсков. Выше — глины с прослоями песчаников, мергелей, реже алевролитов. В верхах разреза отмечаются линзы бурых углей. Песчанность увеличивается в восточном направлении. Мощность свиты от 225 до 500 м. Тархан-караганский возраст подтвержден находками фауны моллюсков *Spiratella tarchanensis*, *S. subtarchanensis*, *Aporrhais pespelecani*, *Natica hilicina*, *Nassa restitutiana*, *Abra alba*, *Lutetia intermedia*, *Spaniodontella pulchella* и др.

Черноморская свита распространена от Баксана до Ассы и представлена в нижней части (100—500 м) карбонатными песчанстыми глинами с прослоями мергелей и песчаников. Выше залегает пачка чередования мергелей и песков мощностью 17—32 м, сопоставляемая с мамыским горизонтом. Завершают разрез (140—550 м) глины карбонатные песчанстые с прослоями песков, глинистых песчаников и мергелей. В верхней части встречаются линзы ракушняка и включения мшанковых известняков.

Мощность свиты в обнаженной части — 250—500 м, севернее, по данным сейсморазведки, увеличивается до 600—650 м. По находкам моллюсков *Spiratella andrussovi*, *Abra reflexa*, *Maetra eichwaldi*, *Cryptomaetra pesanseris*, *Plicatiforma fittoni*, *Barbotella hoernesii* и др. возраст свиты соответствует конкскому и сарматскому региоярусам.

Терско-Самурская зона

Талгинская серия и черноморская свита объединенные ($N_1tl + \check{c}g$) распространены в Черек-Сунженской, Терско-Сулакской и Ногайско-Терской подзонах и обнажаются по долинам рек от р. Сунжа до р. Рубасчай.

Талгинская серия является фаціальным аналогом владикавказской свиты и постепенно замещает ее в восточном направлении. В основании залегает махачкалинская свита (150—350 м), представленная внизу пачкой (1,1 м) мергелей с прослоем мергелистых глин с остатками тарханской фауны (аргунские слои). Выше залегают карбонатные глины с горизонтом в нижней части шаровых мергельных конкреций, пачками (до 5—23 м) песчаников, песков, алевролитов и прослоями мергелей. Далее следует сарноводская свита (200—400 м), сложенная глинами с прослоями и пачками (до 10—25 м) песчаников, реже мергелей. Выше согласно залегает сунженская свита (70—260 м), представленная толщей песчанстых карбонатных глин с прослоями песков и песчаников и желтовато-серых мергелей. Пес-

чаники образуют до шести продуктивных нефтеносных горизонтов, в ряде районов сливающихся в мощную (до 50–100 м) песчано-алевролитовую толщу. Завершает разрез манасская свита, сложенная толщей песчанистых карбонатных глин с пластами песчаников и единичными прослоями мергелей.

Общая мощность талгирской серии изменяется от 130 м на западе до 1100 м — на востоке зоны. Тархан-караганский возраст подтвержден находками фауны: в махачкалинской свите — *Lentipecten corneus denudatus*, *Litetia intermedia*, *Abra alba*; в серноводской свите — *Aequipecten opercularis*, *Donax tarchanensis*, *Litetia intermedia*, *Abra alba*; в сунженской свите — в нижней части *Lutetia* sp., выше *Spaniodontella gentilis*, *Otolithus karaganensis*; в манасской свите — *Spaniodontella gentilis*.

Черногорская свита (до 420 м) залегает согласно на талгинской серии и имеет строение и состав, аналогичный таковому Минераловодской подзоны.

Талгинская и артузенская серии объединенные ($N_1tl + ar$) мощностью до 1130 м распространены в Уллучай-Рубасчайской подзоне по побережью Каспия.

Талгинская серия (до 130 м) залегает в основании разреза и представлена карбонатно-терригенными осадками, аналогичными описанным выше.

Артузенская серия объединяет каякентскую и дербентскую толщи и является фациальным аналогом черногорской свиты, постепенно замещая ее к юго-востоку. Обнажается в междуречье Гамриозень—Самур.

В основании залегает каякентская толща, по составу близкая к низам черногорской свиты и сложенная глинами с прослоями песчаников, плитчатых мергелей, мощностью 100–185 м. Выше согласно залегает дербентская толща, выполненная песками, песчаниками, детритусовыми известняками мощностью 250–800 м.

Общая мощность серии 350–900 м. Залегает согласно на талгирской серии. По находкам моллюсков *Maetra eichwaldi*, *Abra reflexa*, *Abra alba*, *Plicatifformes fittoni*, *Venerupis naviculata* принят коньяк-сарматский возраст.

Брагунская серия (N_1bg) распространена в Терско-Сулакской и Ногайско-Терской подзонах в бассейнах Сунжи, Терека. Представлена в нижней части (*грозненская свита*, 205–400 м) глинами с тонкими прослоями мергелей, глинистых песчаников. Выше согласно залегают глины с прослоями песков, песчаников, детритусовых известняков-ракушечников, в верхней части мелкогалечных конгломератов, (*мужичинская свита*, до 625 м). Песчанистость возрастает вверх по разрезу. Общая мощность серии до 1000 м. Залегает согласно на черногорской свите. Позднесарматский возраст подтвержден находками морских моллюсков *Maetra caspia*, *Maetra bulgarica* Touba. и др.

Чакаурская толща ($N_1\check{c}k$) распространена в Уллучай-Рубасчайской подзоне вдоль побережья Каспия, где фациально замещает брагунскую серию. Сложена прибрежно-морскими осадками (песчаниками, известняками, глинами) мощностью 200–400 м. Залегает несогласно на артузенской серии и содержит фауну морских моллюсков *Maetra caspia*. Возраст принят позднесарматским.

Лысогорская свита (N_1lg) обнажается в полосе Черных гор в Черек-Сунженской подзоне, залегает с размывом на черногорской свите и

вскрыта скважинами в южной части Осетинской впадины. Представлена переслаиванием конгломератов, песчаников, глин субконтинентальных фаций. В восточных районах отмечается галька черных сланцев и сильно выветрелых гранитов и диабазов. Пачки конгломератов чередуются с пластами от 0,5 до 15 м песков и песчаников. В нижней части, на контакте с черногорской свитой зафиксированы прослой (до 0,3 м) бурых углей. К северу осадки становятся менее грубыми и постепенно переходят в назрановскую свиту. Максимальная мощность 1125 м, но изменяется от 20–25 до 825 м. В погруженной части Осетинской впадины, по геофизическим данным, она составляет более 1125 м. Залегаet с размывом и угловым несогласием на черногорской свите и более древних отложениях. Обнаружены остатки наземных и пресноводных гастропод *Helix*, *Planorbis*, *Paludina*. Возраст принят условно, по положению в разрезе, как мэотис(?)—понт.

Назрановская свита (N_{1nz}) распространена в Терско-Сулакской подзоне и представлена континентальными отложениями с редкой пресноводной фауной остракод и моллюсков. Сложена глинами, алевролитами, песками, песчаниками с прослоями галечников и конгломератов. Мощность 500–1000 м. Залегаet согласно на брагунской серии или с размывом на более древних среднесарматских осадках. Возраст свиты, по мнению А. А. Стеклова (1966), мэотис—понт.

Чуртовская серия ($N_{1\text{ч}}$) распространена в Улучай-Рубасчайской и Ногайско-Терской подзонах и фациально замещает в Осетинском прогибе лысогорскую, а севернее Терского хребта назрановскую свиты. Сложена прибрежно-морскими осадками, в нижней части глинами, песчаниками с прослоями известняков-ракушечников (*слепцовская толща*, 200–550 м), вверху — песчаниками и глинами (*ястребинская толща*, до 150 м), в которых в северном направлении появляются линзы конгломератов.

Мощность серии до 700 м. Залегаet с размывом на брагунской серии и мужичинской свите. Охарактеризована морскими моллюсками *Dosinia maeotica*, *Congeria panticaepaea*, *Paradacna abichi*, *Congeria novorossica*. Возраст — мэотис—понт.

Алдыкская толща (N_{2ad}) распространена в Терско-Сулакской подзоне, где залегаet с размывом на образованиях миоцена. Сложена чередованием грубозернистых песчаников, песков, глин с прослоями галечников, гравийников и известняков-ракушечников. Мощность 100–350 м. Охарактеризована фауной моллюсков: *Cerastoderma dombra*, *Aktschagyliya subcaspiya*, *Avicardium nikitini* и *Helix*, *Neritina* [29]. Возраст принят акчагыльским.

Тарумовская толща (N_{2tr}) выделяется в Ногайско-Терской подзоне и в северном направлении фациально замещает алдыкскую толщу. Изучена в разрезах буровых скважин и представлена глинами песчанистыми с прослоями песков, рыхлых песчаников, линзами галечников, конгломератов и маломощными прослоями мергелей, известняков-ракушечников. В южной части подзоны отмечаются прослой туфогенных песчаников. Мощность до 360 м. Залегаet с размывом на породах понта. Акчагыльский возраст принят по фауне: *Avimactra caspia*, *Cerastoderma dombra* и др.

Гильярская толща (N_{2gl}) распространена в Улучай-Рубасчайской подзоне вдоль побережья Каспия, где фациально замещает алдыкскую толщу. Представлена в нижней части глинами с прослоями и линзами песча-

ников, алевролитов, известняков-ракушечников, двумя прослоями (0,2 и 0,3 м) вулканического пепла. Верхняя часть характеризуется чередованием пачек (от 5 до 80 м) глин песчаных, песчаников и детритусовых известняков с галькой. Мощность от 150 до 750 м. Залегает с размывом на чуртовской серии и различных горизонтах юры, мела и палеогена. Содержит массу раковин *Cerastoderma dombra*, *Aktschagylia subcaspia*, *A. karabugasica*, *Andrusovicardium radiiferum*, *Avicardium nikitini* и др. Возраст принят акчагыльским.

Мегазона Главного хребта

Вулканогенная толща (N_2v) обнажается в пределах Верхне- и Нижнечегемского нагорий на водоразделах рек Баксан, Чегем, Гунделен, Куркужин, Шалушка.

На Верхнечегемском нагорье на плиоценовый рельеф налегает толща (1100 м) риолитовых игнимбритов серого и розовато-серого цвета, а в самом основании — смоляно-черного цвета (до 40 м). Выше следует горизонт (30–50 м) игнимбритов серо-сиреневого цвета. Последние еще выше переходят в игнимбриты риодацитового состава (30–40 м). Верхняя часть разреза представлена горизонтом (60 м) светло-серых, розоватых плотных риолитовых туфов, переходящих в кровле в рыхлые туфы. Общая мощность толщи здесь составляет от 1250 до 1550 м.

На Нижнечегемском нагорье толща с угловым несогласием залегает на разных горизонтах верхней юры, мела, палеогена и неогена. В большинстве случаев в ее основании залегают светло-серые, розовые риолитовые туфы (100–120 м), с включениями пемзы, но иногда разрез начинается с темно-серых андезибазальтовых лав (до 120 м). Выше следует горизонт (30–50 м) лавоподобных игнимбритов серо-сиреневого цвета. Последние выше постепенно переходят в игнимбриты риодацитового состава (30–40 м). Верхняя часть разреза — горизонт (60 м) розоватых риолитовых туфов, переходящих в кровле в рыхлые туфы. Общая мощность толщи от 220 до 490 м.

В целом в составе толщи преобладают вулканы кислого состава (до 95 %), а на долю средних приходится до 5 %. Магматические породы относятся к известково-щелочной серии и характеризуются близкими петрохимическими и геохимическими особенностями (обогаченность легкими РЗЭ, пониженные содержания редких элементов и элементов группы железа), что косвенно может свидетельствовать о их коровом происхождении [23].

Возраст толщи определяется значениями $(2,1 \pm 0,2)$ и $(2,6-2,8) \pm \pm 0,4$ млн лет (К-Аг). По данным других авторов, их возрастной интервал определяется в $3,2 \pm 0,6$ и $3,7 \pm 0,6$ млн лет. На основании изотопного $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования по биотиту из туфов Нижнечегемского нагорья (карьер Лечинкай) были получены значения $2,72 \pm 0,27$ млн лет, по санидину — $2,81 \pm 0,03$; по пемзовым включениям в этих туфах — $2,77 \pm 0,11$ и $2,79 \pm 0,07$ [23]. Палеомагнитные данные позволяют определять время появления риолитовых игнимбритов между концом и началом позднего плиоцена (ранний акчагыль).

Акватория Каспия

Песчано-глинистая толща (N_{1pg}) Каспия выделяется в объеме сейсмокомплекса Ia–Ikg, соответствующего тарханскому, чокракскому, караганскому и конкскому ярусам. Горизонт Ikg – среднеамплитудное низкочастотное отражение на временах от 1,0 с до 2,5 с. Сейсмозапись представлена серией субпараллельных интенсивных низко-среднечастотных отражений. В толще преобладают глины, пески, песчаники, алевролиты, мергели. Общая мощность достигает 1600 м в осевой части Терско-Каспийского прогиба, в восточной части акватории толща уничтожена предакчагыльским разрывом. В скв. Инчхе-море-16 вскрыт следующий разрез песчано-глинистой толщи: интервал 537–935 м – глины с прослоями мергелей караганского и конкского ярусов, 935–1756 м (забой) – чокракские глины с продуктивными пластами песчаников до 20–35 м. Таких пластов на месторождении – до 10. Тарханский ярус не вскрыт. Мощность песчано-глинистой толщи здесь не превышает 1200 м.

Мергельно-терригенная толща (N_{1mt}) Каспия выделяется в объеме сейсмокомплекса Ikg–I. В Терско-Каспийском прогибе в комплексе различаются две сейсмотолщи: нижняя – серия сигмоидных отражений с северным падением, указывающих на косую слоистость и поступление обломочного материала с горного сооружения Большого Кавказа; верхняя сейсмотолща – маломощная серия малоинтенсивных прерывистых отражений. За пределами краевого прогиба сейсмокомплекс имеет параллельный характер волнового рисунка при одновременном уменьшении мощности. В направлении долины палео-Волги сейсмокомплекс Ikg–I выклинивается по типу эрозионного среза. Представлена толща в основном сарматскими глинами с прослоями мергелей, известняков и песков общей мощностью до 1400 м в осевой части Терско-Каспийского краевого прогиба. Выходы известняков верхнего сармата прослеживаются по шельфу (от Дербента до Махачкалы) на 70 км при ширине 4 км. Более древние отложения сармата вскрыты скв. Инчхе-море-16 в интервале 27–537 м, где в составе терригенных пород существенную роль приобретают алевролиты, пески и песчаники. В восточной части акватории сармат полностью размыт. Горизонт I маркирует поверхность предсреднеплиоценового размыва, прослеженную по всему Каспию и привязанную к скважине ПРВ-1. На временных разрезах горизонт I опознается по прерыванию нижележащих отражений, указывающему на эрозионный врез.

Континентальная толща (N_{2kt}) Каспия ограничена сейсмокомплексом I–I⁰. Это маломощная серия субпараллельных прерывистых высокочастотных отражений. В низах комплекса, на участках максимального вреза палео-Волги, фиксируется низкочастотная бугристая сейсмофация. Времени накопления континентальной толщи соответствует региональная предакчагыльская регрессия, когда море покинуло Северный и Средний Каспий и было ограничено Южным Каспием. Континентальная толща выполняет палеоруслу Волги, Терека и Сулака и представлена песками, песчаниками, алевролитами и пестроцветными глинами мощностью до 250 м. В Южном Дагестане (левый берег р. Самур) скважинами вскрыты бурые сильнопесчанистые глины с известковистыми включениями и обломками серовато-бурых глин мощностью до 90 м.

Глинисто-песчаная толща (N_{2gr}) регистрируется в море как сейсмокомплекс I^0-B — серия сигмоидных отражений с северной экспозицией, переходящих по падению в сторону Дербентской котловины в мало-мощную высокоамплитудную депрессионную сейсмоторлщу. В сторону кряжа Карпинского сейсмокомплекс срезается по типу стратиграфического несогласия. В зоне прибортовой складчатости Терско-Каспийского прогиба толщу слагают глины, детритусово-ракушечные известняки с прослоями песков и песчаников мощностью от 0 до 400 м. В южной и юго-западной прибрежной части прогиба распространены пески, песчаники и глины. На южном борту прогиба толща включает прослой пепла. В осевой части прогиба развиты песчанистые глины с прослоями песков, песчаников и мергелей мощностью до 500 м. В Дербентской котловине нижняя часть разреза сложена песками, вверху преобладают глины, мощность до 60 м. Сейсмозапись МОГТ в море и в Восточном Предкавказье — клиноморфная. Наклон косых серий свидетельствует о кавказском источнике сноса. Горизонт В — высокочастотное среднеамплитудное отражение, привязанное по скважине ПРВ-1 к кровле ачкагыла.

НЕОГЕНОВАЯ И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМЫ

Пролувий с участием вулканитов. Аллювий, лимноаллювий, аллювиомариний (свита Рухс-Дзуар) (PN_2-Erd). Эти отложения распространены в пределах межгорной аккумулятивной равнины Терско-Сунженской складчатой области (3). Свита изучена по выходам на поверхности в полосе Черных гор. Представлена конгломератами, галечниками, валунниками, в различной степени сцементированными, с линзовидными прослоями дресвяников, гравелитов, разнозернистых песков, желто-бурых глин и суглинков. На отдельных участках отмечаются горизонты туфопесчаников, туфов, туфобрекчий, переотложенных вулканических пеплов, пемзоконгломератов, общее содержание которых достигает 25–30 %. Мощность прослоев вулканогенных пород может достигать первых десятков метров (до 64 м на Гизельдонском месторождении). Характерной особенностью свиты является состав гальки и валунов, состоящих на 90 % из вулканических пород (андезитов, дацитов и их туфов). Реже встречается галька метаморфических и осадочных пород. Мощность отложений в полосе выходов 400–1000 м, в Осетинской впадине — до 1500 м. Свита залегает с угловым несогласием на отложениях лысогорской свиты.

В северной части Осетинской впадины и на Сунженском хребте (эльховская свита) низы разреза сложены преимущественно песчано-глинистыми отложениями прибрежной лагуны или опресненного озера-моря: переслаивание конгломератов, песчаников, песков с прослоями глин, мощность 200 м. Выше (250 м) преобладают туфогенные песчаники с прослоями конгломератов, песков глинистых, глин, пемзовиков. Завершают разрез валунно-галечники и конгломераты, с прослоями разнозернистых песков, реже глин и вулканического пепла. Мощность 200 м. Ачкагыл-апшеронский возраст определяется по находкам в нижней части (б. Заманкул) ачкагылской морской фауны *Cerastoderma dombra*, *Avimactra subcaspi*, в верхней — наземных апшеронских

моллюсков *Chondrula tchetchenica*, *Tropidomphalus* sp., *Helicella* cf. *crenimargo* и др. К образованиям свиты приурочены месторождения пемзы, пепла.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Сложность геоморфологического строения территории определило развитие большинства существующих генетических типов четвертичных отложений — от морских в акваториях и равнинных районах до аллювиальных, склоновых, вулканогенных и ледниковых в горной части Западного, Центрального и Восточного Кавказа.

В основу расчленения этих образований легли рабочая стратиграфическая схема четвертичных отложений Северного Кавказа, утвержденная Северо-Кавказским РМСК (1995) и Серийная легенда Скифской (Южно-Европейской) серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1: 1 000 000 (третье поколение), принятая НРС МПР в 2003 г.

Согласно принятому авторами районированию, в акваториях Черного и Каспийского морей соответственно выделяются: в глубоководной части — абиссальная равнина (Дербентская котловина), континентальный склон и подножие (материковый склон), и наконец, шельфовые равнины. Суша представлена среднегорными хребтами современного и древнего оледенения Западного Кавказа, высоко- и среднегорными хребтами Центрального и Восточного Кавказа, низкогорными эрозионно-тектоническими хребтами и межгорными равнинами Терско-Сунженской складчатой области, Минераловодской тектонической равниной, Предкавказской лессовой денудационно-аккумулятивной равниной, Терско-Кумской аллювиально-морской равниной и Дагестанской абразионно-аккумулятивной и эрозионно-аккумулятивной равниной.

Ниже приводится описание основных образований четвертичной системы.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Суша

Мариний апшеронский (mЕар) распространен в пределах низкогорных хребтов и межгорных аккумулятивных равнин Терско-Сунженской области и прибрежных областей Горного Дагестана. Наиболее полно апшерон вскрыт по рекам Аксай, Ямансу и Ярыксу. В разрезе преобладают светлые известковистые глины, песчаники и пески с мелкой галькой. Часто встречаются линзовидные прослои мергеля, ракушечника, гравия и конгломерата. В верхах разреза по р. Ярыксу встречены обуглившаяся древесина и наземные гастроподы. Общая мощность осадков до 600 м. Возраст характеризуется фауной *Dreissena rostriformis* Desh., *Apsheronia propingua* (Eichw.), *Monodacna caucasica* Andr., *Didacna hyrcana* Andr. и др.

На абразионных уступах Дагестанского побережья фрагменты апшеронских террас находятся на абсолютных высотах от 300 до 400 м, где без

видимых несогласий перекрывают акчагыльский региоярус, а в районе с. Каякент с размывом залегают на карагане. Здесь преобладают прибрежные фации, представленные конгломератами с прослоями песчаников, песков, глин и известняков-ракушечников с апшеронской фауной. Мощность от 5 до 50 м.

В разрезах Бовтуганской возвышенности апшероном датируется 100-метровая толща галечников, венчающая поверхность массива Чапчак. С ней коррелируются террасовые галечники в долинах рек Монас—Черкей—Инчхе—Озень мощностью до 100—150 м. Отдельные террасовые уровни имеют палеонтологическую характеристику.

Аллювий комплекса эоплейстоценовых террас (аЕ) в районе Минераловодской равнины объединяют до пяти разновысотных террас, состоящих из валунно-галечников и гравийников с пропластками и линзами песков, супесей, глин, пеплов и пемзы мощностью от 2—5 до 30—40 м.

В долине Кубани и ее левобережных притоков (рек Бол. и Мал. Зеленчук, Уруп, Лаба, Белая и др.) представлен аналогичными образованиями с *Arhidiscodon miridionalis* Nest. Мощность до 80 м.

Аллювий заманкульский распространен в пределах Кабардинской и Осетинской наклонных равнин и низких хребтов. Представлен рыхлыми конгломератами с примесью вулканитов мощностью до 250 м и является возрастным аналогом эоплейстоценовой части свиты Рухс-Дзуар.

Черное море

Мариний, туапсинская толща (m^сЕтп) распространена в Черном море — сейсмокомплекс В—Б. В Туапсинском прогибе — серия параллельнослоистых среднеамплитудных отражений, характерная для морских мелководных глинистых осадков. Толща выдержана по сейсмозаписи, но в ядрах антиклиналей ее типичные признаки часто теряются. *Горизонт В* — опорная граница в подошве квартера с выдержанной динамической характеристикой (3—6 параллельных высокоамплитудных отражений). Корреляция ведется по самой отчетливой верхней фазе. Выше горизонта В частотность разреза возрастает. На валу Андрусова горизонт В проходит на времени 1 с от морского дна (900 м). Мощность толщи 180 м. В Туапсинском прогибе горизонт В — поверхность структурного несогласия, связанного с преапшеронской фазой складчатости и регрессией. Туапсинская толща покрывает большую часть прогиба, широко развита на территории листе К-37-III и размыта у его восточной рамки, переходя на лист К-37-IV в виде мелких пятен, в нижней части материкового склона лежит на плиоцене, выше — на миоцене, майкопе и, наконец, на эоцене. Мощность толщи в прогибе до 900 м.

Глины эоплейстоцена (12 образцов) — серые, темно-серые и зеленовато-серые алевритистые, известковистые. Фракция 0,005—0,010 мм составляет в среднем 60 %, 0,01—0,05 мм — 32 % и >0,05 мм — 5,00 %, т. е. формально это — алевриты (не ясна доля агрегатов частиц). Состав глин: иллит — 63—69 %; хлорит + каолинит — 25—29 %; монтмориллонит — 6—10 %;

по составу песчано-алевритовой фракции мало отличаются от современных илов. Содержат псевдоолиты, молодь гастропод, пелелипод, зубы и отолиты рыб, переотложенных фораминифер палеогена и остракод: *Caspiocypris filona* (Liv.), *C. schneiderae* (Liv.), *Leptocythere cellula* (Liv.), *L. multituberculata* (Brady), *L. ex gr. martha* Liv., *L. olivina* (Liv.), *L. naca* (Meches), *L. propinqua* var. *cymbula* Liv., *L. parallela* Liv., *Leptocythere saluta* Liv., *L. striatocostata* Schw., *Cyprideis* aff. *punctillata* (Brady), *Caspiolla acronasuta* (Liv.), *Loxococoncha petasus* Liv., *L. eichwaldi* Liv., *L. kalickyi* Lub., *L. djaffarovi* (Sch.n.), *Candona candida* (Mull.), *C. cavis* Mand., *Candoniella formosa* (Liv.), *C. aff. albicans* (Brady), *Liventalina gracilis* (Liv.), *Cytherissa naphtatscholana* Liv., *C. bogatschovi* Liv., *C. bogatschovi* var. *triformis* Liv., *Bacuniella dorsoarcuata* (Zal.), *Pontiella acuminata* (Zal.), *P. schemachensis* Mand., *P. ex gr. minna* (Baird), *P. loczyi* (Zal.), *P. maxi* Burckackyi, *Limnocythere* sp. [7]. Комплексы остракод Туапсинского прогиба близки к каспийским, в них нет представителей рода *Trachyleberis*, до 18 видов которых известно в гурийских слоях Гурийского прогиба [134]. Преобладающая связь с бассейнами Предкавказья позволяет относить рассматриваемые отложения к апшеронскому, а не гурийскому горизонту. Мощность толщи достигает в синклиналях Туапсинского прогиба 500–900 м, уменьшаясь на сводах антиклиналей, иногда до полного выклинивания; на валу Шатского — от 300 до 400 м.

Каспийское море

Мариний апшеронский (m^сЕар) в акватории Каспийского моря залегает с размывом на акчагыльском регионаресе. На временных разрезах соответствует сейсмокомплексу В–Б — клиноморфному, но со смещением косослоистой части разреза в сторону областей сноса (к югу и юго-востоку). Коррелируется сейсмокомплекс В–Б горизонтом Б — прерывистое среднечастотное отражение с переменной амплитудой, которое перекрывает сигмовидные отражения клиноформ акчагыла и апшерона и привязывается в скв. ПРВ-1 к подошве неоплейстоцена. Отложения представлены песками, глинами с примесью алевритового и песчаного материала с прослоями мергелей. В разрезе Терско-Каспийского прогиба пески преобладают над глинами. В скв. ПРВ-1 зафиксированы серые и бурые неслоистые глины с прослоями глинистых мергелей. Мощность отложений на шельфе от 0 до 300 м, на материковом склоне увеличивается до 400 м, а к центру Дербентской котловины уменьшается до 50–100 м.

ПЛЕЙСТОЦЕН

Суша

Лессоид и почвенный элювий плейстоценовый (L, e_p) распространен в Минераловодской эрозионно-аккумулятивной равнине и в предгорьях Кавказа. Комплекс представлен пестроцветными глинами, суглинками, иногда с примесью песков и супесей с горизонтами ископае-

мых почв или педокомплексов. Это типичные покровные образования, поэтому их положение не поддается гипсометрическому контролю. Мощность до 100 м. Ископаемые остатки мелких млекопитающих в плейстоценовых лессах почти не известны, крайне скудны и палинологические данные. Более полный палеомагнитный разрез лессово-почвенных образований был изучен на соседней с севера площади, у с. Отказное, где помимо неоплейстоценовой зоны Брюнес бурением была вскрыта верхняя часть зоны Матуяма [133]. В пределах зоны Матуяма выделено три интервала прямой полярности, которые могут быть идентифицированы соответственно с хронами Харамильо (0,99–1,07 млн лет), Кобб Маунтин (1,21–1,24) и Олдувей (1,77–1,95 млн лет) общей магнитостратиграфической шкалы (возможен вариант – Харамильо, Олдувей и Реюньон) [131]. В зоне Брюнес выделено шесть г-микрзон, но достаточно надежную возрастную привязку имеет самая верхняя микрizona, приуроченная к основанию голоценовой почвы, сопоставленная с микрзоной Гетеборг (около 12 тыс. лет). По петромагнитным характеристикам лессово-почвенный комплекс в пределах зоны Брюнес расчленен на нижний, средний и средний–верхний неоплейстоцен.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Неоплейстоцен, в виде покровно-прерывистого чехла, распространен практически повсеместно и представлен различными типами морских и континентальных образований, часто в сложных парагенетических сочетаниях.

Нижнее звено

Суша

Мариний (mI). На Черноморском побережье слагает аккумулятивные части Псезуапсинской, Идукопасской и Вуланской террас, где представлен галечниками, гравийниками с редкими валунами и прослоями песков (до 7–8 м) с фауной моллюсков *Didacna tshaudae* Andr., *D. Ef. pseudocrassa* Pavl., *D. parvula* Nal., *D. cf. rudis* Nal. В приморской равнине Горного Дагестана представлен бакинским маринием при участии морского ундалювия и коррелируется с чаудинскими и древнеэвксинскими горизонтами, образует IV морскую террасу Каспийского побережья к югу от г. Махачкалы и участвует в строении высоких террас рек Сулак, Курах и Самур. Отложения представлены конгломератами, детритусовыми известняками, песками и глинами мощностью от 5–10 до 150 м. Осадки содержат фауну нижнего неоплейстоцена *Didacna ef. catillus* Eichw., *D. parvula* Nal., *D. polimorfa* Pall., *D. pontocaspia* Nal. и др. [120].

В Прикаспийской и Терско-Кумской равнинах бакинский мариний включает прибрежно-морские и дельтовые отложения. Они залегают на размытой поверхности апшерона и сложены переслаиванием синевато-серых тонкозернистых песков и глин песчанистых. Возраст обоснован на-

ходками моллюсков *Didacna catillus* Eichw., *D. parvula* Nal., *Monodacna* cf. *caspia* Eichw., *Dreissena pontocaspia* Andr. [120].

Аллювий (al) распространен в бассейнах Кубани, Кумы, Терека, Сулака, Самура и более мелких рек. Здесь наблюдается до пяти уровней разновысотных террас, сливающихся вниз по течению. Отложения представлены галечниками, валунами и песками с линзами и прослоями супесей и глин. Мощность более 50 м. Здесь найдены *Archidiscodon meridionalis nesti*, *Rhinoceros etruscus*, *R. mercki*, *mytomis* и др. [120].

В бассейне р. Кума выделяется так называемый комплекс эссентукских террас, включающий от одного до четырех уровней общей мощностью до 40–45 м.

В долинах южного склона Западного Кавказа (реки Туапсе, Псезуапсе, Шахе, Сочи и др.) мощность аллювия террас (до двух–трех уровней) в горах не превышает 10–12 м, увеличиваясь к устьям. Они увязаны с прибрежно-морскими отложениями, охарактеризованными фауной (Несмеянов, Измайлов, 1995). На Центральном и Восточном Кавказе в аллювии (от одного до шести уровней) преобладает грубый валунно-галечный материал мощностью до 100–200 м.

В пределах низкогорных хребтов и межгорных аккумулятивных равнин Терско-Сунженской области аллювий входит в состав верхних моласс, выполняющих впадины. На пересечении хребтов он слагает один–два уровня террас и представлен галечниками и гравийниками мощностью до 5–10 м. Во впадинах мощность сложнопостроенных аллювиальных толщ увеличивается до 250 м.

Черное море

Мариний нижнечаудинский (m^sI_{1-3}) – параллельнослоистая сейсмолоща Б–А мощностью до 280 м, сопоставляемая в центре Черного моря с известковыми илами пачки 9 скв. 379 DSDP [163]. *Горизонт А* проходит у верхней границы пачки, в 440 м под дном моря, *горизонт Б* – на времени 0,8 с (720 м) ниже дна моря. Горизонт Б – предчаудинская эрозионная поверхность. На материковом склоне сейсмолоща Б–А ингрессивно заполняет врезанные в сходную по сейсмозаписи туапсинскую толщу реликтовые синклинальные долины притоков палео-Бзыби. На материковом подножии и абиссальной равнине откартирована при подготовке листа к изданию погребенная долина этой реки, которая за пределами листа сливалась с палео-Доном и впадала в Восточно-Черноморскую впадину. Горизонт Б прокоррелирован от подошвы глубоководного конуса Дона по всей экономзоне РФ. На ее северо-востоке с глубоководным конусом синхронна выходящая к морскому дну параллельно-слоистая сейсмолоща мощностью до 500 м, подобная по облику сейсмолоще апшерона. Ранее здесь всеми, включая авторов, выделялись глубоководные конусы выноса Мзымты и Шахе. Однако характер слоистости и отсутствие сейсмофаций турбидитов показывают, что толща формировалась в условиях нефелоидной шельфовой седиментации. Более того, мощность «конуса Шахе» конседиментационно увеличивается на крыле антиклинали в сторону глубокого моря (!) с 220 до 400 м.

Можно считать доказанным, что в юго-восточном направлении происходит фаціальная смена глубоководных отложений мелководными. По данным НСАП 1988 г., в Абхазии и Колхиде мелководные осадки плейстоцена с сохранением мощности переходят с шельфа на новообразованный материковый склон и «бронировать» его, осложняясь оползнями. Ниже по склону следуют сейсмofации глубоководного заполнения Восточно-Черноморской впадины. Глубоководные конусы Кодори, Ингури, Риони [102] не существуют, т. к. эта часть впадины погрузилась совсем недавно. Очевидно, был близок к истине Ю. Н. Пастушенко (1964), приводя доводы в пользу ее окончательного формирования в голоцене.

Материалы НСАП позволяют сделать вывод об изменении времени заложения материкового склона от нижнего плейстоцена под глубоководными конусами Дона и Кубани до среднего—верхнего плейстоцена — в Сочинском районе и Абхазии. В долине Кумани (ст. 1576) поднята серая неслоистая глина с редкими белыми раковинами чаудинских моллюсков [144]; южнее (ст. 0141/92) — серые известковистые глины с чаудинскими остракодами: *Caspiocypris schneiderae* (Liv.), *C. filona* (Liv.), *C. subdeclivis* (Liv.), *C. ex gr. candida* (Mull.), *Leptocythere bona* Stepan., *L. multituberculata* (Grady), *L. cellula* Liv., *Loxococoncha eichwaldi* Liv. var. *tuberculata* Liv., *L. petasus* Liv., *Cyprideis* aff. *punctillata* (Grady) и личинками пелеципод: *Dreissena* aff. *bugensis* Andrus., *Congerina* sp. [123]; в каньоне р. Шахе — черные известковистые глины с массой ожелезненных члеников водорослей, фораминиферами *Porosononion* sp. и чаудинскими остракодами *Cypris subglobosa* (Sowerby), *Leptocythere leonidi* Liv., *L. scita* Stepan., *L. multituberculata* Liv. *Caspiocypris* aff. *filona* (Liv.), *C. rotulata* (Liv.). Мощность нижнечаудинских слоев до 400 м.

Реликты палеоканьона Псезуапсе(?) видны в Пластунской мульде на шельфе (100 м) и в синклинали на материковом склоне (300 м). По-видимому, того же возраста — осадки палеодолины р. Сочи(?) мощностью 100 м, восточнее каньона Шахе, с параллельной и слабоволнистой слоистостью. Наклон параллельных слоев под углом 2—3° говорит о более позднем возникновении склона.

Мариний верхнечаудинский (m^sI_{4-5}) на материковом склоне Черного моря выражен сейсмокомплексом А—А¹. По косвенным (сейсмofациальным) признакам литологический состав отложений — преобладающе глинистый. В локальном плане отложения пространственно тяготеют к синклинали долинам. Мощность отложений до 200 м.

Аллювий нижнечаудинский (a^sI_{1-3}). Фрагменты неглубоко погребенной древней гидросети с линзовидными телами «мутной» сейсмofации сохранились в нижней части материкового склона. Они интерпретируются как верховья отмеченных выше синклинали долин, заполненных песчано-алевритовым с глиной аллювием мощностью до 100 м, шириной до 8 км. Вследствие уплотнения и просадки окружающих глин над долинами возникли валообразные поднятия высотой до 15 м [7]. Возраст принят по положению в разрезе и сопоставлению с сейсмоллшей Б—А.

Каспийское море

Тюркянский мариний ($m^s I tk$) распространен на шельфе Среднего Каспия, где органичен сейсмокомплексом Б—А. Следы континентального перерыва между апшеронскими и бакинскими морскими осадками прослеживаются по сейсмическим данным с берега в море в виде поверхности выравнивания вплоть до материкового склона. Сейсмокомплекс представлен маломощной параллельнослоистой выклинивающейся на прибрежном шельфе сейсмопачкой, сложенной, по данным опробования, глинами с прослоями песков. Мощность до 80 м. Коррелируется сейсмокомплекс Б—А горизонтом А — прерывистое с переменной амплитудой средне-частотное отражение, отделяющее параллельнослоистую сейсмофацию от вышележащей волнисто-бугристой. Горизонт приурочен к поверхности предбакинского шельфа, прослеженной по всему Среднему Каспию. Его тюркянский возраст подтвержден остракодами с верхней части материкового склона против Дербента (Лебедев и др., 1976).

Морской декливиий, тюркянские оползневые фации ($md^s_{op} I tk$) распространены на материковом склоне, где на сейсмоакустических профилях в турбидитах сейсмокомплекса Б—А отмечено оползание без нарушения сплошности. Сейсмозапись «чешуйчатая», полого-волнистая, в низах более осветленная. Волнистость становится менее выраженной по мере выполаживания склона к Дербентской впадине. Отражения горизонта не повторяют рельеф дна, что позволяет сделать вывод о самостоятельном оползании в тюркянское время. Отложения представлены глинами мощностью до 55 м.

Тюркянский морской турбидит ($mt^s I tk$) развит в Дербентской котловине и частично на материковом склоне, где связан с мутьевыми потоками и подводными оползнями. Представлен хаотически-косослоистой сейсмофацией турбидитов глинистого состава мощностью около 60 м (сейсмокомплекс Б—А).

Морской декливиий, бакинские оползневые фации ($md^s_{op} I b$) распространены на материковом склоне, где на сейсмоакустических профилях в маринии сейсмокомплекса А—А' отмечено оползание без нарушения сплошности. Сейсмозапись «чешуйчатая», полого-волнистая, в низах более осветленная. Волнистость становится менее выраженной по мере выполаживания склона к Дербентской впадине. Отражения горизонта не повторяют рельеф дна и не наследуют рельеф нижележащего тюркянского морского декливиия, что позволяет сделать вывод о самостоятельном оползании в бакинское время. Глины алевроитовые с прослоями песков, мощность до 50 м.

Бакинский мариний ($m^s I b$) залегает с размывом на апшероне или тюркянском горизонте. На временных разрезах соответствует сейсмокомплексу А—А', представленному на разрезах ОГТ параллельнослоистыми прерывистыми, местами хаотическими и бугристыми осями синфазности. На разрезах НСАП комплекс отличается непротяженными, слабоинтенсивными отражающими площадками, причем в верхней части комплекса нередко переходы к хаотической сейсмозаписи. Коррелируется сейсмокомплекс А—А' горизонтом А' — разделяющим два типа сейсмозаписи. Выше него

НСАП регистрируются слоистые толщи с подчиненным распространением участков «акустически прозрачной» и неслоистой сейсмозаписи, а ниже — толща с непротяженными, неинтенсивными отражающими площадками, корреляция которых практически невозможна. Горизонт А' привязан по скв. ПРВ-1 к кровле бакинских слоев. Отложения представлены глинами алевроитовыми с прослоями песков и песками. Мощность максимальна в осевой части Среднего Каспия (по данным ОГТ в районе скв. ПРВ-1 — 250 м), в сторону береговой линии она резко сокращается до полного выклинивания. На незначительной части материкового склона отложения отсутствуют, в Дербентской котловине мощность сокращается до 30–50 м.

Среднее звено

Суша

Вулканит (vIII). К вулканогенной формации отнесены вулканиты Верхнечегемского нагорья, представленные делленитами, дацитами и андезидацитами с горизонтами шлаков и лавобрекчий гор Кум-Тюбе, Кюген-Кая, Водораздельная и останец андезитового потока в верховьях р. Кестанта. Мощность толщи 200–300 м. Они перекрывают морену предпоследнего оледенения, поэтому возраст принимается как среднеплейстоценовый [162].

Мариний (mII) Черноморского побережья слагает аккумулятивные части Пшадской и Ашейской террас, сложен валунно-галечниками и конгломератами с прослоями песков и глин. Мощность — 5–12 м. В глинах встречены *Chione gallina* Lam., *Paphia discrepans* Mill., *Solen vagina* Lam., *Didacna raricostata* Pp. и др. (Несмеянов, Измайлов, 1995).

В приморской равнине Горного Дагестана мариний хазарский при участии морского ундальювия коррелируется с узунларским, ашейским и частично карангатским горизонтами. Террасы расположены на высотах 30–90 до 170 м и слагают до пяти уровней. Сложены конгломератами, детритусовыми известняками, песками и песчаниками. Мощность до 26 м. Здесь были собраны *Didacna pallasi* Prav., *D. ex gr. catillus* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall. и др. Возраст TL 144–340 тыс. лет, U/J > 250 тыс. лет.

Гляциал (gII). К ледниковым среднеплейстоценовым образованиям условно отнесены скопления валунов и глыб на небольших площадях Осетинской, Кабардинской и Чеченской равнин, на седловинах Сунженского и, частично, Терского хребтов. Эти отложения не создают гляциальных покровов, не связаны с современным рельефом, и пути их транзита утратили связь с областями сноса. С такой же мерой условности, к гляциальным отнесены гляциофлювиальные образования в районе Северо-Юрской, Балтинской, Тарской депрессий и на других площадях Центрального и Восточного Кавказа. Они образуют пологоступенчатую террасовую поверхность, сложенную слабосортированными валунными галечниками с прослоями песков и гравия и являются скорее всего отложениями перемытой морены. Мощность до 60 м [162]. Возраст принят условно, по положению в разрезе (см. схему соотношений).

Аллювий (аII) Кубанской эрозионно-аккумулятивной равнины участвует в строении двух—четырех уровней террас высотой 35—45 м. Рыхлый материал представлен галечниками, гравийниками и песками с линзами глин. Мощность 70—80 м.

Аллювий высокоподнятой части территории Минераловодской равнины слагает Джамгатский комплекс террас, высотой 55—85 м, увязанных в возрастном отношении с соответствующими уровнями травертинов горы Машук, в составе которых известны находки костей крупных млекопитающих среднеплейстоценового возраста. Данный комплекс террас слагает обширные междуречные поверхности, и среди покрывающих их галечников иногда встречаются обломки гранитов и кристаллических пород Главного хребта, не связанных с бассейном р. Кума.

На южном склоне Западного Кавказа аллювий слагает Изумрудную VII (выс. 69—78 м), Гренадскую VI (выс. 60 м; TL — 290 тыс. лет) и Партизанскую V (выс. 48—50 м; TL — 185—275 тыс. лет) террасы, сложенные валунно-галечниками, гравелитами, песками. Мощность от 2 до 20 м.

На Центральном и Восточном Кавказе аллювий трех—четырех уровней террас высотой до 200—400 м представлен валунниками и галечниками, постепенно переходящими вниз по течению в гравийники и пески. Мощность 100—200 м.

В Терско-Сунженской складчатой области аллювий террас основных рек на участках прорыва хребтов залегает на относительных высотах 50—70 м. Представлен галечниками водоразделов мощностью до 10—15 м.

К среднему звену относятся отложения VII—XIII аллювиальных террас в долине р. Сулак. Они сложены галечниками, конгломератами и суглинками мощностью от 1,5 до 25,0 м.

У с. Бавтугай аллювий с угловым несогласием залегает на акчагыл-апшеронских отложениях, имеет в основании валунно-галечные конгломераты и перекрывается бурыми латеритными суглинками мощностью 10—12 м.

При выходе на равнину отложения образуют скопления галечников, глинистых песков и супесей. Их размыв хвалынским морем (ниже уровня 50 м) позволяет отнести эти осадки к среднему звену. Мощность отложений 100—150 м.

На Дагестанском побережье выделяются три уровня аллювиальных террас (реки Уллучай, Курах, Самур и др.). Аллювий представлен валунами и галечниками с прослоями супесей и глин мощностью до 40 м. В долинах малых рек преобладают пески, галечники с покровом суглинков до 8—10 м.

Мариний узунларский (m^sII) — сейсмокомплекс А''—А''' на материковом склоне или в абиссальной равнине: илы пелитовые с прослоями песка и алевроита, терригенные, серые с включениями гидротроилита. Мощность до 200 м. Возраст принят согласно материалам [163, 164].

Нижнее—верхнее звено

Суша

Лессоид (L, e_pI—III) распространен на склонах Терского, Сунженского, Брагунского и Новогрозненского хребтов. Представлен лессовид-

ными суглинками, глинами облессованными с двумя-тремя горизонтами погребенных почв или педокомплексов. Мощность лессов непостоянна, максимальная (65 м) находится у подножия склонов. Возраст принят условно, по соотношению с другими образованиями.

Черное море

Мариний верхнечаудинско-посткарангатский ($m^s I_4 - III_3$) слагает всю верхнюю часть четвертичного разреза над сейсмогоризонтом А в пределах Восточно-Черноморской впадины, за исключением ее области, занятой глубоководными конусами выноса Дона—Кубани. В разрезе скв. DSDP 379 (пачки 1—8, 453 м): чередование терригенных илов (пачки 8, 6, 3) и терригенных илов, обогащенных диатомеями и кокколитами (пачки 9, 4, 1) с прослоями сапропелевого ила (пачки 5, 2). Максимальная мощность отложений до 500 м. Возраст принят условно, по положению в разрезе.

Морской турбидит, дельтовые фации ($mt^s_d I_4 - III_3$) слагает верхнечаудинско-посткарангатские конусы выноса Кубани—Дона, выделяемые в границах сейсмокомплекса А—Д. В пределах изученной акватории конусы представлены лишь своими дистальными частями. По аналогии с соответствующим интервалом скв. 379 литологический состав отложений соответствует терригенным алевропелитовым и пелитовым илам. Максимальная мощность достигает 1500 м. Возраст принят условно, по положению в разрезе сейсмокомплекса А—Д.

Мариний древнеэвксинский—посткарангатский ($m^s I_6 - III_2$) — сейсмокомплекс А'—Д на материковом склоне или А'—А''' — в абиссальной равнине со следами оползания без нарушения или с нарушением сплошности. В скв. 379 DSDP — пачка 3: илы серые пелитовые с гидротроилитом, прослоями песка и алеврита. Мощность — до 500 м. Возраст принят условно, по положению в разрезе сейсмокомплексов А'—Д и А'—А'''.

Среднее—верхнее звено

Суша

Лессоид (L, $e_p II - III$). Лессовидные суглинки с горизонтами палеопочв залегают на различных, преимущественно апшеронских, горизонтах и протягиваются полосой к северу от долины р. Терек. Суглинки палево-бурые, нередко лессовидные, пористые, комковатые с мицелиями и карбонатными включениями. Палеопочвы (до четырех горизонтов) представлены коричнево-бурыми, комковато-землистыми суглинками мощностью 0,2—0,8 м. Они группируются в два-три пакета, условно принимаемые за основания среднего и верхнего звена, что определяет возраст отложений. Верхний, наиболее мощный (1,9—3,0 м), пакет палеопочв является, видимо, микулинским горизонтом в подошве верхнего звена. Мощность отложений 61 м.

Мариний хазарский ($m II - III_{hz}$) широко распространен в Прикаспийской и Терско-Кумской равнинах. Это морские, реже озерные отло-

жения, отделенные от подстилающих осадков нижнего неоплейстоцена существенным перерывом со следами вреза. Представлен песками, глинами, ракушечниками, реже галечниками мощностью до 150 м с богатой фауной моллюсков *Didacna cristata* Vog., *D. naliykini* Wass., *D. pallasii* Prav.

Аллювий (aII–III) р. Самур слагает VII–XI речные террасы высотой от 75 до 210 м. Образования представлены глинами песчанистыми, сопоставляемыми с верхне-нижехазарским (тюркянским) маринием [44]. Мощность 12–20 м и более.

Каспийское море

Хазарский мариний (m^s II–III hz) в акватории Каспия с размывом залегает на бакинских осадках и выделен в объеме сейсмокомплекса A'–A''. На разрезах НСАП сейсмокомплекс характеризуется отчетливой слоистостью, выдержанной на больших расстояниях, что отличает его по типу сейсмозаписи от выше- и нижележащих комплексов. Коррелируется сейсмокомплекс горизонтом A'' – нижняя граница распространения «акустически прозрачных» линз, сопоставляемая с подошвой хвалыньских слоев. Отложения представлены глинами с прослоями песков, общая мощность до 130 м. Мощность, по данным НСАП, в районе скв. ПРВ-1 составляет 40 м, южнее в сторону Дербентской котловины мощность постепенно увеличивается. На территории шельфовой равнины, материкового склона и Дербентской котловины преобладают глины. Ближе к берегу на площади аккумулятивного шельфа разрез опесчанивается, в основании встречаются линзы галечников. Возраст принят условно, по положению в разрезе сейсмокомплекса A'–A''.

Морской декливиий–хазарские оползневые фации (md^s_{op} II–III hz) распространены на материковом склоне и частично в Дербентской котловине, где на разрезах НСАП в маринии сейсмокомплекса A'–A'' отмечено оползание без нарушения сплошности. Сейсмозапись «чешуйчатая», полого-волнистая, в низах более осветленная. Волнистость становится менее выраженной по мере выполаживания склона к Дербентской впадине. Отражения горизонта не повторяют рельеф дна и не наследуют рельефа нижележащего и вышележащего морского декливиия, что позволяет сделать вывод о самостоятельном оползании в хазарское время. Глины с прослоями песков, мощность – до 100 м. Возраст принят условно, по положению в разрезе сейсмокомплекса A'–A''.

Верхнее звено

Суша

Лессоид (L, e_pIII) слагает Терско-Кумскую равнину. Представлен суглинками желтовато-коричневыми, лессовидными, пористыми с частыми карбонатными стяжениями. Палеопочвы (до двух горизонтов) представлены коричневатобурными суглинками плотными комковатыми мощностью

до 0,8 м. Мощность отложений до 41 м. Возраст TL – от 28 до 90,8 111 тыс. лет.

Мариний верхнего звена (mIII). На Черноморском побережье слагает аккумулятивные части Шахейской, Агойской и Сочинской террас, где представлен галечниками, ракушечниками и гравийными песками с прослоями глин. Мощность 3–30 м. Из этих отложений собраны: *Cardium tuberculatum* (L.), *Paphia senescens* (Сос.), *Venus verricosta* L., *Didacna* cf. *moribunda* (Andr.), *Dreissena polymorpha* (Pal.) и др.

В прибрежных частях Терско-Кумской и Дагестанской равнин мариний верхнего звена коррелируется с карангатским, сурожским и новоэвксинским горизонтами.

В Прикаспийской низменности мариний хвалынский завершает осадки двух трансгрессий Каспийского моря. Распространен на абсолютных отметках от +50 до 0 м. Представлен прибрежными и мелководными песками, «шоколадными» и зеленоватыми глинами, реже галечниками мощностью более 10 м с характерной фауной *Didacna surachanica* Andr., *D. cristata* Vog., *D. ebersini* Fed., *Monodacna caspia* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall. Морской ундалювий Дагестанской равнины слагает аккумулятивные части шести террас, где представлен гравийно-галечными отложениями с прослоями и линзами песков, супесей и глин мощностью до 40 м, содержащих фауну: *Dreissena polymorpha* Pall., *Dr. rostriformis* Desh., *Didacna crassa* Eichw. и др.

Аллювиальные и озерные отложения (а, III) развиты между Лесистым и Пастбищным хребтами и в пределах Тарской котловины. В узкой полосе некогда разрозненных озер, в депрессии между хребтами, накапливались глины, торфяники, пески и галечники мощностью до 20 м. Образование этих отложений, вероятно, связано с последним оледенением, поэтому возраст определяется как позднелепесточный.

Аллювий (аIII) получил развитие во всех структурно-фациальных зонах. Состав аллювиальных комплексов варьирует в широких пределах и в значительной степени зависит от вертикальной расчлененности рельефа и удаленности от горного сооружения. Аллювий рек, не связанных с горами, представлен различными сочетаниями песков, супесей, суглинков и глин. Во впадинах террасы погружены под голоценовые образования, и в направлениях морских бассейнов замещаются дельтовыми и морскими осадками. Мощность отложений не превышает 25 м.

Аллювий горных рек представлен валунно-галечниками, галечниками и гравийниками с прослоями песков. Мощность Пятигорского комплекса рек Кумы и Подкумка – 15–20 м, в бассейне Сулака, Самура, Терека – до 80–100 м, на территории Осетинской впадины – более 300–400 м. На разных участках террасы трансформируются из цокольной в аккумулятивную. TL-датировки в диапазоне 24–111 тыс. лет [53, 120].

Каспийское море

Хвалынский мариний (m³III_{lv}) распространен повсеместно, залегает с размывом на хазарских отложениях и представлен сейсмокомплексом А''–Д. На профилях НСАП сейсмокомплекс характеризуется пере-

слаиванием хорошо стратифицированных сейсмопачек с «акустически прозрачными» линзами. В стратифицированных пачках наблюдаются выклинивания и литологические замещения слоев. Коррелируется сейсмокомплекс горизонтом Д — граница 1–2-фазной четкой записи, сопоставляемая с подошвой новокаспийских слоев. Хвалынский комплекс прорезают палеоруслу мангышлакского возраста глубиной 10–30 м (падение уровня моря — до 50 м). Отложения представлены глинами алевроитовыми с песками, ракушей и ракушечным детритом. По данным НСАП, в районе скв. ПРВ-1 мощность отложений около 70 м. Общая мощность достигает 100 м. Возраст принят по сопоставлению с аналогичными осадками суши.

Морской декливиой — хвалынские оползневые фации (md_{op}^s III h) распространены на материковом склоне и частично в Дербентской котловине, где на разрезах НСАП в маринии сейсмокомплекса А''—Д отмечено оползание без нарушения сплошности. Сейсмозапись «чешуйчатая», полого-волнистая. Отражения горизонта не повторяет рельеф дна, а находится с ним как бы в противофазе с небольшим смещением оси вниз по склону. На сейсмоакустических разрезах это выражается в увеличении мощностей в повышении рельефа и уменьшении мощности в пониженных его частях. Отражения горизонта не наследуют рельеф нижележащего хазарского и вышележащего новокаспийского морского декливиа, что позволяет сделать вывод о самостоятельном оползании в хвалынское время. Отложения представлены глинами алевроитовыми с песками, ракушей и ракушечным детритом, мощность до 40 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, СРЕДНЕЕ ЗВЕНО—ГОЛОЦЕН

Суша

Отложения этого возраста начали формироваться со средненеоплейстоценового оледенения. Осадконакопление продолжается и в наши дни.

Делювий и коллювий с участием солифлюксия (ДСП—Н) покрывает в основном привершинные склоны у подножья относительно крутых хребтов Северо-Кавказской моноклинали. Часто это толщи смешанного генезиса: как правило, шлейфы, сложенные суглинками и щебнисто-дресвяными супесями, с глыбами и отломниками коренных пород. Мощность до 50 м. Возраст определяется по сопоставлению с осадками морских и речных террас среднего неоплейстоцена—голоцена, наличию следов и горизонтов размыва.

Элювий и делювий (е, dII—Н) развит спорадически, в основном на участках уплощенных водоразделов. Коры выветривания и педокомплексы — дресвяные глины, тяжелые суглинки монтмориллонитового состава. Часто встречаются красноцветные и пестроцветные коры выветривания с реликтовой структурой дочетвертичных пород и многочисленными гипергенными новообразованиями. Мощность до 20 м.

Делювий и деляпсий (d, dIII—Н) являются наиболее распространенными образованиями склонового ряда. Максимальное развитие этих процессов приурочено к глинистым породам нижней—средней юры, ниж-

него мела и палеогена—неогена. Формирование их связано с медленным смещением продуктов выветривания в условиях обильного увлажнения. В связи с сильной тектонической трещиноватостью пород, смещаются и крупные коренные блоки; они дробятся в процессе транзита и трансформируются в поточные оползни. Оползневой снос протекает при широком участии плоскостного смыва и медленного движения кор выветривания. Дресва и щебень в глинистой массе, иногда с глыбами, до скальных отторженцев. Иногда разновозрастные морские и аллювиальных отложения залегают в кровле, подошве и внутри этих толщ [140]. Мощность до 60 м. Возраст определяется по сопоставлению с осадками морских и речных террас среднего неоплейстоцена—голоцена.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО – ГОЛОЦЕН

Суша

Делювий и десерпций (d, dI—H) распространены чаще всего на северных склонах хребтов. Образуется в результате крипа под воздействием изменения объема с участием процессов плоскостного смыва. Представлены суглинками и супесями щебнисто-дресвяными, мощность которых увеличивается вниз по склону и достигает 20 м. Возраст определяется по соотношению с другими осадками.

Делювий и деляпсий (d, dII—H) приурочены, довольно часто, к зонам тектонических нарушений. Формирование их связано с блоковыми смещениями огромных пакетов, их дроблением в процессе транзита и постепенной трансформацией в поточные оползни. В составе отложений — суглинки щебнисто-дресвяные с включениями глыб. Суммарные мощности отложений от 5 до 10 м. Возраст — по соотношению с другими осадками.

Делювий и коллювий с участием солифлюксия (ДСI—H) покрывают плоские слабонаклоненные местные водоразделы. Четких стратиграфических признаков нет. Часто толщи смешанного генезиса (в том числе с тектоно- и сейсмогравитационными). Щебень, глыбы в дресвяно-глинистой массе мощностью от 5—10 до 50 м. Возраст определяется по соотношению с другими осадками.

Элювий и делювий (e, dIII—H) развит в долинах разных порядков на пересечении ими высокогорных хребтов осевой зоны Большого Кавказа и частично на территориях внутригорных депрессий. Береговые и конечные морены, втянутые в оползание и сильно разубоженные склоновым материалом. Суглинки и супеси со щебнем, глыбово-валунным материалом с линзами дресвяных глин и суглинков с включениями гальки и валунов различной степени окатанности. Мощность 3—5 генераций морен, флювиогляциальных террас, гляциоселевых конусов выноса и полигенные толщи в долинах ледникового выпахивания до 200 м [162]. Возраст — по положению в разрезе.

Вулканиит (vI—H) развит в Эльбрусском, Казбекском и Чегемском районах зоны Центрального и Восточного Кавказа. Сюда включены вулканогенные образования эльбрусско-казбекского андезит-дацит-риолитового

вулканического комплекса. Покровные фации представлены потоками лав протяженностью до 20–25 км, излившихся из основных центров вулканических аппаратов, а местами из местных центров извержений экструзивного и эксплозивного типов. Сложены андезидацитами, риолитами, пирокластитами, туфами, туфобрекчиями и др. Мощность изменяется в зависимости от возраста вулкаников от 100 до 300–400 м. Возраст определяется по данным абсолютных определений К-Аг методом из даек риодацитов, некков риолитов и жерловых образований и соответствует значениям $1,7 \pm 0,25$ млн лет и $2,2 \pm 0,12$ млн лет [145] и 620 ± 33 тыс. лет [23].

Гляциал (gIII–Н) приурочен к верхним отрезкам горных долин, переработанных ледниками в трюги. Встречается в местах существования древних покровных ледников и на склонах (каменные глетчеры). Небольшие по площади гляциальные образования сохранились на склонах перевальных седловин. В составе отложений присутствуют глыбово-валунные образования со щебнисто-галечно-глинистым заполнителем и ледниковой муки. Слагают они до 3–5 генераций морен, гляциофлювиальных террас, гляциоселевых конусов выноса, мощные (до 200 м) толщи смешанного генезиса в долинах ледникового выпахивания.

Коллювий (сIII–Н) связан с выходами устойчивых к выветриванию скальных пород на крутых склонах горных долин, подножий эскарпов, плато и вулканических нагорий, часто образует прерывистые шлейфы. В типичных разрезах представлен нестратифицированными щебнистыми глинами и суглинками с дресвой и отторженцами мощностью до 20–30 м. Возраст определяется по соотношению с другими осадками.

Делювий (dIII–Н) аккумулируется на выположенных участках долин, днищах замкнутых котловин – польев и даже крупных карстовых воронок. Типичные делювиальные отложения, образованные деятельностью плоскостного смыва, образуют сплошные покровы на поверхности речных и морских террас и террасоувалов, суглинисто-глинистые накопления со щебнистыми прослоями и горизонтами делювиально-пролювиального и осыпного генезиса. Мощность от 2–3 до 15–30 м. Возраст определяется по соотношению с другими осадками.

Элювий (eIII₄–Н) плоских водоразделов и плато развит спорадически. Относительно большие площади его распространения приурочены к слабонаклонным платообразным поверхностям хребтов, градиенты колебаний поверхностей которых не превышают 50–60 м/км. Россыпи глыб, щебня и дресвяные суглинки. Сплошного покрова не образует. Максимальная мощность 1–2 м. В области морских субтропиков описаны мощные (до 5 м) разрезы элювия с заметной реликтовой структурой нижних суглинисто-глинистых горизонтов с многочисленными гипергенными новообразованиями в виде дендритовидных налетов гидроокислов железа и марганца, конкреций карбонатов [51]. В разрезах выделяется до двух-трех наложенных горизонтов разновозрастного элювия. На поверхности обнажаются красноцветные полосчатые, преимущественно каолинитовые глины и суглинки времени миккулинского межледниковья и карангатской трансгрессии и перекрывающие их обохранные, со слабовыраженной полосчатостью суглинки середины верхнего неоплейстоцена–нижнего голоцена.

Коллювиальные, делювиальные и десерпционные образования ($СП_4-N$) относятся к многочленным парагенезам, связанным друг с другом сходством основных особенностей среды осадконакопления. Покрывают сплошным чехлом относительно пологие участки склонов ($20-25^\circ$) и их подножия. Образуются в результате наложения процессов смыва и медленного движения (крипа) материала по склонам вследствие многократных изменений объема при колебаниях температуры и влажности. Это глыбово-щебнистые образования с галечно-глинистым заполнителем. Мощность 20–25 м. Возраст определяется по соотношению с другими осадками.

Коллювиальные, десерпционные и солифлюкционные образования ($DR\Pi_4-N$) относятся к многочленным парагенезам. Развиваются в приледниковой зоне, занимающей в современном рельефе высокогорий сравнительно широкую полосу, ограниченную сверху уровнем региональной снеговой границы, а снизу – нижним пределом распространения летующих (не тающих в летний период) снежников и фирновых полей. Здесь, в условиях развития сезонной и постоянной мерзлоты, большим распространением пользуются солифлюкционные процессы, формирующие псевдотеррасы – своеобразные натечные образования в форме языков различных размеров и форм. Образования представлены щебнем с глыбами, дресвой и скальными отторженцами. Мощность до 40 м. Вдоль концов снежников и фирновых полей развиты своеобразные течения грунтов, вызванных переувлажнением. Все эти процессы активно развиваются в современных климатических условиях [162]. Возраст определяется по положению в разрезах.

Гляциальные, гляциофлювиальные и гляциолимнические образования ($G\Pi_4-N$) представлены полигенными толщами сложного строения в переуглубленных участках троговых долин, выпаханых ледниками последнего оледенения. Днища долин заняты донной мореной максимума наступления ледников. Выше, как правило, с размывом залегает сложная неоднородная толща гравийных песков и валунно-галечников с прослоями ленточных глин, алевроитов, супесей, линзами и гнездами ледниковых, обвального-осыпных, лавинно-селевых грубовалунных и глыбовых накоплений. Верхние перемытые горизонты толщи представлены валунно-галечными и гляциально-лимническими образованиями. Общая мощность образований до 450 м. Возраст определяется по соотношению с другими осадками.

Элювиальные, десерпционные и солифлюкционные образования ($E\Pi_4-N$) относятся к многочленным парагенезам. Приурочены к верхним отрезкам горных долин, проработанных ледниками, встречаются на водоразделах в местах пребывания древних покровных ледников и их склонах. В составе отложений присутствуют валунно-галечники с включением глыб, дресвы, щебня и ледниковой муки. Встречаются скальные отторженцы. Слагают они полигенные толщи мощностью 50 м. Возраст определяется по соотношению с другими осадками.

Черное море

Лимномариний, морской декливиий, морской турбидит и морской нефелоид новоэвксинско-черноморские (МПП4–Н) образуют почти сплошной покров на морском дне мощностью до 20 м. В сейсмической записи покров не выделяется. Грунтовыми трубками исследован черноморский горизонт и верхняя часть новоэвксинского.

Новоэвксинский горизонт (до 1,1 м) заполняет продолжения переуглубленных речных долин и сложен чередованием аллювиальных, лиманных и прибрежно-морских фаций [141]. ВЧ НСАП прослежен до вершины каньона долина р. Шахе, переуглубленной на 70 м. Древний врез р. Мзымта глубиной 90 м выходит на склон через шельф шириной 0,5 км, бровка которого поднята до изобаты 40 м. В подводных долинах Сочи и Псеузапсе на палеогене лежат новоэвксинские алевроитовые и пелитовые илы с прослоями песков, ракушечным детритом и галькой.

Древнечерноморские слои залегают в прибрежной зоне шельфа на субэвксинской коре выветривания флиша – мергелистой глине со щебнем и обломками коренных пород. Наиболее полные разрезы – в скважинах 4 и 9 (снизу вверх) [159]: бугазские слои (до 10,6 м) – илы, пески, по всему слою – галька; колхидские слои (более 1,5 м) – пески, алевроиты; витязевские слои (до 6,0 м) – алевропелитовые, пелитовые илы. Мощность древнечерноморских слоев в восточной части шельфа – до 19 м, к западу сокращается до 5–10 м, местами – до полного выклинивания. На материковом склоне и подножии пелитовые и алевропелитовые древнечерноморские илы с прослоями сапропеля нередко осложнены подводными оползнями, что ведет к увеличению их мощности до 5–10 м, либо к сокращению и выклиниванию. Характерные комплексы двустворок: *Mytilus galloprovincialis* Lm k., *Mytilaster lineatus* Gm. in Linne, *Abra alba* (Wood), *Cardium edule* Lmk., *C. exiguum* (Gm.), *Monodacna caspia* (Eichw.), *Dreissena rostriformis* Desh. и фораминифер *Ammonia neobeccarii caspica*, *Parafissurina gutta* и др. Древнечерноморский палиногоризонт, насыщенный пылью деревьев и кустарников, отвечает климатическому оптимуму.

Новочерноморские слои сочинского шельфа демонстрируют типичную смену фаций: на внутреннем шельфе – валунно-галечный и гравийный материал в пляжевых зонах; глыбы и полуокатанная галька – на мысах и у ровных участков берега; на внешнем шельфе – ракушечники, детрит, алевроиты, алевропелиты, пелиты. Ракушечное поле сложной конфигурации приурочено к неотектоническому поднятию вдоль Ахтырско-Ахунской зоны антиклиналей. Выделено пять частей новочерноморских слоев на шельфе (снизу вверх): понтийские (до 3 м) – алевропелитовые илы, пески с обилием ракуши; каламитские (до 13 м) – алевропелитовые илы с прослоями песков; джеметинские (до 18 м) – пелитовые, алевропелитовые илы; фанагорийские (до 2,2 м) – пески с ракушняком; нимфейские (до 8 м) – алевропелитовые и пелитовые илы, прослойки песков. Мощность новочерноморских слоев, в отличие от древнечерноморских, максимальна на западе шельфа, в скв. 2 (42 м), где это – весь разрез голоцена, и минимальна – на востоке (16 м). Главную роль играют джеметинские и каламитские слои. Грядовый бенч сменяет полоса желто-серых средне- и мелкозернистых пес-

ков, иногда — с большим количеством ракуши, формирующихся под воздействием волн и течений. Вне зоны действия волн, до бровки шельфа, их сменяют песчаные и алевропелитовые илы. Они слагают большую часть и затягиваются в верховья каньонов.

В осадках шельфа отмечаются двусторонки: *Mytilus galloprovincialis* Lmk., *Modiola phaseolina* (Phil.), *Cardium edule* Lmk., *C. exiguum* (Gm.), *C. papillosum* Poli, *Mytilaster lineatus* Gm. in Linne, *Corbula mediterranea* Costa, *Abra milashevichi* Nevevskaja, *Monodacna caspia* (Eichw.), *Paphia discrepans* (Mil.), *P. rugata* (B. D. D.), *Gafrarium minimum* (Mont.), *Spisula subtruncata* Costa, *Chione gallina* Lmk., *Pitar rudis* Poli и фораминиферы: *Ammonia neobeccarii* Stchedr., *Nonion depressulum* (Walk. et Jacob), *Elphidium roeyanum* и др.

Отложения глубоководной части образуют почти сплошной покров, не выделяясь в сейсмозаписи. Трубами изучен черноморский горизонт и верхняя часть новоэвксинского.

Новоэвксинский горизонт на 35 станциях листа К-37 выходит на дно моря или прикрыт новочерноморскими илами (до 10 см), образуя поля общей площадью более 1500 км²: илы голубовато- и зеленовато-серые алевропелитовые с гидротроилитом и раковинным детритом. В правом притоке долины Кумани илы содержат гальку темно-серых песчаников и полуокатанные обломки светло-зеленых глин. Новоэвксинские илы абиссальной равнины содержат прослойки темно-серых мелкозернистых песков и алевролитов (пять станций) [144]. На глубине до 1850 м в новоэвксинских илах найдены тонкостенные белые раковины *Dreissena rostriformis* Desh., *D. distincta* Anders. [144]. В комплексе новоэвксинских диатомей преобладают *Stephanodiscus astraea* Kutz., *Cyclotella kutzingiana* Thwait; встречаются также *Melosira arenaria* Moore, *Cymatopleura solea* (Vreb.) W. Smith, *Diploneis domblittensis* и др. [144].

Черноморский горизонт очень изменчив. Подводные оползни приводят к его выклиниванию, а ниже по склонам удваивают и утраивают его мощность. Перемятые и брекчированные оползшие осадки детально описаны классиками геологии [9].

Древнечерноморские слои листа К-37 обнажаются на площади около 6000 км², в основном на абиссальной равнине; на 36 станциях они размыты, в депрессионной зоне вдоль северного крыла вала Шатского их подошва часто не вскрыта. Наибольшая пройденная мощность 2,5 м. Выделяется три основные разновидности алевропелитовых илов: терригенные темно-серые с зеленоватым оттенком, мягкопластичные, горизонтально-тонкослоистые, с прослоями алевролита темно-серого рыхлого; сапропелевые биогенно-терригенные, от темно-бурых до светло-бурых, упруго-пластичные, горизонтально-микрослоистые, с прослоями ила терригенного; сапропелевидные биогенно-терригенные темно-коричневые, желтовато-серые и темно-желтые, средней сортировки, от мягко- до упруго-пластичных, часто — землистые, иногда — с прослоями песка темно-серого среднезернистого (ст. 1540). В древнечерноморских осадках абиссальной равнины на 15 станциях отмечаются прослойки темно-серых алевролитов (до 1–3 см). Как и в новоэвксинском горизонте, они приурочены к области размыва на своде вала Шатского.

Новочерноморские слои унаследовали палеогеографию древнечерноморских: их мощность максимальна вдоль материкового подножия и в северной части абиссальной равнины (вскрыто до 3 м). Южнее придонными течениями контролируются огромные поля отсутствия новочерноморских слоев (до 10 000 км²) [7]. Большая часть осадков — алевропелиты, илы: кокколитовые карбонатно-терригенные зеленовато-серые текучепластичные, неяснослоистые или горизонтально-тонкослоистые, с кокколитами; терригенные темно-серые, текуче- и мягкопластичные, неяснослоистые; сапропелевые карбонатно-терригенные зеленовато-серые, средней сортировки, мягкопластичные горизонтальнослоистые с прослоями ила кокколитового тонкослоистого, часто — с запахом сероводорода, вверху — текучие, желеобразные. Глубоководные новочерноморские слои содержат массу прослоев и линз известкового наннопланктона кокколитофорид комплекса *Emiliana huxleyi* (Lohm), широко распространенного в Черном море. Чередование терригенных алевропелитовых илов (до 5–7 см) и кокколито-во-сапропелевых пар (от 1–3 мм до 2–3 см). Терригенные илы преобладают (до 50 % проб). Около 30 % проб составляют кокколитовые илы, 20 % — сапропелевые и сапропелево-кокколитовые илы. В каньонах часто встречаются гравий, галечники и пески.

ГОЛОЦЕН

Суша

Данные отложения формируются в заключительный период четвертичного времени. Стратиграфическое положение в самых верхах разреза, свежесть форм и хорошая сохранность осадков свидетельствуют об их голоценовом возрасте.

Делювиальные и коллювиальные образования (d, cH) с участием солифлюксия часто покрывают сплошным чехлом относительно пологие участки склонов (20–30°) и их подножия. Образуются в результате наложения процессов смыва и гравитационного перемещения материала. Это мелкозем плавунный, щебнисто-глинистый и дресвяно-глинистый мощностью 1–6 м. Голоценовый возраст принят по положению в верхах разреза.

Коллювиальные, десерпционные и солифлюксионные образования (DRH) развиты в приледниковой зоне, ограниченной сверху уровнем современной региональной снеговой границы, а снизу — нижним пределом распространения нестайвающих снежников и фирновых полей. Преобладает на склонах крутизной 7–20°, образуясь под влиянием оттаивания сезонномерзлых грунтов. Представлен щебнем с глыбами, дресвой, суглинками глинистыми, отломниками. Мощность до 30 м.

Морской биогений, подводно-луговая фацция (mbH) занимает участки прибрежных плавней в береговой зоне шириной до 12 км, в районе Аграханского полуострова и острова Чечень. Это идеально плоская поверхность, покрытая болотной растительностью и периодически заливаемая сгонно-нагонными водами Каспия. Органогенные илы, илистые глины и пески, перекрытые слоем торфа. Мощность не более 2–3 м.

Лимноаллювий (laH) слагает обширные пространства в низовьях Терека и Сулака. Глины иловатые, карбонатные светло-бурые суглинки с обломками пресноводных раковин, супеси. Мощность до 10 м.

Деляпсий (dlH) широко распространен на склонах, сложенных глинистыми образованиями палеогена—неогена и частично — нижнего мела. Формирование их связано с блоковыми смещениями пород, дроблением пакетов и трансформацией их в поточные оползни. Глины с дресвой, щебнем и глыбами (до скальных отторженцев). Мощность 50—80 м.

Элювий и солифлюксий (e, sH) развиты спорадически на участках уплощенных водоразделов предгорий и горной зоны. На абсолютных высотах 2,2—3 км элювий зачастую перерабатывается солифлюксионными процессами, и поэтому эти образования объединены. Это суглинки и супеси щебнисто-дресвяные с включениями щебня и глыб. Мощность до 10 м.

Мариний (mH) объединяет новокаспийские и черноморские отложения на суше. Ундалювий наиболее молодых из голоценовых черноморских морских террас зафиксирован в прибрежной полосе междуречья Мзымта—Псоу, где развиты пески, гравийно-галечники, лагунные глины с прослоями лагунных торфяников. Максимальная мощность до 78 м. Современные черноморские осадки представлены галечниками и песками пляжей и прибрежного шельфа мощностью 1—6 м. Ширина зоны пляжевой аккумуляции 5—50 м. RU-датировки находятся в интервале 4,4—5,8 тыс. лет. Возраст торфяников — 8,4—6,1 тыс. лет (RU). Здесь собрана фауна: *Ostrea edulis* L., *Donax venustus* Poli, *Cafratium minimum* L., *Chione gallina* (L.) и др.

Новокаспийский мариний прибрежных частей Терско-Кумской и Дагестанской равнин коррелируется с черноморским горизонтом. Новокаспийские террасы окаймляют берег моря до отметки минус 22 м и представлены песком с ракушкой, прослоями глин и супесей. Часто встречается рассеянная галька осадочных пород. Мощность 8—15 м. Мариний содержит комплекс *Dreissena polymorpha caspia* (Pall.), *Didacna baeri* (Grimm), *Mytilaster lineatus* Gmel., *Abra ovata* (Philippi), *Cerastoderma lamarski* (Reeve) и др. По радиоуглеродным датировкам, отложения накапливались в возрастном интервале от 1000 до 6800 лет.

Эолий (vH) слагает на Терско-Кумской равнине закрепленные и полужакрепленные бугристо-грядовые и барханные песчаные массивы площадью от 0,5 до 25 км². Это хорошо отсортированные пески светло-серые, желто-бурые мелко- и тонкозернистые полимиктовые, реже кварцевые, с редкими зернами темноцветных минералов, сформированные за счет развевания хвалынских и новокаспийских осадков. Мощность от 5—6 до 35 м.

Гляциофлювиал потоковых фаций (f, faH) развит на дне троговых долин выше древних конечноморенных валов и гравитационных подпруд. Чередование валунно-галечников, гравия, песков и глин с линзами щебнисто-глыбовых образований. Палинологически, как и все отложения ледникового ряда, не изучены. Мощность 20—100 м.

Ледниковый тилл (gH) высокогорных районов включает в себя основные, абляциальные и краевые морены, сложенные глыбовым и щебнисто-глыбовым материалом с дресвой и щебнем. Мощность 50—80 м. Свежесть форм ледниковых цирков и хорошая сохранность морен свидетельствует об их голоценовом возрасте.

Лимний (IH) распространен спорадически на всей площади, а максимально развит на Терско-Кумской равнине. Он выполняет замкнутые понижения в рельефе, развитые на хвалынских и новокаспийских образованиях. Илы, суглинки, супеси, пески с включениями гравия и галечников, скоплениями гипса, остатками пресноводных моллюсков. В горных озерах отмечаются скопления гравия и галечников. Мощность от 3–6 до 20 м.

Пролувий (pH) образует формы конуса выноса, зачастую перекрывающий аллювий пойм, I–II надпойменных террас. В устьях горных ручьев насчитывается до двух–трех генераций вложенных конусов, сложенных угловатыми щебнисто-глыбовыми отложениями, валунами и галечниками с линзами грязекаменного материала. Мощность от 15–30 до 50–60 м. Нижние горизонты пролювия часто утоплены в одновозрастные им террасовые комплексы аллювия и фациально в них переходят.

Аллювий русел, пойм, стадийных пойменных террас (aH) привязан, в основном, к долинам крупных рек, где ширина их достигает от 0,5 до 6 км. Образует единый комплекс из шести наиболее молодых террас, на высотах от 1–2 до 30–40 м. Осадки представлены галечниками с редкими валунами, прослоями и линзами глин, песков, супесей общей мощностью от 1–2 до 15–30 м.

Селий (slH) территориально связан с моренами и современными ледниками. Таяние ледников является одним из факторов возникновения мощных селевых потоков, которые наиболее часто возникают на северном склоне Центрального Кавказа. Крупный селевой поток в долине р. Адырсу (правый приток р. Баксан) летом 1940 г. образовал конус выноса объемом 3 млн м³. В начале 1980 г. селевым потоком практически полностью был разрушен г. Тырнауз. 20 сентября 2002 г. в долине р. Геналдон сошел крупный селевой поток в результате обрушения ледника Колка. Лишь узкое ущелье при входе в Скалистый хребет затормозило движение грязе-селевого потока. Льдистые глины, щебень, глыбы, дресва и супеси. Мощность до 200 м.

Коллювий (сH) наиболее распространен среди склоновых образований. Обвальные, осыпные, обвально-оползневые и тектоно-гравитационные щебнисто-глыбовые образования мощностью до 20–25 м прерывистым чехлом покрывают склоны высокогорных хребтов и крутосклонных низкогорий. Обвальные накопления обусловлены землетрясениями, активным физическим выветриванием. Сейсмогравитационный генезис подчеркивается их связью с зонами сейсмоактивных разломов. По периферии горного сооружения развиты осыпи двух типов – активные, из свежих обломков, и стабилизировавшиеся, заросшие и затронутые процессами почвообразования. Последние формировались в перигляциальных условиях раннего голоцена [162].

Каспийское море

Новокаспийский мариний в акватории (m^sHnk) – сейсмокомплекс Д–поверхность дна. Сейсмозапись непрерывная, параллельно-слоистая. Покров повсеместно залегает с размывом на хвалынских и более древних образованиях. Пески с ракушей и ракушечным детритом, илы алев-

ропелитовые с прослоями ракуши, ракушечного детрита и песка. Мариний содержит комплекс *Dreissena polymorpha caspia* (Pall.) – *Didacna baeri* (Grimm) и четко выделяется по присутствию *Mytilaster lineatus* Gmel. и *Abra ovata* (Philippi). Характерны также *Cerastoderma lamarcki* (Reeve), хипанисы и гастроподы. Мощность до 10 м.

Новокаспийский морской декливиий – оползневые фации ($md_{op}^s Hnk$) распространен на материковом склоне и частично в Дербентской котловине, где на разрезах НСАП в маринии сейсмокомплекса Д – поверхность дна отмечено оползание без нарушения сплошности. Сейсмозапись волнистая трех- и четырехфазная, полностью повторяет рельеф дна. Отражения горизонта не наследуют рельеф нижележащего хвалынского морского декливия, что позволяет сделать вывод о самостоятельном оползании в новокаспийское время. Илы алевропелитовые с прослоями ракуши, ракушечного детрита и песка. Мощность до 8 м.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ

Каспийское море

Фактологическую основу полевой работы составили станции пробоотбора в количестве 200 станций по территории морской части листов К-38, 39 в Российском секторе Каспийского моря.

В лабораторных условиях были выполнены аналитические исследования донных осадков. В частности, были получены данные по гранулометрическому составу донных отложений морской части листов К-38, 39 в Российском секторе Каспийского моря для построения литологических карт дна акватории полистно.

Гранулометрический анализ проводился с использованием водно-ситового и пипеточного методов, путем выделения гранулометрических фракций.

Гранулометрическая классификация донных осадков, используемая в данной работе, приведена в соответствии с инструкциями по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000.

По гранулометрическому составу донных осадков были выделены следующие гранулометрические фракции (размер фракций – в $n \cdot 1$ мм):

>10,000	– ракуша крупная;
10,000–5,000	– ракуша средняя;
5,000–1,000	– ракуша мелкая;
1,000–0,500	– песок крупнозернистый;
0,500–0,250	– песок среднезернистый;
0,250–0,100	– песок мелкозернистый;
0,100–0,050	– алеврит крупнозернистый;
0,050–0,010	– алеврит мелкозернистый;
0,005–0,001	– пелит среднезернистый.

По гранулометрическим фракциям были выделены осадки двух типов: моногранулярные, бигранулярные. Для построения литологической карты был использован классификационный тетраэдр.

Моногранулярные (однородные) осадки, сложенные на 75 % и более одной доминирующей фракцией, представлены песками, алевритами и пелитами. Среди моногранулярных осадков выделяются чистые, где содержание господствующей фракции составляет более 85 %.

Бигранулярные (переходные) осадки сложены преобладающей (от 50 до 75 %) и дополняющей (25–50 %) размерными группами фракций. Эти отложения представлены алевритистыми песками и песчанистыми алевритами.

В зависимости от происхождения и вещественного состава исходного материала среди морских осадков изученной акватории листа выделены следующие вещественно-генетические типы: терригенный, биогенно-терригенный, терригенно-биогенный.

Терригенные отложения широко развиты на площади дна. Основными источниками обломочного материала являются продукты береговой и донной абразии и твердый сток рек. Попав в зону волнения и течений, терригенный материал начинает перераспределяться по площади дна в соответствии с гидравлической крупностью частиц и в зависимости от морфологии дна до соответствующего им энергетического уровня. Перенос материала осуществляется путем волочения по дну, сальтацией и во взвеси. Первый способ характерен для песка, второй — для мелкопесчаных и алевритовых частиц, третий — для пелитовых.

Биогенно-терригенные и терригенно-биогенные отложения широко развиты в пределах акватории. Если содержание карбонатной биогенной компоненты в осадке меньше 50 %, то эти отложения являются биогенно-терригенными; если больше 50, то относятся к типу терригенно-биогенных. Карбонатная часть осадков представлена ракушей (*Cerastoderma lamarcki*, *Mytillus gallioprovincialis*, *Balanus improvisus*; *Hypanis*; *Nereis diversicolor*; *Viviparus viviparous*; *Dreissena p. polymorpha*; *Unio pictorum*), ракушечным детритом. В биогенно-терригенных и терригенно-биогенных отложениях отмечена примесь песков, алевритистых песков, песчанистых алевритов и алевритов.

По гранулометрическим типам осадков были построены литологические карты дна акватории Каспийского моря по морской части листов К-38, -39.

Современные отложения поверхности морского дна представляют собой закономерный непрерывный фациальный ряд переходящих друг в друга разных типов осадков. На изученной акватории доминирующими являются моногранулярные осадки. Смена литологических типов осадков согласуется с рельефом дна моря и гидродинамической активностью придонных вод. Среди вещественно-генетических типов наиболее широко распространены терригенные отложения. Также в районе развито биогенное осадкообразование. Основными факторами седиментогенеза являются гидродинамическая обстановка и рельеф дна.

Черное море

Основную площадь морской части листа К-37 занимает абиссальная равнина. Шельф занимает незначительную часть листа.

Донные осадки представлены типичной сменой фаций:

— прибрежно-морские — на внутреннем шельфе: валуны, галечники, пески;

— морские на внешнем шельфе — ракушечники, детрит, алевриты, алевропелиты, пелиты;

— на материковом склоне — алевропелитовые и пелитовые илы, в каньонах — гравий, галечники и пески;

— на материковом подножии — пелитовые илы, в долинах — алевропелитовые илы.

С увеличением глубины моря грядовый бенч сменяется полосой флювиальных отложений, формирующихся под воздействием течений и представленных средне- и мелкозернистыми песками, иногда с большим количеством ракуши. За пределами зоны волновых воздействий их сменяют песчанистые и чистые алевропелитовые морские нефелоидные, которые слагают большую часть шельфа, доходят до его бровки и затягиваются в верховья каньонов.

По составу морские пески подразделяются на две основные группы: продукты разрушения пород терригенного флиша и детритовые (карбонатные). Валунно-галечный, до гравийной размерности, материал в обилии накапливается в пляжевых зонах вогнутостей берега. На мысах и у выровненных участков берега скапливаются глыбы и щебень.

В осадках шельфа отмечаются двустворки: *Mytilus galloprovincialis*, *Cardium edule*, *C. exiguum*, *C. papillosum*, *Mytilaster lineatus*, *Abra milashevichi*, *Dreissena polymorpha*, *Monodacna caspia*, *Paphia discrepans*, *P. rugata*, *Corbula mediterrenca*, *Chlamys glabra*, *Gafrarium minimum*, *Spisula subtruncata*, *Modiola phaseolina*, *Chione gallina*, *Divaricella divaricata*, *Pitar rudis* и фораминиферы: *Ammonia neobeccarii*, *Porosononium matrcobi*, *Nonion depressulus*, *Elphidium poluanum* и др.

На литологической карте поверхности морского дна выделены осадки двух гранулометрических типов: моногранулярные чистые и тригранулярные.

Моногранулярные чистые осадки сложены на 85 % и более одной доминирующей фракцией. Представлены песками (ПЧ), алевролитами (АЧ) и пелитами (ПлЧ).

Бигранулярные (переходные) осадки сложены преобладающей (от 50 до 75 %) и дополняющей (25–50 %) размерными группами фракций. Представлены крупными гравийно-галечными отложениями.

Тригранулярные осадки (миктиты), состоящие из трех фракционных групп, относятся к смешанным осадкам. Они содержат взаимодополняющие размерные группы фракций в количестве от 25 до 50 % каждую, сопутствующие — от 10 до 25 %. На карте выделяются галечно-песчано-алевролитовые миктиты (гПА).

Основную площадь листа, занятую абиссальной равниной и частично — материковым подножием, покрывают алевропелитовые илы, представленные тремя основными разновидностями, переходящими друг в друга:

терригенные илы;

кокколито-терригенные;

сапропелевые и сапропелево-кокколито-терригенные до карбонатно-терригенных.

Наиболее часто встречаются терригенные илы, занимающие почти половину акватории листа; две другие разновидности распространены почти одинаково.

Осадки, обогащенные кокколито-сапропелевыми прослоями, отличаются повышенной влажностью (до 28,4 %) и низкой плотностью (от 1,18 до

1,20 г/см³). Содержание CaCO₃ колеблется в них от 16,7 до 40,0 %, в среднем 30,2 %.

Средний состав глинистой составляющей глубоководных илов: иллит – 61 % (57–67), хлорит + каолинит – 34 % (28–40), монтмориллонит – 5 % (3–8).

Как известно, в процессе осадкообразования участвуют два фактора: геохимический и гидродинамический. Геохимические условия седиментации на абиссальной равнине и материковом подножии однородны и достаточно устойчивы. Как показывают материалы геологической съемки, главным фактором, влияющим на распределение осадков, здесь является геодинамический – система придонных течений, направленных против часовой стрелки.

На карте амплитуд обратно рассеянного акустического сигнала многолучевого эхолота Simrad EM-12 зарегистрировано струйное распределение осадков поверхностного слоя, явно свидетельствующее об их активном переносе и переотложении. Как показывают результаты пробоотбора, нередко это явление сопровождается размывом пелитовой компоненты осадков, вероятно, уносимой в виде взвеси в центральную часть глубоководной котловины. При этом на определенных участках отлагается песчано-алевритовый материал.

В илах абиссальной равнины на 18 станциях встречены прослои рыхлых и уплотненных мелкозернистых песков и алевритов мощностью до 1–3 см. Эти осадки вероятно переотложены из древнечерноморского и новоэвксинского горизонтов, выходящим на морское дно на континентальном склоне.

По данным спектрального анализа, содержание микроэлементов в донных осадках глубоководной области в общем незначительно отклоняется от кларков. Тем не менее, на материковом склоне фоновое содержание Cu, Ni, Mn, Pb, Mo, P, Ga, Ag, Sr, V несколько повышено в сравнении с абиссальной равниной.

МАГМАТИЗМ

В пределах площади листов К-37, 38 и 39 известны магматические образования протерозойского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. Проявление магматизма на Северном Кавказе четко соответствует тектоно-магматическим этапам развития региона, а именно догерцинскому, герцинскому, индосинийскому, раннеальпийскому (киммерийскому) и позднеальпийскому.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Беденский апогипербазитовый (серпентинитовый) плутонический комплекс (σPR_2b) объединяет Беденский (петротип), Маркопиджский, Тхачский, Уруштенский и Загеданский массивы, а также многочисленные более мелкие тела серпентинитов зоны Передового хребта, локализованные среди пород блыбской метаморфической серии и бескесского метакомплекса. Массивы сложены хризотиловыми, антигоритовыми или антигорит-хризотиловыми серпентинитами, которые образовались преимущественно по перидотитами (гарцбургитам, реже лерцолитам), встречаются реликты дунитов [2]. Тела преимущественно пластовые, субсогласные с вмещающими породами или линзовидные крутопадающие, в основном с тектоническими контактами. Минеральный состав серпентинитов представлен (%) хризотилом (10–80), антигоритом (10–80), встречается бастит (до 10), хромшпинелиды (до 5), кальцит (до 10), тальк (3–5). Гарцбургиты сложены (%) оливином (до 85), ромбическим пироксеном (до 8), амфиболом (3), серпентином (3), карбонатом (2), хромшпинелидами (до 1). Усредненный химический состав серпентинитов (%): $SiO_2 - 38,4$; $Al_2O_3 - 1,1$; $TiO_2 - 0,1$; $FeO - 0,2$; $Fe_2O_3 - 6,2$; $MnO - 0,15$; $CaO - 0,2$; $MgO - 38,3$; $K_2O - 0,3$; $Na_2O - 0,2$. По петрохимии эти образования относятся к нормально-щелочным.

Геохимически в серпентинитах Беденского массива отмечаются повышенные содержания хрома, никеля и кобальта. В массиве встречаются жилы хромитов, прожилки асбеста и линзы талькового камня. С Маркопиджским массивом связаны проявления апатитов. Их протерозойский возраст определяется по положению в разрезе (залегают среди верхнепротерозойских пород) и соотношению с прорывающими их нижнепалеозойскими гранитоидами. Данные абсолютного возраста самих серпентинитов от 680–720 до 960–1440 млн лет (К-Ar) [135] не могут восприниматься однозначно.

Мегазона Карачаево-Черкесского горст-антиклинория

Малкинский массив базит-гипербазитовый ($v\sigma\epsilon-Om$) расположен в бассейне р. Малка, где большая часть массива трансгрессивно перекрыта юрскими отложениями и, по данным бурения и магнитной съемки, продолжается на север еще на 5–6 км. На западе по р. Уллу-Лахран и, частично, на юге в верховьях р. Гедмыш он тектонически граничит с отложениями верхнего силура. При этом, на отдельных участках (по рекам Уллу-Лахран и Гедмыш) некоторые авторы [156] указывают на наличие интрузивного контакта. Массив сложен серпентинизированными гарцбургитами, в меньшей степени мерцолитами и дунитами (2–3) в виде жило- и штокообразных тел от 2 до 10 м. Границы последних с серпентинитами резкие и отчетливые. Кроме того, отмечаются жилы гибридных хлорит-карбонатных или близких к сосюритизированному габбро пород с ксенолитами серпентинитов и габбро-пегматитов, отвечающих по составу габбронориту. Контакты с вмещающими образованиями метаморфической верхнелахранской серии тектонические, хотя некоторые авторы указывают на наличие и интрузивного контакта [147]. Апогарцбургитовые серпентиниты сложены в основном бастит-хризотиловыми разностями, биотитом (5–8 %). В составе также присутствует оливин, энстатит, хромшпинелиды, диопсид. В аподунитовых серпентинитах преобладает измененный оливин (95–98 %), хромшпинелиды (1–5 %), при подчиненном значении энстатита, диопсида. Из вторичных минералов (кроме серпентина) отмечены бруссит, магнетит, карбонаты. Под базальными слоями юры на отдельных участках отмечается древняя кора выветривания (до 30–50 м) [147]. Геохимические особенности гипербазитов Малкинского массива изучены недостаточно. Отмечаются повышенные содержания меди, кобальта и ванадия [147]. Усредненный химический состав серпентинитов (%): $SiO_2 - 38,4$; $Al_2O_3 - 1,1$; $TiO_2 - 0,1$; $FeO - 0,2$; $Fe_2O_3 - 6,2$; $MnO - 0,15$; $CaO - 0,2$; $MgO - 38,3$; $K_2O - 0,3$; $Na_2O - 0,2$.

Кембрий-ордовикский возраст Малкинского массива принят условно, на основании корреляции с аналогичными образованиями зоны Передового хребта.

Аманкольский диоритовый плутонический комплекс ($\delta O-Sam$) распространен в пределах Карачаево-Черкесского горст-антиклинория, в Кубанском тектоническом блоке. Наиболее крупный Аманкольский массив обнажается в приустьевых частях рек Аманкол и Даут, а менее значительные выходы в устье р. Худес.

Массивы комплекса имеют неправильную штокообразную форму, размером от первых сотен метров до 1,6 км. Вмещающими породами являются позднепротерозойские кристаллосланцы кубано-баксанской серии, контакты интрузивные, местами тектонические. Породы представлены субшелочными метаморфизованными диоритами и только в Аманкольском массиве центральная часть сложена щелочными габбро. Диориты средние и крупнозернистые, с массивной текстурой, отдельные разности имеют гнейсоватую текстуру. Микроструктура лепидогранобластовая и немато-

бластовая, в некоторых случаях перекристаллизованные и гранулированные, реже встречается реликтовая призматически-зернистая. Диориты состоят (%) из актинолита — 20, олигоклаза—андезина — 50, кварца — 10, ортоклаза — 10, клиноцоизита — 5, хлорита — 5. Акцессории представлены зернами апатита, сфена, магнетита, кварца. На диаграмме $[(Na_2O + K_2O) - SiO_2]$ фигуративные точки располагаются в полях габбро и диоритов нормального и умереннощелочного ряда. Большая часть пород имеет натриевый тип щелочности и относится к высокоглиноземистым и умеренно низкотитанистым образованиям. Характеристика геохимических особенностей интрузий комплекса отсутствует.

Возраст комплекса условно принимается ордовик-силурийским. Его нижний возрастной предел определяется позднепротерозойским возрастом вмещающих пород, а верхний — наличием рвущих даек гранитов малкинского комплекса (C_2). Определения абсолютного возраста К-Аг методом дают значения от 265 до 450 Ма [147].

Малкинский гранитовый плутонический комплекс (γC_2m) распространен в среднем течении р. Малка и по ее притокам — рекам Худес, Мушт, Уллу-Мораллыккол, Гаралыкол. Образования комплекса в значительной мере перекрыты юрскими отложениями. Малкинский массив, площадь которого достигает 100 км², представляет собой межпластовое тело, полого падающее на юго-запад. Вмещающими породами, являются верхнепротерозойские образования муштинского комплекса, а по р. Кубань — индышского. На контактах с вмещающими метаморфическими породами появляется биотитовая оторочка и ороговикование. Породы комплекса представлены гранитами розовыми и красными биотитовыми, слагающими более 80 % выходов, реже серыми с шпирообразными образованиями биотитовых гранодиоритов. В единичных выходах встречаются разности от амфибол-биотитовых гранодиоритов до малослюдистых и мусковитовых гранитов с постепенными переходами. Помимо перечисленных разностей отмечаются пегматиты и аплиты, являющиеся жильными дериватами интрузивных тел. Все разности гранитов связаны между собой постепенными переходами и по текстурно-структурным характеристикам однородны. По химическому составу граниты являются весьма низкотитанистыми, калиево-натриевыми, от умеренно низкоглиноземистых до высокоглиноземистых, умереннощелочные. По степени редкометалльности соответствуют субредкометалльным, ограниченно рудоносным [26] и характеризуются геохимической специализацией на медь, серебро, олово, кобальт, никель, хром, бериллий и особенно молибден [158].

Граниты прорывают протерозойские образования, а галька их встречается в конгломератах позднего карбона. Многочисленные определения К-Аг методом разбросаны в интервале от 232 до 363 Ма. Среднекаменноугольный возраст гранитов малкинского комплекса принят на основании данных U-Pb метода (SRIMP) $316 \pm 3,5$ (данные авторов).

Кубанский гранит-порфиновый гипабиссальный комплекс (γC_3k) распространен в зоне Передового хребта и Карачаево-Черкесском горст-антиклинории в бассейнах Кубани, Малки и Баксана. Преобладающая форма тел — это дайки и реже штокообразные и пластообразные тела. Мощность даек от 5 до 40 м, протяженность (бассейн р. Джаланкол) до 5 км. В зоне Пере-

дового хребта образования комплекса прорывают отложения раннего—среднего девона (кызылкольская свита) и среднего девона (эльмезтюбинская свита), в Карачаево-Черкесском горст-антиклинории — породы кубано-баксанской серии (тубалыкулакский, ташлыккольский, индышский и джаланкольский комплексы). С размывом перекрываются конгломератами нижней перми [91].

Породы комплекса представлены гранит-порфирами, которые в различной степени затронуты автометасоматическими изменениями и содержат продукты наложенных гидротермальных процессов. Породы лейкократовые (серые и светло-серые, желтовато-серые, реже розоватые), структура порфировидная, текстура массивная. Вкрапленники составляют от 15 до 40 % массы породы, представлены кварцем и плагиоклазом. Микроструктура гломеропорфировая, порфировая, основной массы — микрогранитовая, участками сферолитовая. Нормативный состав гранит-порфирового комплекса (%): плагиоклаз (олигоклаз) — от 5 до 14, кварц — 52–60, серицит — 25–32.

Гранитоиды кубанского комплекса характеризуются геохимической специализацией на серебро, молибден, свинец и хром, имея халькофильно-редкометалльный геохимический профиль. По спектру содержащихся элементов они близки к редкометалльным гранитам щелочного ряда.

Позднекаменноугольный возраст основывается на геологических данных. Гранит-порфиры комплекса прорывают отложения среднего карбона и перекрываются конгломератами нижней перми. Немногочисленные калий-аргоновые определения возраста (225–125 млн лет) [56] не согласуются с этими данными.

Мегазона Передового хребта

Маркопиджский гранодиорит-плагиогранитовый плутонический комплекс ($\gamma\delta$, $\gamma\epsilon-Sm$) распространен в зоне Передового хребта среди отложений Блыбского и Бескесского метакомплексов по долинам рек Белая, Малая и Бол. Лаба и объединяет тоналиты Балканского и Даховского массивов, гнейсограниты и граниты балки Мошевая (петротип), Блыбского и Бескесского массивов, а также многочисленные более мелкие тела гранитов и дайки аплитов. Отдельные интрузии комплекса представляют собой пластообразные и штокообразные тела, часто сгруппированные в массивы размером до нескольких км². Соотношения с вмещающими породами, включая серпентиниты, интрузивные. Состав комплекса изменяется в основном от плагиогранитов до гранодиоритов и характеризуется практически полным отсутствием калиевых полевых шпатов. Жильные фазы представлены аплитами, пегматитами. Широко развиты наложенные процессы хлоритизации, эпидотизации и натриевого метасоматоза. Усредненный химический состав основных разновидностей пород комплекса приведен в табл. 1.

Петрохимически подавляющее большинство пород комплекса относятся к плагиогранитам—гранодиоритам нормального ряда калиево-натриевой серии, весьма высокоглиноземистым. Коэффициент железистости изменяется в пределах 0,6–0,8; титанистость — 0,1–0,4 (весьма низкотитани-

Усредненный химический состав пород

Породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅
Плагииограниты	72,1	15	0,2	0,9	1,3	0,1	1,1	1,2	2,4	4,4	0,1
Тоналиты	66,5	17,1	0,4	1,7	1,4	0,1	3,3	1,5	1,6	4,8	0,4
Аплиты	72,1	14,5	0,1	0,2	1,2	0,01	0,8	2,0	3,2	4,2	0,02

стые). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равное 0,70343, близко к отношению изотопов стронция в гранитах М-типа. Отмечается геохимическая специализация пород на медь, цинк, серебро, кобальт, никель титан, ванадий, хром [54].

Отнесение к кембрию—силуру подтверждено значениями абсолютно-го возраста 400–460 млн лет (Sm-Nd), 450 млн лет (K-Ar), 470 млн лет (Rb-Sr) [54].

Кяфарский ультрабазитовый плутонический комплекс ($\sigma\epsilon$ –Ok) распространен в зоне Передового хребта в междуречье Кяфара и Теберды, где слагает тектонические пластины, линзы по границам и внутри марульского тектонического покрова. Породы комплекса подстилаются базальтоидами кольчубинской или известняками абиширской серий, а перекрываются образованиями Ацгаринского покрова (речепстинская серия).

Тела ультрабазитов сложены на 75 % серпентинитами (преимущественно антигоритовыми), до 5 % рудными минералами (магнетит, хромшпинелиды), 10 % приходится на тальк, актинолит-тремолит, хлорит, карбонаты. Часто отмечаются овальные выделения бастита (до 0,7 мм) – 10–15 %. В виде реликтов изредка встречаются не полностью серпентинизированные дуниты, реже гарцбургиты и лерцолиты.

Не полностью серпентинизированные дуниты имеют порфиновый облик, сложены оливином (85 %), серпентином (10 %), пироксеном (энстатит до 5 %) и единичными зернами эгирин-авгита.

Гарцбургиты представлены оливином (75 %), ромбическим пироксеном (21 %), серпентином (до 5 %), изредка встречаются тремолит, диопсид, хромит.

Лерцолиты встречаются в виде полос в серпентинитах и сложены диопсидом с незначительной примесью оливина и ромбическим (баститизированным) пироксеном. Кроме того, отмечаются магнетит, тремолит, хлорит. Последний развивается по диопсиду.

Отмечаются повышенные содержания цинка, молибдена, свинца и лития [158]. С гипербазитами связаны проявления хромитовой и магнетитовой минерализации. Тела лиственитов, как правило, в той или иной степени золотоносны. По петрохимическим характеристикам породы кяфарского комплекса в большей степени тяготеют к океаническим гипербазитам.

Кембрий-ордовикский возраст принят условно. По калий-аргоновым датировкам возраст габбро, прорывающего ультрабазиты, составляет 457–493 млн лет [99].

Бахмуткинский комплекс диоритовых порфиритов гипабиссальный (δD_{2-3b}) развит в зоне Передового хребта в бассейнах р. Уруп и ее прито-

ков. Залегают в виде множества мелких даек, силлов (первые метры) и нескольких крупных пластовых тел мощностью от 300–500 м и протяженностью до 5 км среди осадочных пород тоханской серии. Интрузии сложены диоритовыми порфиритами с ксенолитами филлитов. Макроскопически они представляют собою сланцеватые вдоль контактов и массивные в центре породы светло-серой или зеленоватой окраски, с порфировой структурой. Вкрапленники (до 10–12%) представлены полевым шпатом, реже кварцем размером до 2×3 мм. Изредка встречается роговая обманка, часто замещенная хлоритом и эпидотом. Основная масса сложена полевошпатово-кварцевым агрегатом с гранобластовой структурой. Химический состав (%): SiO_2 – 51,7–62; Al_2O_3 – 15–16; TiO_2 – 1,2–0,5; FeO – 0,5–3,2; Fe_2O_3 – 12,2–0,9; MnO – 0,2–0,1; CaO – 3,2–4,5; MgO – 5,4–2,2; K_2O – 1–2; Na_2O – 3–4 %. Геохимическая характеристика отсутствует.

Средне-позднедевонский возраст принят по сопоставлению с вулканитами вмещающих пород (средний-верхний девон). К-Аг определения дают возраст (р. Уруп) 332 ± 14 Ма [158] и (р. Пскент, левый приток р.Уруп) 340 ± 15 Ма [158].

Заканский монцодиоритовый плутонический комплекс (μC_{1z}) развит в пределах зоны Передового хребта, приурочен в основном к разломам Пшекиш-Тырныаузской и Заканской зон, где залегают в виде тектонических линз. Интрузивные контакты монцодиоритов с породами речепстинской серии известны только в истоках р. Кяфар (петротип) [133]. Монцодиориты представляют собой средне-крупнокристаллические породы с монцитовой структурой и массивной текстурой. Состоят из плагиоклаза № 28–35 (40–60 %), роговой обманки (15–50 %), микроклина (5–25 %), редко – кварца. Из вторичных распространены хлорит, эпидот и кальцит. Химический состав (%): SiO_2 – 52–54; Al_2O_3 – 15–17; TiO_2 – 1,0–1,3; FeO – 4–6; Fe_2O_3 – 3,2–3,9; MnO – 0,1–0,2; CaO – 6,5–7,5; MgO – 3–5; K_2O – 2,5–4,0; Na_2O – 3–4. По петрохимии эти образования относятся к нормально-щелочным монцодиоритам, калиево-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \sim 1-2$), низкотитанистым ($\text{TiO}_2 \sim 0,2-1,3$). Коэффициент железистости 0,6–0,7.

Образования комплекса трансгрессивно перекрываются осадками башкирского яруса и присутствуют в них в виде галек. К-Аг определения абсолютного возраста находятся в интервале 250–330 млн лет [54].

Чиликский диорит-гранодиоритовый плутонический комплекс (δ , $\gamma\delta\text{C}_{1\delta}$) распространен в верховьях р. Кяфар (петротип) и в междуречье Киша-Уруштен, где слагает массивы и субсогласные тела ($3-5 \times 2-3$ км), косо секущие образования речепстинского метаморфического комплекса. Интрузии характеризуются сильной изменчивостью состава (от умереннощелочных натриевых габбродиоритов до плагиогранитов) и наличием большого количества шлировых выделений, теневых «ксенолитов», такситовых текстур, поэтому некоторые авторы выделяют в нем три фазы: диориты – гранодиориты – жилы и дайки натриевых риолитов, гранит-порфиры, лампрофиры [158]. Однако в крупных массивах преобладают гранодиориты и кварцевые диориты, граниты. Как во вмещающих породах, так и в интрузиях изредка встречаются жилы и дайки габбродиоритов, гранодиоритов, риолитов. Контакты с вмещающими породами инъецированы жилками гранодиоритов и кварца.

Химический состав преобладающих диоритов-гранодиоритов (%): SiO_2 — 55–63; Al_2O_3 — 16–18; TiO_2 — 1,4–0,6; FeO — 6–3; Fe_2O_3 — 1,2–2; MnO — 0,2–0,1; CaO — 5–6,5; MgO — 3,4–4,2; K_2O — 2–2,6; Na_2O — 3–4,5. Петрохимически породы чиликского комплекса относятся к диоритам и гранодиоритам, переходным от нормальных к умереннощелочным, высокоглиноземистым, весьма низкотитанистым, калиево-натриевым. Геохимические параметры элементов близки к кларковым, сохраняется равномерный характер их распределения в разновидностях пород. Несколько повышено содержание ванадия.

Возраст комплекса условно принят раннекарбонным. Породы чиликского комплекса трансгрессивно перекрываются осадками башкирского яруса и коррелируются авторами с близкими по составу гранитоидами белореченского комплекса. Определения абсолютного возраста дают значения от 302 до 330–367 млн лет (K-Ar) [158, 54].

Ятыргвартинский диорит-гранодиоритовый гипабиссальный комплекс (δ , $\gamma\delta\text{C}_3j$) впервые выделен В. А. Затоковенко (1941) и назван по горе Ятыргварта. Детально описан в работах Г. Д. Афанасьева (1950) и др. [154, 133]. Распространен в бассейне р. Малая Лаба в зоне Передового хребта в виде небольших интрузивов или штоков, локализующихся в породах доверхнепалеозойского кристаллического основания. В составе комплекса выделяются диориты первой фазы с обособлениями габбро и габбро-диоритов — гранодиориты и граниты второй фазы. Диориты имеют подчиненное развитие и состоят из плагиоклаза (лабрадор) — 65 %, роговой обманки — 20 %. Биотит и кварц встречаются реже и составляют до 5 % каждый. В массивах часто наблюдаются гибридные обособления габбро и габбродиоритов. Граниты второй фазы составляют основной объем наиболее крупных массивов и состоят из идиоморфных, часто зональных кристаллов плагиоклаза № 20–30 — 35–40 %, кварца — 20–30 %, полевого шпата-анортоклаза — 20–35 %. В небольших количествах присутствуют биотит — 5–7 %, хлорит — 1–2 % и рудные. Петрохимически эти образования относятся к диоритам-гранодиоритам-гранитам нормального ряда, при калиево-натриевом типе щелочности, высоко- и весьма высокоглиноземистым ($\text{al}' \sim 2\text{--}5$), весьма низкотитанистым (TiO_2 — 0,3–0,6), коэффициент железистости 0,6–0,7. Отмечаются повышенные концентрации кобальта, никеля, ванадия, хрома и пониженные серебра, молибдена, германия, иттербия. Наиболее тесная корреляционная связь наблюдается для молибдена, висмута, серебра, иттербия, германия и вольфрама, а также никеля, кобальта, хрома и марганца [158].

Позднекарбонный возраст пород комплекса принят по присутствию их гальки в базальных конгломератах нижнего триаса и значениям абсолютного возраста, охватывающих интервал от 248–300 до 205–265 млн лет (K-Ar) [54].

Чучкурский кварцеводиорит-гранодиорит-порфировый гипабиссальный комплекс ($\gamma\delta\text{P}_{2-3}\text{c}$) распространен в зоне Передового хребта и представлен дайками, штоками, силлами, прорывающими отложения карачаевской и тоханской серий, а также пермские красноцветы (мухинская серия) в долинах рек Даут, Кубань, Малка. Большинство интрузивных тел приурочено к зонам разломов [147]. Контакты с вмещающими — магматические от се-

кущих до согласных. Мощность даек от первых метров до 450 м, протяженность до 4 км (Чучкурская интрузия).

Породы комплекса представлены в основном гранодиорит-порфирами, реже кварцевыми диоритами. Микроструктура гранодиорит-порфиров гломеропорфировая, порфировая, основной массы – аллотриоморфнозернистая, микролитовая, микропойкилобластовая. Порфиновые выделения представлены кварцем (2–3 %), плагиоклазом (10–20 %), основная масса (75–80 %) – аллотриоморфными, реже таблитчатыми зернами плагиоклаза, ксеноморфным кварцем и темноцветными, замещенными вторичными минералами.

К гранитоидным интрузивам комплекса приурочены зоны сульфидизации с минерализацией золота золото-полисульфидно-кварцевого с элементами адуляр-кварцевого формационного типа. Геохимические характеристики пород комплекса близки к кларковым для гранитов–гранодиоритов. Отмечаются повышенные на порядок содержания сурьмы и висмута.

Средне-позднепермский возраст комплекса принят условно и определяется по геологическим данным – его интрузии секут девонские и ранне-среднепермские образования. Не исключена связь магматитов с индосийским тектогенезом [147].

Киньрчадский андезидацитовый вулканический комплекс ($\gamma\pi P_1k$) выделен Г. И. Барановым (1977) в зоне Передового хребта в междуречье Аксаут–Кишкит, где слагает субвулканические интрузивы (штоки, силлы, дайки) дацитов, гранит- и гранодиорит-порфиров. Покровная фация комплекса представлена туфами и лавами андезитовых порфиритов, реже трахидациитов и трахибазальтов, входящих в состав киньрчадской свиты.

Гранит-порфиры выполнены до 85 % фельзитовой кварц-плагиоклазовой серицитизированной основной массой и порфировыми выделениями плагиоклаза (андезин–альбит, до 10 %) и кварца (до 5 %), изредка встречаются полностью хлоритизированные темноцветные минералы. Усредненный химический состав гранит-порфиров (по трем пробам) (%): SiO_2 – 70,7; TiO_2 – 0,35; Al_2O_3 – 13,8; Fe_2O_3 – 2,5; FeO – 0,9; MnO – 0,04; MgO – 0,8; CaO – 1,7; Na_2O – 4,2; K_2O – 1,8; P_2O_5 – 0,16; ппп – 1,7. Петрохимически породы комплекса являются переходными от нормально известково-щелочных к щелочно-натриево-щелочному типу. Геохимические характеристики пород комплекса близки к кларковым для гранитов–гранодиоритов. Отмечаются повышенные более чем на порядок содержания мышьяка, сурьмы и висмута [158].

Раннепермский возраст определяется возрастом вмещающих пород.

Мегазона горст-антиклинория Главного хребта

Лашипсинский гнейсо-габбродиоритовый плутонический комплекс ($\nu\delta D?$) распространен в верховьях рек Лашипсе, Дамхурц, Цахвоа, Киша, Белая и представлен небольшими массивами среди кристаллических сланцев дамхурцевского и лабинского метаморфических комплексов, а также в виде небольших останцов в кровле белореченских гранитов. Контакты с вмещающими породами, как правило, субсогласные тектонически подорванные.

Таблица 2

Усредненный химический состав габброидов

Содержание в % высушенного при 110 °С вещества																		
SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	Li ₂ O	Rb ₂ O	F	SrO	BaO	ппп	Сумма
54,20	13,70	0,93	5,69	1,44	1,03	0,12	5,8	8,42	4,31	2,48	0,1	0,027	0,026	0,162	0,081	0,23	1,46	100,2

Состав изменяется от разгнейсованных габброидов до гнейсодиоритов. Усредненный химический состав гнейсодиоритов (габброидов) (%): SiO₂ – 63,5 (58,5); Al₂O₃ – 15,8 (16,4); TiO₂ – 0,45 (0,64); FeO – 3,9 (4,5); Fe₂O₃ – 1,2 (1,1); MnO – 0,1 (0,2); CaO – 4,1 (6,2); MgO – 3 (3,7); K₂O – 0,9 (2,2); Na₂O – 4,4 (3,5).

Широко развиты вторичные процессы окварцевания и калиевого метасоматоза, в связи с чем петрохимически породы комплекса обычно отвечают диоритам и даже кварцевым диоритам, что не всегда соответствует первоначальному более основному их составу. Геохимически комплекс практически не охарактеризован.

Девонский возраст принят условно по геологическому положению. Определяется временем прорыва(?) вмещающих девонских образований и по сопоставлению с базальтоидами и габброидами Марухского покрова, развитыми в зоне Передового хребта [54].

Туялинский перидотит-габбровый плутонический комплекс (vдD₃t) назван по р. Туяла и распространен в Макерской СФЗ. Представлен в большинстве случаев небольшими (0,1–1 км) неправильной формы телами, залегающими в виде ксенолитов среди гранитоидов белореченского комплекса, реже как дайкообразные тела среди мигматитов гондарайского комплекса. Центральные части наиболее крупных тел образованы крупнозернистыми габбро (габбро-амфиболитами), постепенно переходящими к периферии в среднезернистые амфиболизированные габбро-диориты, диориты и гранодиориты гибридного облика и состава. С вмещающими породами гондарайского комплекса габброиды имеют интрузивные контакты. Типичными породами комплекса являются габбро, габбро-диориты и диориты, реже встречаются гранодиориты и гипербазиты (пироксениты, перидотиты, горнблендиты). Усредненный химический состав габброидов (по пяти наиболее представительным пробам) комплекса приведен в табл. 2.

В петрохимическом отношении породы туялинского комплекса относятся к нормальнощелочным образованиям, к калиево-натриевой серии, отношение окиси натрия к окиси калия изменяется от 1,1 до 2,5, и лишь единичные значения как больше 4, так и меньше 1. По от-

ношению суммы щелочей к кремнезему и глинозему, в большинстве своем, породы комплекса соответствуют известково-щелочной серии и относятся к классу высокоглиноземистых пород. Достоверных определений абсолютного возраста для пород комплекса нет. На основании геологических данных — габброиды комплекса секут позднепротерозойские образования и рвутся белореченскими гранитами. Возраст условно принят позднедевонским.

Белореченский гранитовый плутонический комплекс ($\gamma C_1 b$) широко распространен в доюрском фундаменте от р. Пшеха на западе до р. Терек на востоке. Наиболее крупные массивы развиты в долине р. Малая Лаба, в междуречье Аксаут—Кубань, Баксан—Черек Балкарский. Петротипы изучены по левым притокам Бол. Лабы (Макера, Санчаро), а также на р. Теберда. Гранитоиды зачастую образуют уплощенные пластообразные (мощностью до 2—4 км) сильно вытянутые массивы с весьма мощными и постепенными зонами перехода от собственно гранитоидов как к мигматитам гондарайского комплекса, так и к немигматизированным сланцам и гнейсам макерской серии. Ряд массивов имеет штокообразную неправильную форму площадью до 50 км². В верхнем эндоконтакте ряда массивов присутствуют зоны грейзенизации с развитием мусковитовой и кварц-мусковитовой минеральных ассоциаций. Среди пород комплекса встречаются большей частью однородные средне-крупнозернистые и порфириовидные разности двуслюдяных и биотитовых гранитоидов, иногда огнейсованных, по составу варьирующих от гранодиоритов—плагиогранитов до гранитов, реже до тоналитов. Порфириовидные выделения представлены крупнотаблитчатым микроклин-пертитом, иногда приобретающим вид порфиробластов.

Химический и минералогический состав гранитов варьирует в широких пределах. Наибольшие количественные вариации характерны для микроклина — от 11,3 до 30,0 %; биотита от 3,5 до 20,5 %; плагиоклаза — от 17,5 до 30,5 % и мусковита — от 2,8 до 10,0 %, акцессории представлены сфеном, апатитом, магнетитом. По отношению $Na_2O + K_2O$ к SiO_2 граниты комплекса относятся к умеренно- и нормальнощелочным породам. Большая часть белореченских гранитов приближаются к гранитам I-типа, это подтверждается и положением фигуративных точек состава гранодиоритов (Гурбанов, Аретц, 1996) на диаграммах $Rb - (Y + Nb)$ и $Y - Nb$, где они попадают в поле островодужных гранитов. Величины стронциевых отношений этих пород находятся в пределах 0,70864—0,70963, что также сближает их с гранитами I-типа. По геохимическим характеристикам породы комплекса близки к палингенным гранитоидам известково-щелочной серии по классификации Л. В. Таусона. Сравнение с кларком кислых пород по А. П. Виноградову показывает повышенные концентрации серебра, мышьяка, олова, молибдена, вольфрама бериллия и ниобия [158].

Возраст белореченских гранитов принимается как раннекарбоновый. К-Аг и U-Pb методами получены значения в пределах 350—425 млн лет [56]. Из массива в бассейне р. Танадон определен возраст $357 \pm 4,6$ млн лет (U-Pb) [149].

Уллукамский гранитовый комплекс ($\gamma C_2 u$) широко распространен в доюрском фундаменте от р. Белая на западе до р. Ардон на востоке. Наиболее крупные массивы развиты в долинах рек Аксаут, Кубань, в междуречье Баксан—Черек Балкарский. В составе комплекса выделяются граниты, лейко-

кратовые граниты, аплиты, пегматиты, альбитовые и грейзеновые метасоматиты, которые формировались в две фазы. К первой, главной фазе, относятся крупные массивы, штоки гранитов; ко второй — дайки лейкократовых гранитов, аплитов, пегматитов и связанные с ними метасоматические образования. Часть исследователей в составе комплекса выделяют три фазы [149].

Граниты первой фазы слагают штокообразные субизометричной или неправильной формы, иногда вытянутые в широтном направлении массивы, вскрытые эрозией на глубину от 200 до 2200 м. Вмещающими породами являются мигматиты гондарайского комплекса, граниты белореченского комплекса, а также метаморфические образования макерской серии. Контакты с вмещающими породами магматические, реже тектонические. Эндоконтактовые изменения в гранитах проявлены слабо и сводятся обычно к уменьшению размерности зерен и увеличению количества мусковита и кварца. Для ряда массивов характерны зоны грейзенизации, нередко с турмалином. В экзоконтактах нередко наблюдаются зоны, насыщенные кварц-полевошпатовыми прожилками (до 100 м). К апикальным частям интрузий и вмещающей их раме приурочены жилы пегматитов и аплитов, ассоциирующих с гранитами. Граниты представлены однородными мелко-среднезернистыми разностями, по составу они как биотитовые, так и двуслюдяные обычно «свежего» облика. Минеральный и химический состав гранитов довольно стабилен. Количественные вариации содержаний породообразующих минералов (%): плагиоклаз — от 38,2 до 45,6, микроклин — от 22,17 до 31,10, кварц — от 33,8 до 47,0, биотит — от 3,6 до 8,0 и мусковит — от 6,10 до 13,60.

Вторая фаза представлена дайкообразными телами лейкократовых гранитов, аплитами, пегматитами, грейзенизированными гранитами и грейзенами. Дайки лейкократовых гранитов являются наиболее широко развитыми образованиями в зоне Главного хребта. Мощность тел — от первых метров до первых десятков метров, протяженность — до 1 км.

Для гранитных образований второй фазы установлены наиболее высокие содержания рудных элементов. К дайковым образованиям уллукамского комплекса приурочено молибденовое, золото-мышьяковое и мышьяково-полиметаллическое оруденение, к пегматитам — проявления олова и вольфрама. Вольфрамовое оруденение встречается также в надынтрузивных зонах гранитных массивов.

К уллукамскому комплексу отнесены также граниты, выделявшиеся в фаснальский гранитовый комплекс, развитый в пределах Балкаро-Дигорского выступа в бассейнах рек Урух, Айгамуга, Садон, Ардон и Кутардон.

Для комплекса характерны повышенные концентрации олова и бериллия (до 20–30 кларков концентраций), а для жильных образований установлены наиболее высокие содержания рудных элементов [158]. К последним часто приурочено молибденовое, золото-мышьяковое и мышьяково-полиметаллическое оруденение, к пегматитам — проявления олова и вольфрама.

По уточненным данным, возраст уллукамских гранитов может быть определен как среднекарбонный. В последние годы получены значения абсолютного возраста $329,4 \pm 6,3$ млн лет и $315 \pm 5,6$ (U-Pb) [149] и 316 ± 3 млн лет (U-Pb, SHRIMP) [142].

Северо-Кавказская моноклинально-складчатая зона

Маринский вулканический комплекс натриевых дацит-андезитов ($\alpha\zeta J_1 m$) обнажается в бассейнах Кубани, Теберды, Мары, Подкумка, Эшкакона и Хасаута в пределах Лабино-Малкинской зоны.

В составе маринского комплекса выделены покровная и субвулканическая фации. Первая описана в составе хумаринской свиты в гл. «Стратиграфия». Субвулканическая фация представлена дайками, силлами, штоками, лакколитами, хоналитами дацитов, андезитов, гранит-порфилов, диорит-порфиринов, кварцевых диорит-порфиринов.

По поводу количества и состава фаз среди исследователей нет единого мнения, в последнее время большинством исследователей выделяются четыре фазы.

Первая фаза представлена улкан, штоками, лакколитами и дайками андезитовых порфиринов. Основными петрохимическими особенностями пород является пониженные величины TiO_2 , CaO , MgO и повышенные — Al_2O_3 , K_2O .

Ко *второй фазе* относятся крутопадающие штоки, сложенные андезито-дацитовыми порфиритами, обычно располагающимися в периферийных частях основных выходов вулканитов. В химическом отношении они отличаются повышенным содержанием кремнекислоты и глинозема с преобладанием натрия над калием.

В *третью фазу* выделены тела диорит-порфилов вытянутой и, реже, дайкообразной форм. Диорит-порфиры секут покровы первой фации и субвулканические образования первой и второй фаз. В петрохимическом отношении диорит-порфиры являют собой типичные известково-щелочные породы.

Четвертая фаза представлена редкими штоками и дайками гранит-порфилов. Они прорывают все образования маринского комплекса. В петрохимическом отношении гранит-порфиры представляют собой пересыщенные кремнекислотой и алюминием лейкократовые породы, в которых железо преобладает над магнием, а натрий над калием.

Характерной особенностью субвулканических образований комплекса является развитие связанных с ними эруптивных брекчий, представленных лентообразными телами мощностью от 1,5–2,0 м до нескольких сантиметров, развитых вдоль контактов тел.

К образованиям маринского комплекса приурочены комплексные аномалии (Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, As, Ba, Sb) с участием золота. На площади развития вулcano-плутонических центров базальт-андезит-дацитового состава отмечаются минерализованные зоны с золото-серебряным оруденением.

Раннеюрский возраст комплекса устанавливается по тесной связи с синемюр-плинбахской хумаринской свитой. Датировки абсолютного возраста по данным K-Ar метода колеблются в пределах 165–214 млн лет.

Псеашхо-Гузери́пльская, Шаро-Аргунская, Бокового хребта, Казбегско-Лагодехская зоны

Лаурско-Казбекско-Кахетинский латеральный ряд дайковых комплексов ($\beta J_{1-2}K$) распространен в осевой части горного сооружения от Черного до Каспийского морей. Представлен дайками лейкодолеритов, долеритов, вариолитами, пикритами, перидотитами, крайне редко гранит-порфирами, а также малыми телами габбро, габбро-долеритов и габбро-диоритов. Их расположение подчиняется общекавказскому простиранию, однако довольно часто отмечаются субмеридиональные (простирание $340-350^\circ$) и хаотические (в крупных гранитных массивах) ориентировки тел.

По внешнему облику, степени деформированности, внутренней структуре и уровням локализации в разрезе дайки комплекса делят на ранне- и среднеюрские. Для первых характерна форма залегания в виде субсогласных сланцеватости и кливажу линз, будин и ветвящихся сложно деформированных жил. Контакты с вмещающими породами резкие с зонами осветления и ороговикования мощностью от 1–2 до 5 см, но отмечаются и тектонические с глинкали трения.

Дайки среднеюрского возраста распространены значительно шире раннеюрских, они представлены всеми разновидностями пород от кислых до ультраосновных, локализуются на разных уровнях обнаженного разреза вплоть до аалена.

Лейкодолериты состоят (%) из плагиоклаза (50–60), хлорита (15–30), карбоната (5–10), рудных (пирит, пирротин до 5), кварца (1–2) и редко оливина. С этой группой даек часто связана вкрапленность и прожилки пирротина и халькопирита.

Долериты, в том числе роговообманковые, отличаются от предыдущих темно-серой окраской, более полной степенью раскристаллизации и меньшими масштабами вторичных изменений. Роговообманковые долериты характеризуются массивной текстурой и гломеропорфировой структурой с субофитовой, пилотакситовой основной массой. Порфиновые вкрапленники представлены раскисленным до альбит-олигоклаза слабо серицитизированным и хлоритизированным плагиоклазом размером до 2–4 мм.

Вариолиты слагают жилы в дайках долеритов и внешне представляют собой зеленовато-светло-серые породы, в которых просматриваются более светлые округлые включения (вариоли) диаметром от долей мм до 15 мм, последние не имеют четких границ.

Пикриты и пикриодолериты внешне представляют собой зеленоватые, темно-серые мелко-среднекристаллические массивные породы, серпентинизированные или хлоритизированные и оталькованные их разности. Микроскопически они характеризуются зернистой, в серпентинизированных и оталькованных разностях – петельчатой структурами. Основная масса сложена оливинами (до 78 %), ромбическим пироксеном (энстатит) и плагиоклазом.

Перидотиты описаны в бассейнах рек Фиагдон, Ардон, Архон. Встречаются они и на западном погружении Центрального Кавказа. Интрузии залегают в аргиллитах лейаса, породах доюрского основания и тесно ассоциируют с долеритами, образуя вместе с ними крутопадающие дайки. Сложены (%) серпентином (46–48) за счет оливина, серпентин-хлоритовым

мезостазиом (20–25), пироксеном (12), амфиболом (3,5). Перидотиты относятся к семейству милилитолитов (щелочных пикритов). По структуре и оптическим свойствам серпентин принадлежит к разновидности, обогащенной железом (боулингиту). Моноклинный пироксен представлен диопсид-авгитом и часто замещается обыкновенной роговой обманкой.

Гранит-порфиры залегают в основном в центральных частях даек кварцевых долеритов. Вместе с последними они образуют прерывистые цепочки сложных даек с интрузивными контактами, подчеркнутыми зонками (до 6 см) гибридных пород диоритового состава.

Габбро, микрогаббро и габбро-долериты встречаются на всем протяжении дайкового пояса в виде вытянутых в общекавказском направлении линзовидных, реже неправильной формы тел мощностью от 50–100 до 200 м и протяженностью 1–2 км. Микрогаббро имеют порфиристую структуру и массивную текстуру. Порода состоит из мелкозернистой основной массы, сложенной зернами плагиоклаза и уралитовой роговой обманки.

Анализируя многочисленные петрохимические характеристики пород лаурско-казбекско-кахетинского долеритового дайкового комплекса можно сделать вывод о неоднозначности трактовки геодинамических условий их формирования. По мнению разных исследователей, становление пород комплекса приурочено к северному борту внутриконтинентальной рифтовой зоны или внешнему континентальному шельфу в зоне растяжения северного борта юрского задугового бассейна. Общая геологическая ситуация однозначно указывает, что внедрение даек лаурско-казбекско-кахетинского комплекса происходило в условиях растяжения континентальной коры.

Ранне-среднеюрский возраст лаурско-казбекско-кахетинского комплекса принимается на основании положения его тел, их соотношения с вмещающими и перекрывающими отложениями, а также участия тел комплекса в складчатости. Наиболее молодыми образованиями, которые прорывают дайки, являются верхнеааленские. Участие даек в складчатости предкелловейской эпохи говорит об их докелловейском, вероятно ааленбайосском времени внедрения.

Казбекско-Лагодехская зона

Фиагдонский перидотит-габбровый вулканический комплекс ($v\sigma J_{1-2f}$) распространен в основном в междуречье Архондон–Дзамарашдон. Субвулканические интрузии представлены штокообразными телами (350 × 150 м) габброидов, дайками и sillами микрогаббро, реже встречаются дайки гипербазитов. Контакты с вмещающими породами ороговикованы на расстоянии до 4–10. Вулканогенные образования, представленные лавовыми потоками базальтов, отнесены в состав фиагдонской серии (дзамарашская и бугульгинская свиты).

Габброиды состоят из примерно равных количеств беспорядочно ориентированных зерен плагиоклазов и моноклинного пироксена, реже оливина, а также амфибола и биотита, как правило вторичных. *Микрогаббро* характеризуется порфиристой структурой и тонкокристаллической основ-

ной массой. Вкрапленники представлены лабрадором, реже авгитом. Основная масса состоит из андезина и авгита с примесью оливина. *Гипербазиты* (перидотиты, пикриты) встречаются как в виде линз среди габброидов, так и образуют самостоятельные массивы (мидаграбинский и др.). В их составе преобладают основной плагиоклаз, пироксен, авгит, серпентин хлоритовый, амфибол (эденитовая роговая обманка), хлорит, титаномагнетит, в примеси плагиоклаз, пренит, апатит, актинолит, асбест. На отдельных участках жилы асбеста до 20–40 см.

По химическому составу габброиды комплекса (SiO_2 от 45 до 50 %) относятся к классу высокоглиноземистых, содержание Al_2O_3 от 14,2 до 17,8 %, коэффициент глиноземистости всегда более единицы, содержание MgO изменяется от 8 до 11 %, K_2O обычно менее 0,2 %, Na_2O не превышает 3 %. Гипербазиты характеризуются повышенным содержанием Al_2O_3 , TiO_2 и CaO , что приближает их к пикриту, с повышенным содержанием MgO . По петрохимическим характеристикам образования фиагдонского комплекса относятся к магнезиальной ветви толеитовой серии, сформировавшейся в условиях срединно-океанического хребта.

Возраст фиагдонского комплекса принят плинсбах-ааленским по сопоставлению с покровной фацией плисбах-ааленской фиагдонской серией. Возраст микрогаббро верховьев р. Фиагдон по K-Ar дает значения 112 ± 10 , 116 ± 16 , 136 ± 5 , 156 ± 16 , 162 ± 15 , 176 ± 8 млн лет. Sm-Nd изотопный метод по изохроне дает возраст 143 ± 58 Ma.

Псеашхо-Гузерильская зона

Санчаро-кардывачский габбродиорит-гранитовый плутонический комплекс ($v\delta$, γJ_2sk) представляет собой серию сложнопостроенных многофазных массивов (до 10 км), вытянутых вдоль Главного Кавказского разлома от истоков р. Санчаро до пер. Ачишхо. Выделяются две основные фазы: ранняя – габбродиоритовая и поздняя – гранитовая, в которых в свою очередь можно выделить «фазы внедрения».

Габбродиоритовая фаза слагает небольшие (до первых км²) массивы, сложенные мелкозернистым габбро (первая габбродиоритовая фаза внедрения), диоритами, габбродиоритами (вторая габбродиоритовая фаза внедрения) и жилами, дайками пегматоидного габбро (третья габбродиоритовая фаза внедрения).

Гранитовая фаза – это серия интрузий (до 1–2 км²) и многочисленные дайки на северо-западном окончании Санчаро-Кардывачского массива. Она представлена в основном серыми среднезернистыми роговообманковыми гранитами (первая гранитовая фаза внедрения), их пересекают жилы и штоки розоватых гранитов с микропегматоидными структурами (вторая гранитовая фаза внедрения), которые в свою очередь рвутся дайкообразными интрузиями мелкозернистых гранит-аплитов (третья гранитовая фаза внедрения). Гораздо реже встречаются силлоподобные тела риолитов, микрогранитов, иногда с густой вкрапленностью рудных минералов в апикальных частях интрузий (четвертая гранитовая фаза внедрения). С заключительными гранитовыми фазами внедрения комплекса связано жильное полиметаллическое оруденение.

Среднеюрский возраст комплекса принят по геологическим данным. Породы комплекса прорывают отложения плинсбах–нижнего тоара, а массивы гранитовой ассоциации секутся ранне-среднеюрскими дайками лаурско-казбекско-кахетинского комплекса, кроме того, отдельные датировки абсолютного возраста дают значения до 175 млн лет (K-Ar) [54].

КАЙНОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Тырныаузский гранитовый гипабиссальный комплекс ($\gamma N_2 tr$) распространен в долине р. Баксан. В составе комплекса выделяются три фазы: лейкократовые граниты–плагиограниты первой фазы, биотитовые эльджуртинские граниты второй, некки, дайки риолитов (липаритов) и гранит-порфиры третьей фазы.

Лейкократовые граниты первой фазы в основном распространены в правом борту среднего течения р. Тырныауз. Наиболее изучены два сложных по морфологии тела «Паук» и «Самолет». Среди них преобладают плагиоклазовые гранит-порфиры с порфиrowыми выделениями кварца, при исчезновении которых породы приобретают аплитовый облик. Петрохимически породы характеризуются высоким содержанием кремнезема (до 88 %), повышенными (до 4–5,5 %) значениями концентрации окиси кальция, высокой основностью плагиоклаза и низкими содержаниями натрия и калия при преобладании первого. В зонах экзоконтакта с мраморами образовались слаборудоносные биметасоматические пироксен-гранатовые скарны. Лейкограниты прорывают рудоносные метасоматиты, формирование которых связывается с позднеальпийским раскрытием щелевой структуры (Скрипченко, 2005), сами же секутся телами эльджуртинских гранитов и риолит-порфиров, а также рудными жилами – кварц-пироксен-гранатовыми с шеелитом, кварц-молибденитовыми и кварц-карбонат-сульфидными. Неогеновый возраст их установлен по многократным определениям от 2,1 млн лет до 7–20 млн лет (K-Ar) [24].

Эльджуртинские граниты слагают одноименный наиболее крупный интрузивный массив южнее г. Тырныауз. Массив представляет собой шток, с севера ограниченный разломом со сбросовой амплитудой смещения до 1,5–2 км. Массив в основном сложен крупнозернистыми порфиrowыми биотитовыми гранитами с крупными кристаллами анортоклаза, реже встречаются мусковит-биотитовые разности. Главными породобразующими минералами являются (%): анортоклаз – 34,5; плагиоклаз – 31,6; кварц – 25,7; биотит – 7,8. Аксессуарные минералы представлены апатитом, цирконом, реже ортитом, рутилом, флюоритом, отмечаются магматические кальцит и эпидот. В петрохимическом отношении эльджуртинские граниты относятся к нормальному ряду и отличаются от среднего состава гранита повышенным содержанием кремнезема и щелочей и пониженным – кальция и железа [23]. В зонах эндоконтакта эльджуртинских гранитов с мраморами появляются разновидности, представленные диоритами, гранодиоритами, лабрадоровыми аплитами, плагиоклазитами, кварцевыми сиенитами и аляскитами, которые образуют отдельные участки с постепенными взаимопереходами. В зонах экзоконтакта отмечаются маломощные

(до 1–2 м) гранат-пироксеновые биметасоматические скарны со слабой рудоносностью. Эльджуртинские граниты в кровле массива срезают интрузивные и дайковые тела лейкократовых гранитов и инфильтрационно-метасоматические скарновые рудные залежи. В то же время сами граниты секутся дайками гранит-порфиров и риолит-порфиров, а также прожилками с молибденитовой, кварц-шеелитовой, шеелит-флюоритовой и кварц-сульфидной минерализацией заключительных этапов рудообразования. По этим данным эльджуртинские граниты относительно основного оруденения являются пострудными и интравудными. К-Аг возраст эльджуртинских гранитов укладываются в интервале от 1,8 млн лет (Борсук, 1979) до 2,5 млн лет (Аракелянц, 1988); пересекающих их даек гранит-порфиров – $(1,65–1,50) \pm 0,25$ млн лет; некая риолитов – $(1,80–1,60) \pm 0,25$ млн лет [24]. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ методом по биотитам из гранитов в кровле массива установлен их возраст $2,48 \pm 0,029$ млн лет, а вниз по вертикальному разрезу (до уровня русла р. Баксан) получены цифры порядка 2,0–1,9 млн лет, соответствующие времени остывания массива [77].

Образования третьей фазы, представленные некками и дайками риолитов и гранит-порфиров, прорывают тело эльджуртинских гранитов. Наиболее крупные массивы расположены в междуречье Тырнауз–Баксан и представляют собой некки округлой и эллипсовидной формы с почти вертикальными контактами. Их состав отвечает преимущественно риолито-дацитам. Породы желтовато-серые, ноздреватые, с крупными (иногда до 5 см) вкрапленниками полевого шпата (санидин или анортотлаз), кварца и чешуйками биотита. Основная масса состоит из тех же минералов и неравномерно раскристаллизованного стекла. По петрохимическому составу они практически не отличаются от среднего состава риолито-дацитов. На их контакте с роговиками иногда проявлены скарны. Риолит-порфиры являются наиболее молодыми породами комплекса: прорывают все вышеописанные интрузии и синхронные им метасоматиты и главные рудные образования. В то же время сами секутся арсенопирит-шеелит-гранат-флюоритовыми и кварц-кальцит-полисульфидными жилами и прожилками. Последние являются продуктами заключительного этапа формирования рудно-магматического комплекса Тырнауз. Неоген-неоплейстоценовый возраст образований третьей фазы устанавливается по определениям возраста К-Аг и Rb-Sr методами и колеблется в пределах от 1,5 млн лет [24] до 2,89 млн лет (Багдасарян, 1981).

Теплинский гранит-гранодиоритовый гипабиссальный комплекс ($\gamma\delta\text{N}_2t$) распространен в междуречье Урух–Геналдон в зоне сочленения поднятия Главного хребта и складчатых зон Ардонского перешейка.

В составе комплекса выделяются несколько фаз, но наиболее четко первые четыре: первая фаза – дайки фельзитов, диоритовых порфиров и микрозернистых диоритов; вторая фаза – дайки риодацитов и дацитов; третья фаза – штоки и штокообразные массивы гранодиоритов, гранитов, реже гранит-порфиров, дацитов; четвертая фаза – мелкие штоки и дайки андезитов, андезибазальтов, базальтов.

Дайковые тела, ранее выделяемые в пятую, шестую и седьмую фазы, рядом исследователей [69, 23 и др.] относятся к самостоятельному позднеплиоцен-плейстоценовому антидромному комплексу даек, авторы считают,

что их целесообразно рассматривать в составе эльбруско-казбекского комплекса, как начальные его фазы.

Детально изучены породы главной (третьей) фазы, представленные небольшими интрузивными массивами, штоками (протяженность от 0,7 до 4,0 км) диоритов—кварцевых диоритов, гранодиоритов, мелкозернистых гранитов, реже гранит-порфиров [92, 24, 149 и др.]. Наиболее распространенной породой являются мелкозернистые *гранодиориты* с гипидиоморфной структурой, иногда порфировидные. В их составе наблюдаются (%): плагиоклаз — 42–50, кварц — 15–22, калишпат — 15–20, биотит — 10–15, амфибол (роговая обманка) — 5–10, акцессории (апатит, турмалин, сфен, циркон, рудный) — 1–2. *Гранитами* сложены небольшие (до 0,5 км²) штокообразные тела и дайки, пересекающие гранодиориты. Они состоят (об. %) из кварца (до 30), санидина—анортотлаза (до 30–35), плагиоклаза (до 20–23), биотита (5–8), роговой обманки (3–5). Состав акцессорных минералов аналогичен наблюдаемому в гранодиоритах. Контакты с вмещающими породами четкие, магматические. Для большинства даек характерны процессы вторичных изменений осадочных пород, которые проявляются в карбонатизации, хлоритизации и серицитизации.

По химическому составу породы комплекса относятся преимущественно к породам нормального ряда, с калиево-натриевым типом щелочности, характеризуются обогащением легкими редкими землями. Отдельные разновидности пород относятся к щелочным и известково-щелочным породам [112]. По анализу многочисленных значений радиологического возраста теплинский комплекс целесообразно считать позднеплиоценовым, в интервале 2,8–2,5 млн лет [69].

Эльбруско-казбекский андезит-дацит-риолитовый вулканический комплекс ($\gamma\delta N_2$ —Qek) объединяет покровные (вулканогенная толща) и жерловые, субвулканические фации [153]. Покровные образования описаны в гл. «Стратиграфия».

Породы субвулканических и жерловых фаций наиболее полно представлены в пределах Верхнечегемского нагорья в пределах одноименной вулканической кальдеры. Это массив гранодиорит-порфиров и риолитовых игнимбритов изометричной формы площадью 15 км², сформировавшихся в верхнем плиоцене — 2,83–2,84 млн лет [69]. Гранодиорит-порфиры по всей интрузии характеризуются полнокристаллической структурой основной массы. Вкрапленники представлены таблитчатыми кристаллами андезина и округлыми выделениями кварца. Реже наблюдаются мелкие (до 1 м) выделения темноцветных минералов — биотита, гиперстена и базальтической роговой обманки, последняя отмечается только в эндоконтактной зоне интрузии. Вблизи северной границы нагорья отмечаются дайки риолитов. Со своими эффузивными производными они имеют сходный петрохимический состав, что говорит об общем магматическом очаге.

К северу от Верхнечегемского нагорья образования комплекса представлены риодацитами и риолитами, залегающими в виде даек мощностью от 3 до 15 м и протяженностью до 1,5 км. Реже образуют небольшие штокообразные тела мощностью до 50–100 м. Приконтактные изменения выражены слабо и представлены обычно зоной закалки до 0,1–0,2 м без видимых новообразований.

К описываемому комплексу относятся также малые тела (до 200 м) дацитов, андезидацитов и дайки дацитов, андезитов, риолитов, андезидацитов и андезибазальтов, основная масса которых приурочена к Теплинскому и Сонгутидонскому массивам. Образования различного состава преимущественно разобщены пространственно, а соотношения между телами просматриваются слабо. Протяженность даек колеблется от 8–10 до 200 м при мощности до 20 м.

Абсолютный возраст по данным К-Аг-го метода из даек риодацитов и некка риолитов субвулканического комплекса соответствует значениям $1,7 \pm 0,25$ и $2,2 \pm 0,12$ млн лет [145].

Жерловая фация включает экструзивные купола и некки, обнажающиеся в истоках рек Кубань и Уллухурзук, отдельный небольшой некк и дайку в левом борту р. Баксан в восточной части водораздельного гребня рек Кыртык–Баксан. Некки имеют четкое зональное строение. Периферийные части сложены лавами стекловатыми афировыми и мелкопорфировыми с ксенолитами вмещающих пород. Далее идет переходная зона лав тонкоплитчатых, субвертикальнополосчатых. Центральная часть представлена хорошо раскристаллизованными порфировыми лавами риодацитов.

Экструзивные купола располагаются в верховьях рек Битиктебе, Кюкюртли и на водоразделе рек Уллухурзук и Кубань, в левом борту ледника Уллукам. Приурочены они к неотектоническим радиальным разломам широтной ориентировки. Экструзия р. Битиктебе сложена лавобрекчиями с флюидальными псефито-агломератовыми обломками лав в псефито-псаммитовом лаво-туфовом светлом цементе. Микроскопически соответствуют туфобрекчиям дацитового состава с кристаллолитокластической, псаммитовой и псаммито-псефитовой структурами, брекчиевиднотакситовой текстурой с включениями амфиболов, биотита, гиперстена и плагиоклаза. Экструзия стены Кюкюртли имеет площадь выхода $1,5–2,0$ км², максимальную глубину эрозионного вреза 800–900 м. Ее внедрение произошло на заключительной стадии деятельности вулкана Кюкюртли. Сложена дацитами темно-серыми до черных, с порфировидными включениями плагиоклаза. Возраст, по результатам ⁴⁰Аг/³⁹Аг датирования (Стенфордский университет, США) мегакристалла санидина, составил 620 ± 33 тыс. лет [23].

По имеющимся К-Аг определениям возраст жерловых и субвулканических образований эльбрус-казбекского комплекса, его следует считать позднеплиоцен-четвертичным.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Метаморфические образования в пределах российской части Кавказа имеют значительное распространение, участвуют в строении кристаллического фундамента и представлены гнейс-мигматитовыми и метаморфическими породами, различными по составу и степени метаморфизма. В современной структуре они образуют основу позднегерцинско-индосинийских горст-антиклинорий Главного хребта и Карачаево-Черкесского и менее широко распространены в пределах расположенного между ними грабен-синклинории Передового хребта. Большая часть их в пределах Карачаево-Черкесского горст-антиклинория перекрыта мезозойским чехлом осадочных пород.

ПОЗДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Мегазона Карачаево-Черкесского горст-антиклинория

Зона Карачаево-Черкесского горст-антиклинория выделяется в структурах домезозойского фундамента и на рассматриваемой территории представлена своей южной частью, перекрытой юрскими и меловыми осадками. На дневную поверхность выведены преимущественно древнейшие (протерозойские) метаморфические комплексы, обнажающиеся в глубоких врезях рек Кубань, Хасаут, Малка, Тызыл, Баксан. На изученной территории эти образования относятся к Хасаутской и Кубано-Баксанской структурно-формационным подзонам.

Нижнехасаутский сланцевый метаморфический комплекс (sPR₂nh) распространен в Хасаутской подзоне и включает муштинский, каратюбинский и каранькольский метаморфические подкомплексы.

В основании видимого разреза муштинского подкомплекса (до 200 м) залегают (снизу вверх): графит-биотит-кварцевые сланцы, выше следуют амфибол-биотитовые порфиroidы, сменяющиеся биотитовыми порфиroidами с прослоями сланцев. Они согласно перекрываются мусковит-кварцевыми сланцами с тонкими прослоями хлорит-биотит-кварцевых сланцев. Самые верхи разреза (до 540 м) сложены биотит-кварцевыми и биотит-альбит-кварцевыми сланцами с тонкими прослоями хлорит-альбит-кварцевых и актинолит-кварц-плагиоклазовых сланцев. Выше согласно залегают амфиболиты (актинолит-рогообманковые), амфиболовые сланцы с тонкими прослоями биотит-мусковит-кварцевых, альбит-биотит-кварцевых и хлорит-мусковит-

кварцевых сланцев (каратюбинский подкомплекс, более 170 м). Отмечаются единичные линзы мраморизованных известняков и горизонты (до 5 м) метатравертитов. Венчают разрез комплекса согласно залегающие тонкополосчатые биотит-мусковит-кварцевые сланцы с тонкими прослоями кварц-альбит-хлоритовых, хлорит-эпидот-кварцевых и роговообманковых сланцев, реже филлитовидных и кварцитовидных (караныкольский подкомплекс, до 480 м). В долине р. Тызыл отложения представлены филлитами, филлитовидными и кварцитовидными сланцами с редкими прослоями известковистых сланцев, мраморизованных известняков и черных графитсодержащих микрокварцитов (до 580 м). К филлитовидным сланцам приурочены стратиформные проявления полиметаллических руд, а к графитсодержащим разностям — медная минерализация и аномалии радиоактивных металлов. В средней части разреза комплекса установлено стратиформное ванадий-медно-урановое оруденение (рудопоявление Юбилейное) и повышенные содержания золота в графитсодержащих сланцах [126].

Общая мощность нижнехасаутского метаморфического комплекса оценивается в 1400 м. Породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев, а в нижней части в условиях, переходных к эпидот-амфиболитовой [147]. Позднепротерозойский возраст принят по находкам доордовиковских *Protoliosphaeridium* sp. и U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr датировкам, находящимся в интервале от 790 до 1370 Ma [156]. Семь датировок U-Pb методом на установке SHRIM дали значения в интервале от 527 до 575 Ma и одно 2635 Ma [142].

Верхнехасаутский сланцевый метаморфический комплекс (sPR₂vh) распространен в бассейнах рек Хасаут и Малка и объединяет согласно залегающие халтухакольский, долинноарзанский и шиджатмазский подкомплексы.

Нижняя часть разреза (халтухакольский подкомплекс, до 880 м) согласно залегает на подстилающем нижнехасаутском метаморфическом комплексе и представлена мусковит-кварцевыми сланцами, метапорфиритодами, метатупфитами и метаконгломератами, сменяющимися к кровле филлитами, метапесчаниками и метаалевролитами.

Средняя часть разреза (долинноарзанская свита, более 600 м) представлена филлитами, в меньшей степени мраморизованными известняками, метапесчаниками и метаалевролитами, с прослоями известняков.

Венчают разрез серицит-хлоритовые сланцы, чередующиеся с пачками псаммитовых метатупфитов и прослоями кварц-альбит-эпидотовых сланцев (шиджатмазский подкомплекс, более 1012 м).

Метаморфизм пород комплекса проходил в условиях низких ступеней фации зеленых сланцев. Степень метаморфизма слабо увеличивается вниз по разрезу.

Мощность верхнехасаутского комплекса более 2400 м. Возраст определяется как верхнепротерозойский (средне-позднерифейский). Sm-Nd изохрона из метавулканитов халтухакольского подкомплекса дала цифру $930 \pm \pm 130$ млн лет [156]. В долине р. Малка в филлитах и известняках долинноарзанского подкомплекса определены доордовикские *Protoliosphaeridium crassum* Tim., *Protoliosphaeridium* sp. [79]. Кроме того, эти отложения перекрываются кембрий-силурийскими песчаниками урлешской свиты.

Кубано-баксанский ряд сланцевых метаморфических комплексов (sPR₂kb) объединяет кубанский, худес-даутский, шаукамнысыртский и аманчегет-

баксанский метаморфические комплексы, обнажающиеся в Кубано-Баксанской подзоне.

Кубанский сланцевый метаморфический комплекс (до 1580 м) распространен по р. Кубань и включает джаланкольский и индышский метаморфические подкомплексы.

В нижней части разреза (от 600 до 1000 м, джаланкольский подкомплекс) залегают кварц-альбит-серицитовые и амфиболовые сланцы, филлиты с прослоями мраморизованных известняков, кварцитовидных сланцев, метапесчаников. Выше (до 580 м) согласно залегают амфиболовые (актинолитовые) сланцы с прослоями филлитовидных, серицит-биотит-кварц-полевошпатовых и кварцитовидных сланцев, линзами мраморизованных известняков и мраморов (индышский подкомплекс). Для лейкократовых разностей характерно двукратное, а для амфиболовых — четырехкратное преобладание натрия над калием.

Породы комплекса метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев (биотитовая зона), а вблизи интрузии гранитов малкинского комплекса отмечаются эпидот-амфиболовые и биотитовые роговики мощностью до 50 м.

Средне-позднерифейский возраст кубанского комплекса определяется по данным, полученным Sm-Nb методом (787, 831 и 840 Ma) [85, 156]. Биотитовые роговики имеют возраст 322 Ma [28].

Худес-даутский сланцевый метаморфический комплекс (до 1600 м) тектонически перекрывает кубанский, обнажается в устьевой части р. Худес, по рекам Даут, Ташлыккол и представлен ташлыккольским и тубалыкулакским подкомплексами.

Нижняя часть разреза (ташлыккольский подкомплекс, до 1025 м) сложена биотит-хлорит-кварц-плагиоклазовыми, хлорит-плагиоклазовыми сланцами, вверх по разрезу появляются прослои амфиболовых (актинолитовых) сланцев, мраморов и известковистых сланцев. В основании подкомплекса широко развиты субсогласные дайки и прожилки гранит-порфиров и плагиогранитов. Выше согласно залегают филлитовидными (за счет тонкодисперсного графита) сланцы и кварциты с редкими линзами известняков, мусковит-кварцевые, мусковит-альбит-кварцевые сланцы (тубалыкулакский подкомплекс, до 630 м).

Региональный метаморфизм пород соответствует условиям низких ступеней фации зеленых сланцев. Среднерифейский возраст определяется органическими остатками и данными Sm-Nd датировок. В филлитовидных сланцах установлены микрофоссилии: колониальные (cf. *Palaeoanacystis vulgaris* Schopf) и нитевидные (*Siphonophocus*), а также единичные мелкие сфероморфные окритархи (*Margominuscula rugosa* (N a u m) J a n k., характерные для отложений раннего—среднего рифея [156]. Датировка, полученная Sm-Nd методом, для кварцитов из тубалыкулакского подкомплекса составила 1000 Ma [85], а цирконы ташлыккольского подкомплекса характеризуются возрастом от 520 Ma [78] до 772,4 – 859,9 Ma (U-Pb) [156].

Аманчегет-баксанский сланцевый метаморфический комплекс (более 4000 м) обнажается в долине р. Баксан на широте г. Тырныауз и к северу от него и представлен сукошским, камыкским, кестантинским и гижгитским подкомплексами.

Низы разреза (сукошский подкомплекс, более 700 м) сложен мусковит-кварц-альбитовыми сланцами и гнейсами, обычно содержащими порфи-робласты сине-зеленой роговой обманки и граната; в средней части разреза встречаются маломощные (до 2 м) пластовые тела метапорфириидов и мелкие секущие и согласные тела габбро, диоритов, а также единичные тела плагиогранит-порфи-ров (гранофи-ров). Выше согласно залегают мелкозернистые гранат-амфибол-эпидот-хлорит-альбитовые, часто порфи-робла-стовые сланцы, с прослоями лейкократовых и двуслюдяных сланцев (камык-ский подкомплекс, до 1100 м). Порфи-робла-сты представлены роговой обманкой, гранатом, реже биотитом и хлоритом.

Далее разрез тектонически наращивают серицит-альбит-кварцевые и хлорит-кварцевые сланцы с прослоями кварц-альбит-хлоритовых, эпидот-хлорит-плагиоклазовых сланцев, порфи-ритоидов, известковистых сланцев и метатупфов (кестантинский подкомплекс, до 2060 м). Этот подкомплекс, по нашему мнению, является фациальным аналогом сукошского подком-плекса. Петрографический состав, помимо основных породообразующих минералов, характеризуется присутствием стильпномелана, биотита и гра-ната, аксессуарии представлены пиритом, апатитом, сфеном и цирконом. Венчают разрез комплекса согласно залегающие порфи-ритоиды и эпидот-хлорит-плагиоклазовые сланцы с прослоями серицит-альбит-кварцевых разностей (гижгитский подкомплекс, до 525 м).

Региональный метаморфизм пород аманчегет-баксанского комплекса отвечает биотитовой и гранатовой зонам зеленосланцевой фации, и степе-нь его нарастает вниз по разрезу, достигая эпидот-амфиболитовой [185, 209]. Среднерифейский возраст принят условно по геологическим данным, на основании сопоставления с метаморфическими комплексами зоны Ка-рачаево-Черкесского горст-антиклинория. К-Ag и Rb-Sr датировки распо-лагаются в интервале от 345–370 до 400 Ма, который, скорее всего, отвечает возрасту метаморфизма [56].

Шаукамнысыртский кварцит-сланцевый метаморфический комплекс (бо-лее 2800 м) объединяет шаукольский, талыкольский, моралькольский и бабучетский подкомплексы.

Основание разреза сложено двуслюдяными сланцами, реже хлоритовы-ми и амфиболовыми порфи-робластовыми с редкими прослоями кварцитов (шаукольский подкомплекс, до 1100 м). Выше, с тектоническим срывом, за-легают кварциты с подчиненными прослоями кварц-серицитовых, хлорит-серицит-альбит-кварцевых, биотит-кварцевых сланцев (талыкольский под-комплекс, до 500 м). Встречаются разности, обогащенные графитом. Далее, без видимого несогласия, разрез наращивают эпидот-хлорит-альбитовые, аль-бит-актинолит-хлоритовые, серицит-кварцевые, альбит-кварцевые сланцы с редкими линзами мраморов (моралькольский подкомплекс, до 900 м). Вен-чают разрез комплекса согласно залегающие графитсодержащие филлитовид-ные сланцы, кварциты с горизонтами и прослоями кварц-серицитовых слан-цев, с линзами мелкозернистых известняков (бабучетский подкомплекс, до 300 м). В верхней части разреза маломощный (0,2 м) прослой конгломератов, содержащих гальку кварцевых порфи-ров.

Региональный метаморфизм пород шаукамнысыртского комплекса отвечает зеленосланцевой фации, и степень его нарастает вниз по разрезу.

Возраст комплекса определяется в пределах верхнего протерозоя. Sm-Nd и Rb-Sr изохронные датировки дают значения соответственно 834 и 865 Ма [78], а для мусковита из тех же сланцев (р. Даут) — 369 ± 15 Ма [81].

Мегазона Передового хребта

Зона Передового хребта выделяется в структурах доюрского фундамента и на уровне позднего протерозоя подразделяется на Блыбскую, Бескесскую, Ацгаринскую структурно-формационные подзоны.

Блыбский гнейсо-амфиболитовый метаморфический комплекс (gaPR₂bl) мощностью более 3500 м слагает догерцинское кристаллическое основание зоны Передового хребта и представлен балканским и армовским подкомплексами, а также коррелируемыми с ними магишинским и лабарданским подкомплексами.

Основание комплекса слагают роговообманковые амфиболиты, часто с гранатом, амфиболовые гнейсы, чередующиеся с амфиболитами и биотитовыми гнейсами, реже кварц-сланцевыми сланцами (*балканский подкомплекс*, до 2000 м). Выше разрез представлен чередованием гранат-сланцевых сланцев, роговообманковых амфиболитов и порфиробластовых плагиогнейсов, в верхней части встречаются кварц-альбит-хлорит-эпидот-фенгитовые сланцы (*армовский подкомплекс*, более 1500 м). Во всех разновидностях встречается гранат, крайне редко андалузит, кианит, омфациит и дистен. По всему разрезу армовского подкомплекса часто отмечаются тела серпентинитов, линзы актинолититов и тальковых сланцев. В отдельных частях разреза встречаются эклогитоподобные породы (гранатовые амфиболиты), относимые некоторыми авторами к эклогитам [99].

В районе горы Магишо (водораздел рек Бол. и Мал. Лабы) обнажается разрез, рассматриваемый в качестве петрологического и стратиграфического аналога балканского подкомплекса. Он представлен неравномерным чередованием мезократовых хлоритизированных гнейсов, часто с гранатом, амфиболитов, кварцитов, лейкократовых гнейсов и кварц-сланцевых сланцев общей мощностью более 900 м (*магишинский подкомплекс*). В долине р. Чегем разрез представлен исключительно эпидот-роговообманковыми амфиболитами с гранатом (метабазитами). Менее распространены кварц-фенгит-плагиоклаз-роговообманковые, кварц-фенгит-биотит-гранат-роговообманковые и кварц-биотит-гранат-роговообманковые сланцы (*лабарданский подкомплекс*). В разрезе присутствует пластообразная (60–70 м) залежь эклогитоподобных пород с реликтовыми минералами, отвечающими эклогитам [142]. По петрологическим особенностям уровень метаморфизма пород отнесен Д. М. Шенгелиа и др. (1998) к кианит-силлиманитовой метаморфической формации. Сравнительное изучение породообразующих минералов, минеральных парагенезов балканского и лабарданского подкомплексов показывают их близость друг к другу [27].

В целом степень метаморфизма образований блыбского метаморфического комплекса соответствует амфиболитовой фации. Имеющийся к настоящему времени материал позволяет предполагать позднепротерозойский возраст образований блыбского метаморфического комплекса, омо-

ложенного в ранне-среднепалеозойское и отчасти в позднепалеозойское время. Массовые К-Аг определения возраста [57] по биотитам и амфиболам метабазитов комплекса укладываются в интервал от 1020 до 450 Ма. Из них наиболее достоверной считается датировка биотита слюдистого гнейса в 1020 ± 20 Ма. Относительно древние К-Аг датировки получены по ортоамфиболитам (760–700 Ма) и по актинолитовым сланцам (660–600 Ма), возраст прорывающих интрузивных пород при этом составляет 650–450 Ма.

Бескесский сланцево-гнейсовый метаморфический комплекс (sgPR₂bs) выделен в ядре Бескесского выступа по Бол. Лабе и представлен слюдяными сланцами (30 %), плагиогнейсами (70 %) с прослоями кварцитов (10 %) общей мощностью более 1000 м. Комплекс насыщен интрузиями гранитоидов (Бескесский массив), отмечаются протрузии серпентинитов. Верхний возрастной предел комплекса определяется неуверенной датировкой в 455 ± 20 Ма по флогопиту из экзоконтакта гранито-гнейса в серпентинитах [1], и датировкой возраста гранитоидов Бескесского массива в 470 Ма (Rb-Sr метод) [113]. Нижний возрастной предел ограничивается одной имеющейся в печати U-Pb датировкой 1300 Ма [106]. Нами принят позднепротерозойский возраст регионального метаморфизма комплекса, омоложенный в ранне-среднепалеозойское и отчасти в позднепалеозойское время.

Речепстинский гнейсо-сланцевый метаморфический комплекс (gsPR₂rc) мощностью более 3180 м слагает Ацгаринский тектонический покров и представлен чиликским и ацгаринским подкомплексами. Эти образования сохранились от эрозии в ядрах крупнейших синформ тектонической зоны Передового хребта.

Чиликский метаморфический подкомплекс представлен фельдшпатизированными гранат-ставролитовыми сланцами, биотитовыми сланцами с горизонтами гнейсов, амфиболитов и амфибол-карбонатных пород (более 1530 м).

Ацгаринский подкомплекс сложен преимущественно гнейсами, микрогнейсами, биотитовыми, графитсодержащими и амфиболовыми сланцами, амфиболитами, кварцитами (более 1660 м). Детальные петрологические исследования, выполненные в 1970-х гг., показали, что микрогнейсы и гнейсы речепстинской метаморфической серии первично представляли собой полевошпатово-кварцевые (аркозовые) песчаники, сланцы ближе отвечают гидрослюдисто-монтмориллонитовым глинам, а амфиболовые сланцы – щелочноземельно-глиноземистым основным породам орторяда (скорее туфы) с повышенным содержанием TiO₂ (1,24–2,80 %).

Абсолютный возраст по валовой пробе составляет 680 Ма (К-Аг) [138]. U-Pb SHRIMP датирование цирконов дало цифры $566 \pm 5,8$ Ма, и от $479 \pm 7,8$ до 575 ± 15 Ма [142]. Эти данные позволяют предположить верхнерифейский (байкальский) возраст метаморфизма, омоложенный более поздними процессами.

Мегазона горст-антиклинория Главного хребта

Зона горст-антиклинория Главного хребта выделяется в структурах доюрского фундамента и на уровне позднего протерозоя подразделяется на Магерскую и Буульгенскую структурно-формационные подзоны.

Гондарайский мигматитовый комплекс (mPR_{2gn}) обнажается в основании видимого разреза Макерской подзоны в виде отдельных изолированных выходов от истоков Бол. Лабы на западе до р. Урух на востоке. Наибольшая площадь выходов мигматитов отмечается в бассейнах Кубани, Баксана и Черекон, в пределах Кубанского, Шхельдинского и Балкаро-Дигорского мигматит-гнейсовых выступов.

На западном погружении кристаллического ядра Большого Кавказа образования комплекса представлены реоморфически складчатыми мигматизированными слюдяными сланцами, гнейсами, реже амфиболитами. Содержание неосомы изменяется от 60% в левых притоках Бол. Лабы (реки Макера, Дамхурц) до 40–50% на устье р. Санчаро. Петрохимический состав близок к низкощелочным гранитам – гранодиоритам. Исходными породами комплекса, скорее всего, были лейкократовые гнейсы, слюдяные сланцы, реже амфиболиты. Видимая его мощность здесь составляет более 1200 м.

В центральной части складчато-глыбового поднятия Главного хребта нижняя часть комплекса (галдорский подкомплекс) представлена мигматито-гнейсами с минеральным парагенезисом, характерным для гранат-кордиерит-силлиманитовой фации. Выше залегают гнейсовидные теневые и порфиروبластовые метатектит-гранодиорито-гнейсы, мигматиты по биотит-амфиболовым и амфиболовым сланцам гнейсовидного облика с пачками слабо мигматизированных кварц-полевошпат-слюдяных сланцев, амфиболитов и амфиболовых гнейсов (сабалахский подкомплекс). Венчают разрез мигматиты высокой степени мигматизации (метатектиты) гранитоидного состава со шлировыми и теновыми мигматитами, анатектит-гранитами с отдельными пачками и линзами мигматитов средней и низкой степени мигматизации, с различаемым исходным сланцевым и гнейсовым субстратом (верхнебалкарский подкомплекс). Взаимные переходы между отмеченными выше типами мигматитов постепенные, соотношение их по площади сильно варьирует. Содержание неосомы составляет от 30–50 до 70 % объема породы.

Позднепротерозойский возраст пород подтвержден датировками неосомы 1300 млн лет и 1237 ± 21 млн лет (U-Pb) [54]. Пегматоидные граниты, залегающие в мигматитах, имеют возраст 750 млн лет (Pb-Sr). Наряду с этим имеются датировки $T = 540 \pm 40$ Ma (Pb-Pb), отвечающие, вероятно, более поздним этапам метаморфизма [54].

Макерский гнейсо-сланцевый метаморфический комплекс (gsPR_{2mk}) общей мощностью более 5500 м сохранился в пределах впадин, разделенных системой мигматит-гнейсовых выступов инфраструктуры, и представляет собой фрагменты некогда единой верхней тектонической пластины Макерского покрова (Баранов и др., 1996), шарьированной из так называемой Перевальной зоны [27]. Комплекс объединяет донгузорунский, ктитебердинский, дуппужский и кургашинчатский подкомплексы, а также коррелируемые с ними субашинский, буронский, джимидонский и вазахохский метаморфические подкомплексы.

Донгузорунский подкомплекс (до 1287 м) распространен в истоках р. Баксан. По составу слагающих пород в разрезе донгузорунского комплекса выделяется пять характерных толщ [147]. Нижняя толща (до 455 м) сложе-

на гнейсами андалузит-биотит-кварц-плагиоклазового состава с гранатом и с единичными прослоями амфиболитов, амфиболовых гнейсов и гранат-андалузит-биотит-плагиоклазовых сланцев. Вторая толща (до 150 м) существенно сланцевая. Сланцы гранат-андалузит-биотит-кварц-плагиоклазовые. Третья (до 350 м) представлена гнейсами мусковит-биотитовыми от серого до темно-серого цвета. Выше следует толща (до 200 м) андалузит-гранат-мусковит-кварц-плагиоклазовых и мусковит-биотитовых сланцев. Завершает разрез пятая, гнейсовая толща, сложенная гнейсами и гнейсосланцами биотит-полевошпатовыми, мощностью 132 м.

Степень метаморфизма подкомплекса, на основе минеральных ассоциаций, соответствует эпидот-амфиболитовой фации низких давлений регионального метаморфизма.

Возраст кристаллизации описываемых образований соответствует 410 ± 10 млн лет, в некоторых реликтовых зернах цирконов значения достигают 1500 млн лет [111].

Ктитебердинский подкомплекс (до 1000 м) среди пород макерской серии наиболее развит и распространен от Малой Лабы до Черка Балкарского. Разрез комплекса довольно постоянен и представлен кварц-двуслюдными, мусковит-андалузитовыми и мусковит-силлиманит-андалузитовыми с гранатом сланцами. Характерной особенностью пород комплекса является высокое содержание глинозема в кристаллосланцах (в среднем 18,40 %), что проявляется в избытке встречающихся граната, андалузита, силлиманита и реже кордиерита. Установлено, что минеральный парагенезис характерен для метапелитов зон низких давлений и умеренных температур. Температура метаморфизма по биотит-гранатовому и биотит-мусковитовому термометрам оценивается в $530\text{--}560$ °С, а давление, в отсутствие силлиманита, не превышало 3 кбар [147]. Значения по определению возраста, полученные различными методами, укладываются в интервале 633–1320 млн лет (Студеникова, 1963; Бессонов, 1974) [56 и др.]. Возраст пика метаморфизма, по данным термохронологического моделирования сланцев г. Чегет, соответствует 425 млн лет [147]. По значениям U-Pb метода, цирконы сланцев хр. Аркасара, дискордия по нижнему пересечению соответствует 487 ± 5 млн лет, по верхнему пересечению – 2300 млн лет (Сомин, 2004). Возраст по Pb-Sr изохронне, кристаллосланцев г. Чегет, соответствует 482 ± 17 млн лет (Сомин, 2004).

Дуппукский подкомплекс (до 2000 м) обнажается в бассейнах рек Черек Безенгийский, Чегем, Баксан, Бол. и Мал. Лаба. Разрез представлен (снизу вверх): лейкократовыми гнейсами с прослоями кварц-слюдяных сланцев (до 600 м); чередованием кварц-слюдяных сланцев, гнейсов с горизонтами амфиболитов и прослоями мраморов (до 1020 м); кварцитовидными сланцами, гнейсами, прослоями кварцитов (до 380 м). Горизонты амфиболитов в нижней части разреза содержат прожилково-вкрапленную шеелитовую минерализацию. Степень метаморфизма соответствует эпидот-амфиболитовой фации. Позднепротерозойский возраст пород дуппукского метакомплекса обоснован абсолютными значениями, полученными различными методами: $t \sim 633\text{--}1320$ Ma (K-Ar), $T = 1300$ Ma (U-Pb). Следует, однако, отметить, что имеются и другие значения, отвечающие более поздним этапам метаморфизма от $T = 553 \pm 31$ (U-Pb) [54]. По гнейсам комплекса

Rb-Sr методом получены значения 550–580 Ма [54], U-Pb методом – 400 ± 10 Ма [88].

Кургашинчатский подкомплекс распространен в верховьях рек Бол. и Мал. Лабы. Представлен часто сплошными серицит-кварцевыми, мусковит-кварцевыми сланцами с гранатом, реже андалузитом, с прослоями лейкократовых гнейсов и отдельными горизонтами графитистых кварцитов. Мощность более 1230 м. Степень метаморфизма соответствует эпидот-амфиболитовой фации. Позднепротерозойский возраст принят условно по аналогии с залегающим ниже по разрезу дуппхским метакомплексом и подтвержден реликтивными значениями палеомагнитных исследований, последние указывают и на раннепалеозойское время метаморфизма [54].

Субашинский подкомплекс имеет ограниченное распространение. Образует сложно деформированный блок в верховьях р. Кыртык, левый приток р. Баксан. Нижняя часть разреза (более 416 м) представлена биотитовыми гнейсами с прослоями (0,2–0,4 м) биотитовых и пачками (до 66 м) андалузит-мусковит-биотитовых сланцев, редкие прослои (0,2–0,5 м) мраморов, кальцифиров, линзы амфибол-биотитовых гнейсов. Выше следует толща (368 м) сланцев андалузит-биотит-мусковитовых с пачками (10–40 м) гнейсов биотитовых (10–40 м) и двуслюдяных (1–16 м). Нарращивает разрез толща (400 м) неравномерного чередования кварцитов (6–82 м), сланцев двуслюдяных (1–4 м), биотитовых (3–5 м), андалузит-мусковит-биотитовых (12–35 м) и гнейсов биотитовых (1–2 м), двуслюдяных (25 м). Далее залегает толща (400 м) сланцев андалузит-мусковит-биотитовых с прослоями гнейсов биотит-мусковитовых (6 м) и кварцитов (0,5–1 м). Заканчивает разрез толща (более 560 м) переслаивания гнейсов, сланцев двуслюдяных, биотитовых, андалузит-мусковит-биотитовых и кварцитов с редкими линзами мраморов, кальцифиров и амфиболитов. Общая мощность подкомплекса более 2144 м. Позднепротерозойский возраст принят условно, по аналогии с другими подкомплексами макерского комплекса.

Буронский подкомплекс распространен по р. Ардон и представлен чередованием пачек диафторированных сланцев мусковит-кварц-плагиоклазовых, кварц-мусковит-хлоритовых с горизонтами амфибол-плагиоклазовых сланцев и амфиболитов. Общая мощность подкомплекса 1100 м. Разности пород имеют между собой постепенные переходы, все минералы, участвующие в их строении, являются диафторическими. Наблюдаемые структуры в большинстве случаев катакластические. В слюдяных сланцах отмечается графит. Амфибол-плагиоклазовые сланцы нижней части разреза образуют как пластообразные, так и дайкообразные тела. Гнейсы состоят из гетеробластовых зерен кварца, олигоклаза, микроклина. Позднепротерозойский возраст принят условно, по сопоставлению с образованиями макерской серии [123].

Джимидонский подкомплекс обнажается в бассейне р. Фиагдон и представлен амфиболитами, вверх по разрезу сменяющимися переслаиванием сланцев и амфиболитов, а затем полевошпат-андалузит-двуслюдяными и мусковит-полевошпат-кварцевыми сланцами с амфиболитами. Мощность достигает 760 м. Позднепротерозойский возраст принят условно, по сопоставлению с макерским комплексом [146].

Вазахохский подкомплекс обнажается лишь в междуречье Хазнидон–Урух. Породы комплекса представлены (сверху вниз) толщей (400 м) сланцев с горизонтами биотитовых гнейсо-сланцев и линзовидными прослоями амфиболитов. Ниже следует толща (260 м) с преобладанием гнейсов биотитовых и двуслюдяных, местами кварцитовидных, с пачками биотитовых сланцев и гнейсо-сланцев. Нижняя часть разреза (70 м) представлена сланцами кварцитовидными тонкозернистыми плагиоклаз-биотит-мусковитовыми, силлиманит-мусковит-биотитовыми, с горизонтами кварцитов (до 12 м). По данным U-Pb метода, окатанные цирконы из сланцев имеют возраст 1300 млн лет [95], и возраст протолита можно оценивать как позднепротерозойский.

Имеющийся к настоящему времени материал позволяет предполагать позднепротерозойский возраст макерского метаморфического комплекса, омоложенный в ранне-среднепалеозойское, а отчасти и в позднепалеозойское время.

Буульгенский гнейсо-амфиболитовый комплекс (gaPR₂bg) слагает одноименный параавтохтон в Чугушском, Софийском поднятиях и сложен амфиболитами, амфиболовыми и лейкократовыми гнейсами, кварц-слюдяными сланцами и кварцитами мощностью более 2900 м. Он объединяет гвандринский, клычский и домбайский подкомплексы, а также коррелируемые с ними мамхурцевский, р. Чесу и кассарский подкомплексы.

В Софийском поднятии в основании комплекса (южнее описываемой площади) залегают кварц-полевошпатовые двуслюдяные сланцы, лейкократовые и амфиболовые гнейсы, амфиболиты с линзами мраморов (*гвандринский подкомплекс*, до 1200 м). Выше разрез представлен преимущественно роговообманковыми амфиболитами (до 85 %), амфиболовыми гнейсами с прослоями слюдяных сланцев и кварц-полевошпатовых гнейсов (*клычский подкомплекс*, более 1350 м). Далее в разрезе преобладают двуслюдяные гнейсы, часто порфиروبластовые, чередующиеся с амфиболовыми гнейсами, кварц-слюдяными сланцами и амфиболитами (*домбайский подкомплекс*, более 1550 м). Характерным для образований буульгенского комплекса является наличие вторичного эпидота-цоизита. Степень метаморфизма соответствует эпидот-амфиболитовой фации. Позднепротерозойский возраст основывается на данных абсолютного возраста 600 ± 15 (Pb-Pb) и 606 млн лет (Rb/Sr) [42]. Более молодые значения – 540 ± 25 млн лет (Pb-Pb) [56] могут объясняться наложением более позднего метаморфизма. Контакт с вышележащим дуппухским подкомплексом представлен пологой зоной бластомилонитов по серицит-хлорит-кварцевым сланцам, с чешуйками графита и порфиробластами граната, альбита, серого кварца (т. н. уллучиранская свита) мощностью до 150 м.

В Чугушском и Софийском поднятиях по рекам Белая, Дамхурц, Мамхурц, Макера и Санчаро обнажаются образования, петрологически близкие к домбайскому подкомплексу. Они представлены мезократовыми и лейкократовыми хлоритизированными гнейсами (50 %), актинолит-роговообманковыми амфиболитами (40 %), кварц-мусковит-биотитовыми сланцами (10 %) с единичными прослоями мраморов (*мамхурцевский подкомплекс*, до 1500 м). Степень метаморфизма соответствует низкотемпературной эпидот-амфиболитовой фации. Позднепротерозойский возраст принят условно.

Результаты абсолютных определений разноречивы – от 534 ± 9 и 520 ± 28 млн лет (U-Pb) до 1055 ± 91 и 345 ± 17 млн лет [54].

В юго-восточной части Чугушского поднятия по долинам рек Белая и Чесу в тектонических блоках обнажаются неравномерно чередующиеся амфиболовые гнейсы, часто хлоритизированные и эпидотизированные (70 %), порфиروبластовые кварц-биотит-мусковитовые сланцы (15 %), роговообманковые амфиболиты (10 %) и кварциты (*метаморфический подкомплекс реки Чесу*, более 1000 м) [53].

В южной части Адайхохского выступа, в верховьях рек Ардон и Баддон в основании разреза залегают кварц-биотитовые сланцы (до 200 м), выше плагиоклаз-биотитовые и кварц-биотитовые сланцы с горизонтами тонкополосчатых актинолит-роговообманковых амфиболитов (до 300 м), а венчают разрез (около 300 м) кварц-биотитовые сланцы с прослоями кварц-плагиоклаз-мусковитовых сланцев и линзами мраморов (*кассарский подкомплекс*) [27].

ПАЛЕОЗОЙ

Мегазона горст-антиклинория Главного хребта

Лабинский амфиболит-сланцевый метаморфический комплекс (asO–Dlb) мощностью более 1500 м слагает фрагменты Лаштракского тектонического покрова в Чугушском и Софийском поднятиях в верховьях рек Санчаро, Дамхурц, Цахвоа, Белая и объединяет лаштракский, аджарский подкомплексы и коррелируемый с ними кишинский подкомплекс.

Лаштракский подкомплекс (более 480 м) обнажается в истоках рек Белая (хр. Армянский), Дамхурц, Мамхурц, Санчаро и сложен чередованием графитсодержащих кварц-слюдяных с гранатом, дистеном и ставролитом сланцев (80 %), микрогнейсов (15 %), реже амфиболитов с линзами мраморов (5 %). Он залегает аллохтонно на образованиях дамхурцевского метаконкомплекса и характеризуется метаморфизмом более высоких давлений, чем нижележащие породы. Степень метаморфизма отвечает амфиболитовой фации умеренных давлений. Возраст подкомплекса на основе сопоставления с тебердинской свитой зоны Передового хребта условно принимается ордовик-силурийским.

Аджарский подкомплекс (более 1065 м) тектонически перекрывает лаштракский и распространен в виде тектонических останцов на водоразделе Главного хребта в верховьях рек Дамхурц, Цахвоа, а также предположительно в долине р. Белая. Сложен (%) амфиболитами (70), микрогнейсами (13), слюдяными сланцами (10), кварцитами (5), изредка встречаются линзы мраморов. Степень метаморфизма соответствует эпидот-амфиболитовой фации. Возраст предположительно принимается ордовикским.

Кишинский подкомплекс обнажается в эрозионно-тектонических окнах под нижне-среднеюрскими отложениями в долинах рек Белая, Киша, Уруштен, Мал. Лаба. Низы разреза не известны. По р. Белая эти образования тектонически перекрываются амфиболитами предположительно аджарского метаконкомплекса. Низы разреза (до 300 м) сложены частым чередованием слюдяных

микрogneйсов, микросланцев, амфиболитов, порфиритоидов, в верхней части (до 650 м) преобладают микрogneйсы, филлитовидные кремнистые сланцы, хлоритовые сланцы, метапесчаники. Степень метаморфизма отвечает фации зеленых сланцев. Соотношения с подстилающими породами не ясны. Возраст условно принимается силур-девонским.

Образованию лабинского комплекса прорываются белореченскими гранитами (С₁), ордовик-девонский возраст принят условно [54].

Дамхурцевский амфиболит-сланцевый метаморфический комплекс (asDdm) развит в пределах одноименного тектонического покрова в верховьях рек Дамхурц, Белая, Бол. и М. Лаба. Он представлен чередованием амфиболитов, гнейсов (метапесчаников), метаконгломератов, кварц-плагиоклаз-хлоритовых, слюдяных и актинолитовых сланцев, metabазальтов, кварцитов с горизонтами мраморов общей мощностью более 780 м. Соотношения с подстилающими и перекрывающими образованиями не ясны. Комплекс тектонически перекрывается и подстилается, соответственно, лабинским и буульгенским метаморфическими комплексами. Степень метаморфизма отвечает фации зеленых сланцев. Девонский возраст обоснован остатками синезеленых водорослей (лудлов-фран, *Renalcis*(?), *Epiphyton*(?), *Tharama*(?), а также литологическим сходством с менее метаморфизованными отложениями среднего и верхнего девона Передового хребта.

К этому комплексу отнесены и пространственно разобщенные образования *бушийского подкомплекса*, которые имеют крайне ограниченное распространение и обнажаются в тектонически-изолированных блоках в верховьях рек Пшехашха, Буший. Он представлен хлоритовыми, хлорит-эпидот-кварцевыми сланцами (метатUFFитами), хлоритсодержащими кварцито-сланцами, филлитами и порфирокластовыми сланцами (метапесчаниками, метагравелитами) с горизонтами мраморов. Неполная мощность свиты более 700 м. Степень метаморфизма подкомплекса, как и комплекса в целом, соответствует фации зеленых сланцев. Девонский возраст принят условно.

ТЕКТОНИКА

Рассматриваемый регион располагается на северном фланге Кавказского сектора Альпийско-Гималайского подвижного пояса и охватывает большую часть Большекавказской складчато-блоковой системы, а также восточные фрагменты Предкавказских краевых прогибов и поднятий.

Современная структура региона сформировалась в условиях сжатия в орогенной зоне, связанной с поддвигом Закавказской плиты под Скифскую и в условиях растяжения и просадки в краевых впадинах. Продольная (субширотная) тектоническая зональность сложно сочетается с субмеридиональной, наиболее отчетливо проступающей на коллизионном альпийском этапе. Основу этой зональности составляет тектоно-магматически и минерагенически активное Транскавказское поперечное поднятие, которое морфоструктурно охватывает Центральный Кавказ.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Глубинное строение региона подчинено взаимодействию двух эпигерцинских плит — Скифско-Туранской и Закавказской, консолидация земной коры которых связана с ранне- и позднегерцинским тектоно-магматическими циклами, а также Восточно-Черноморским мегаблоком. Краевые швы первых двух плит трассируются Главным Кавказским разломом и киммерийскими и альпийскими покровно-складчатыми зонами Большекавказской рубцовой зоны.

Скифская эпигерцинская плита

Скифская эпигерцинская плита охватывает большую часть рассматриваемой территории. Структура земной коры Скифской плиты гетерогенна. Основу ее консолидированной части составляет коллаж разных по возрасту, уровню гранитизации и составу блоков и пластин континентального типа [16]. В соответствии с районированием, разработанным на основе геолого-геофизического профилирования и данных региональной геофизики [38, 120 и др.], выделяются Центрально-Кавказский и Восточно-Кавказский кристаллические массивы и Предкавказский мегаблок с разной мощностью и структурой земной коры, характером физических полей и составом доюрского фундамента. Кристаллические массивы располагаются на

фронте Скифской плиты, образуя цоколь центрального и восточного сегментов Большекавказского орогена. Они сопряжены Ардонским перешейком и отделены от расположенных севернее мегаблоков краевыми прогибами и глубинными межблоковыми шовными зонами.

Центрально-Кавказский кристаллический массив (ЦККМ) [16, 38] является базовым объектом для разработки геолого-геофизической модели земной коры центрального и восточного сегментов Большого Кавказа [35, 110]. Для этого массива характерны выход на поверхность или неглубокое (до 1,0–1,5 км) залегание интенсивно расслоенного и гранитизированного домезозойского кристаллического основания, преимущественно моноклинальное залегание мезо-кайнозойского осадочного чехла на его северном фланге и складчатое в депрессиях щелевой морфологии на южном фланге, развитие неоген-четвертичного магматизма в пределах Северного Приэльбрусья.

Гравитационное поле в пределах ЦККМ обнаруживает элементы концентрически-зонального строения. Оно непрерывно понижается в сторону Эльбрус-Чегемского минимума (минус 152 мГал) от + 30 мГал на западном фланге массива и минус 36 мГал на северном, подчеркивая связь разуплотнения земной коры в целом с центрами магматизма Эльбрусской вулканической области.

Аномальное магнитное поле ЦККМ в значительной степени характеризует геологическое строение и вещественный состав осадочного чехла и домезозойского фундамента. В его пределах выделяется (с юга на север): зона слабых (до минус 41 нТл) отрицательных значений, обусловленная выходом на поверхность немагнитного гранитно-метаморфического комплекса; зона магнитных максимумов (до + 176 нТл) Передового хребта, связанная с ареалом развития магнитовозмущающих осадочно-вулканогенных толщ среднего палеозоя; Черек-Кубанская область мозаичного и знакопеременного (от + 99 до минус 88 нТл) магнитного поля с ареалами развития неоген-четвертичного и раннеюрского магматизма.

По данным МОВЗ и материалам петроплотностного моделирования, мощность консолидированной коры ЦККМ колеблется от 40 до 55–60 км. Максимальных значений она достигает в приводораздельной зоне горного сооружения, на фронте Скифской плиты, в области так называемых «корней гор» [48, 35, 110].

По геоэлектрическим характеристикам в пределах ЦККМ выделяется Аксаут-Эльбрусская область с относительно низкоомными характеристиками земной коры. По Приэльбрусскому профилю [35] массивно-блоковое геоэлектрическое поле сочетается с псевдослоистым. По линии Приэльбрусского профиля выявлено понижение электросопротивлений с глубиной (обратная зональность). Здесь высокоомные блоки (до 6000–8000 Ом·м) расположились исключительно в верхнем «гранитном» слое земной коры (до глубины 10, 20, 30 км), тогда как более низкие ее горизонты («промежуточный» и «базит-гипербазитовый») и верхняя мантия включительно характеризуются пониженным электросопротивлением (150–250 Ом·м). На этом фоне зарегистрировано несколько низкоомных зон (до 15–40 Ом·м), наиболее значительная из которых совпадает с Эльбрус-Чегемской контрастной отрицательной (до 152 мГал) аномалией силы тяжести и связана с магматическим очагом и периферической камерой вулкана Эльбрус [35].

Аксаут-Эльбрусская область развития относительно низкоомной земной коры сопровождается расширяющейся с глубиной асимметричной отрицательной разностной гравитационной аномалией, установленной (Коновалов и др., 2000) в междуречье Маруха—Ардон. Граничными элементами низкоплотностной зоны являются межблоковые шовные и региональные тектонические зоны, в том числе субмеридиональные Ардонский и предполагаемый Марухский, и субширотный Главнокавказский. Зона разуплотнения характеризуется относительно постоянной протяженностью вдоль горного сооружения, составляющей 250–275 км на всех уровнях земной коры, тогда как ее параметры в субмеридиональном направлении резко возрастают с глубиной от 50 и 100 км на глубинах, соответственно, 8–12 и 16–20 км до 175 км на уровне 32–39 км. Рассматриваемая низкоплотностная зона характеризуется отчетливо выраженным склонением в северном направлении с последовательным охватом всех центров неоген-четвертичного магматизма Эльбрусской вулканической области. С глубиной она погружается в мантию, где сливается с обширной зоной разуплотнения субмеридиональной ориентировки, коррелируемой нами вслед за А. В. Ершовым и А. М. Никишиным [45] с Транскавказским поперечным поднятием и с внедрением в верхнюю мантию горячего плюма.

В домезозойском фундаменте Центрально-Кавказского кристаллического массива, по мнению авторов и др. [18, 14, 35], выделяются догерцинское гранитно-метаморфическое основание, шарьированный раннегерцинский офиолитовый комплекс и позднегерцинский (молассовый) структурно-вещественный комплекс.

Восточно-Кавказский кристаллический массив (ВККМ) в геолого-геофизическом отношении характеризуется близкими с ЦККМ параметрами консолидированной коры. По данным ГСЗ, МОВЗ и петроплотностного моделирования [38, 110] земная кора ВККМ характеризуется (в сравнении с ЦККМ) несколько пониженными значениями мощности ее консолидированной части (от 37–40 до 47–50 км), но близкой и последовательно возрастающей в направлении с севера на юг в сторону «корней гор» глубиной залегания поверхности Мохоровичича от 45 до 57 км. Ось «корней гор» и изолинии глубин залегания поверхности Мохо здесь также ориентированы в северо-западном направлении.

В *гравитационном поле* ВККМ обнаруживается отчетливо выраженная концентрическая зональность, связанная с наличием в «эпицентре» массива Дагестанской контрастной отрицательной аномалии (до минус 124 мГал), а по его периферии – системы локальных аномалий с абсолютными значениями силы тяжести до минус 60 мГал. По линии геолого-геофизического профиля Махачкала–Белоканы краевая зона Дагестанского минимума в целом коррелируется с глубинным уходящим в мантию проводящим объектом, выявленным при построении геоэлектрических разрезов [115]. Верхняя кромка объекта располагается в «переходной» (на глубине около 23 км) или «базит-гипербазитовой» (на глубине 36 км) коре. Его протяженность вдоль профиля достигает 60 км, а с учетом общего контура Дагестанского гравитационного минимума параметры предполагаемой здесь зоны разуплотнения составляют 100 × 150 км. По аналогии с выявленной в пределах ЦККМ связью Эльбрус-Чегемской отрицательной аномалии силы

тяжести с центрами молодого магматизма [35, 110] это разуплотнение может связываться с областью разогрева.

В *аномальном магнитном поле* большая часть ВККМ занята Восточно-Кавказской областью слабых отрицательных значений, что позволяет допускать гранитно-метаморфическое наполнение докембрийского фундамента, сходное с наполнением тектонической зоны Главного хребта Центрального Кавказа. Северным ограничением ВККМ является субширотный Махачкалинский максимум, а восточным — Самурский (Центрально-Каспийский) максимум.

В общем виде *домезозойский фундамент* ВККМ в геофизических полях ближе всего отвечает низкоплотностным и немагнитным сиалическим и фемосиалическим гранитно-метаморфическим комплексам горст-антиклинория Главного хребта. В соответствии с критериями [38] здесь могут быть выделены предполагаемые Восточно-Кавказский горст-антиклинорий, краевая часть Махачкалинского сегмента Предкавказского покровно-складчатого зеленосланцевого (офиолитового) пояса [36], а также Южно-Дагестанский аллохтонный осадочно-вулканогенный или офиолитовый массив [133].

Восточно-Предкавказский мегаблок (ВПМ) характеризуется мощностью консолидированной коры до 38–40 км и «гранитного» слоя (6–8–10 км), возможным появлением герцинского комплекса (2–5 км) и повышенной мощностью осадочного чехла (до 10–12 и даже 16 км). Поверхность Мохо располагается на глубинах 40–45 км. В ее структуре обозначились два мантийных выступа (Грозненский и Сулакский), которые в целом совпадают с наиболее прогнутыми частями Терско-Каспийского краевого прогиба и опосредованно указывают на его связь с растяжением земной коры.

В *гравитационном поле* ПМ на общем фоне непрерывного понижения силы тяжести в южном направлении до минус 90 мГал дешифрируется ряд продольных зон с автономным рисунком, в том числе (с севера на юг): 1) Ногайская зона умеренных отрицательных значений (до минус 60 мГал) с устойчивым понижением силы тяжести в сторону Терско-Каспийского прогиба; 2) Терско-Сунженская зона умеренных отрицательных значений и знакопеременных линейных максимумов; 3) Кабардино-Осетинская и Сулак-Аргунская зоны отрицательных значений (до минус 90 мГал) и локальных кольцевых структур в пределах Осетинской, Чеченской и Грозненской локальных впадин Терско-Каспийского прогиба.

Магнитное поле представлено Прикумско-Тюленевской и Махачкалинской зонами минимумов и максимумов. Махачкалинская зона максимумов (до +260 нТл) расположилась на южном фланге ПМ. Контурь максимума криволинейны, «размыты» и вероятно характеризуют естественное выклинивание магнитоактивных толщ. Природа магнитного максимума не ясна. На площади листа L-38 в пределах сходного по параметрам Восточно-Маньчжурского максимума по данным высокоточной магнитной съемки масштаба 1 : 50 000 [136] выделяются гипербазиты и вулканогенные образования основного состава, что делает возможным и Махачкалинскую зону интерпретировать как офиолитовую, в той или иной мере аналогичную аллохтонным ниже-среднепалеозойским вулканогенным образованиям и офиолитам в обнаженной части фундамента Скифской плиты (зона Пере-

дового хребта Центрального Кавказа). Прикумско-Тюленевская зона минимумов (до минус 50 нТл) большей частью находится за пределами рассматриваемой площади, в плане она соответствует краевой части положительного структурного элемента Скифской плиты Предкавказья — Прикумско-Нефтекумскому своду, в домезозойском фундаменте которого приоритет принадлежит немагнитным образованиям палеозоя.

В *домезозойское основание* Предкавказского мегаблока по физическим свойствам выделяются две тектонические зоны. Северная из них, состоящая из немагнитных образований, отвечает области Предкавказского синклинория, южная — Махачкалинскому сегменту Предкавказского зеленосланцевого (офиолитового) пояса Северо-Кавказской покровно-глыбовой системы.

Ардонский перешеек выделяется в качестве самостоятельного элемента Скифской плиты в связи с резким сокращением зоны с предполагаемым гранитно-метаморфическим составом консолидированной коры. С севера и с юга его граничными элементами являются глубинные Владикавказский и Главный Кавказский разломы, а на западе и на востоке он ограничен поперечными структурами Ардонской и Терекской складчато-разрывных зон глубинного или корового заложения. С ЦККМ и ВККМ пережим связан постепенными переходами и характеризуется общей с ними субширотной разломной тектоникой, затушевавшей элементы поперечной или диагональной ориентировки. Ардонский перешеек имеет близкую с соседними блоками мощность консолидированной коры, достигающей в пределах водораздельной части горного сооружения 50—55 км. При незначительной ширине перешейка (до 30 км) консолидированная кора здесь характеризуется более контрастным «провисом» поверхности Мохо («корни» гор), повышенной мощностью гранитного слоя, аномальными значениями мощности базальтового слоя и отсутствием площадок обмена волн на всех уровнях земной коры (кроме поверхности Мохо). Последнее явление, возможно, связано с разрушением структуры консолидированной части земной коры и наличием здесь очагов неоген-четвертичного магматизма [146].

В физических полях Ардонский блок характеризуется отрицательными значениями поля силы тяжести и слабо дифференцированным отрицательным аномальным магнитным полем. В *гравитационном поле*, на общем фоне понижения силы тяжести к западу от минус 40 до минус 80 мГал, дешифрируются две субширотные контрастные градиентные зоны, связанные с Владикавказским и Главным Кавказским (Адайхох-Казбекским) глубинными разломами. По изгибу изоаномал между ними выделяется субширотный линеамент, тектоническая природа которого подтверждается сопряженностью по простирацию со Штулу-Харезской депрессией. В *магнитном поле* доюрский фундамент Ардонского перешейка аналогичен ЦККМ.

Туранская плита

Выделяется в акватории Среднего Каспия. Ее граница с Восточно-Предкавказским и Восточно-Кавказским кристаллическими массивами проводится примерно по границе суши и моря лишь на северной рамке (на ши-

роте 44°) пересекает Каспий с юго-запада на северо-восток. Вдоль этой границы поверхность консолидированной коры Туранской плиты опущена (предположительно по сбросу) на 3–5 км. По глубине залегания поверхности Мохо (40–42 км, а в Сулакской впадине поднимается до 35 км) и кристаллического фундамента (6–10 км и более), параметрам строения консолидированной коры, характеру и интенсивности гравитационного и аномального магнитного полей она близко отвечает Восточно-Предкавказскому мегаблоку. В его пределах мощность консолидированной коры не превышает 25 км, а «гранитного» слоя – 10 км [30].

В *гравитационном поле* Туранской плиты отмечается повышение силы тяжести с запада на восток в сторону Среднего Каспия от минус 60 до 0–плюс 20 мГал.

Магнитное поле характеризуется довольно сильной изменчивостью: от +200 нТл в районе Дагестанской ступени и +600 нТл на Ялама-Самурском поднятии, до минус 150 нТл на Хвалыно-Сарматском и минус 200 нТл на Центральном поднятиях.

В осадочном чехле рассматриваемый фрагмент Туранской плиты отвечает восточному замыканию Терско-Каспийского краевого прогиба, в фундаменте которого предполагается развитие палеозойских вулканитов основного состава, а также продуктов индосинийского рифтогенеза (моласса триаса).

Закавказская плита

Рассматриваемый участок Закавказской плиты почти целиком расположен в акватории Черного моря. Северо-восточная граница плиты проводится по Главному Кавказскому разлому и на северо-западе перекрыта складчатыми зонами Западного Кавказа. На юге, примерно в 100 км от берега, Закавказская плита граничит с Восточно-Черноморским мегаблоком. В направлении этого блока мощность консолидированной части земной коры сокращается от 15–20 до 10 км за счет выклинивания «гранитного слоя» [34].

Глубина залегания поверхности Мохо изменяется от 40 км на стыке с ЦККМ и на валу Шатского до 28 км в Туапсинском прогибе.

Структурно-вещественный состав фундамента плиты неизвестен, хотя с такими параметрами земная кора этой зоны больше отвечает субконтинентальной, характерной для островных дуг [97]. Вероятность такой трактовки типа земной коры подкрепляется присутствием под складчатыми зонами Западного Кавказа вулканитов Закавказской киммерийской островной дуги. Этот вывод согласуется с положительным (от +20 до +70 мГал) уровнем гравитационного поля и положительным аномальным магнитным полем над ядрами антиклиналей, в которых на поверхность выведены вулканиты юры, хотя региональное магнитное поле здесь отрицательное (до минус 150 нТл). Мощность осадочного чехла достигает 10–12 км.

Восточно-Черноморский мегаблок

Граница между Закавказской плитой и Восточно-Черноморским блоком условно проведена по максимальному градиенту возрастания аномального гравитационного поля от 80–100 до 150 мГал и снижению аномального магнитного поля от + 200 до 0 нТл. В отличие от Закавказской плиты с трехслойной корой, земная кора Восточно-Черноморского блока – «субокеаническая»: на базальтовом слое лежит осадочный чехол, почти нацело представленный кайнозойем. Границу блоков с разными типами коры маркирует крупнейшая линейная магнитная аномалия. Граница Мохо поднимается от минус 35 км в северо-восточной части блока до минус 24 км – в юго-западной. По мнению А. М. Никишина [10], структурно блок представляется сильно растянутым меловым рифтом. Мощность кристаллического фундамента в центральной части блока – 12 км, по плотности и скорости прохождения сейсмических волн он отвечает «базальтовому слою» земной коры. По-видимому, это выступ древних метаморфических пород, имеющих, как известно, такую же геофизическую характеристику. Мощность осадочного чехла (начиная с нижнего мела) оценивается в 10 км.

СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И ДОМЕЗОЗОЙСКОГО ФУНДАМЕНТА

Байкальские структурные комплексы

Байкальская (догерцинская) структура доступна изучению только в пределах Складчато-глыбового поднятия Центрального Кавказа и не поддается достоверной расшифровке. Различный петрологический состав тектонически изолированных протерозойских метаморфических серий Карачаево-Черкесского горст-антиклинария и поднятия Передового и Главного хребтов позволил здесь выделить несколько блоков-террейнов [13, 14], в герцинский этап сбlijенных, интенсивно расслоенных, сгруженных и дивертикулированных на фронте Скифской эпигерцинской плиты. К их числу относятся Буульгенский, Макерский, Блыбский, Армовско-Шаукольский и Бечасынский блоки-террейны (рис. 5). В качестве реликтов догерцинских структур могут рассматриваться система мигматит-гнейсовых выступов второго порядка в составе Макерского террейна, а также зона накопления молассоидов урлешской свиты кембрий-ордовикского возраста на северном фланге Бечасынского блока-террейна (Хасаутская синклиналильная зона) [147, 54]. Частные мигматит-гнейсовые выступы первоначально вероятно принадлежали к единому предположительно изометричной морфологии Центрально-Кавказскому мегавыступу, в значительной степени переработанному в последующие этапы.

Герцинские структурные комплексы

Герцинские структуры также доступны изучению только в Складчато-глыбовом поднятии Центрального Кавказа в пределах Центрально-Кавказского кристаллического массива (ЦККМ).

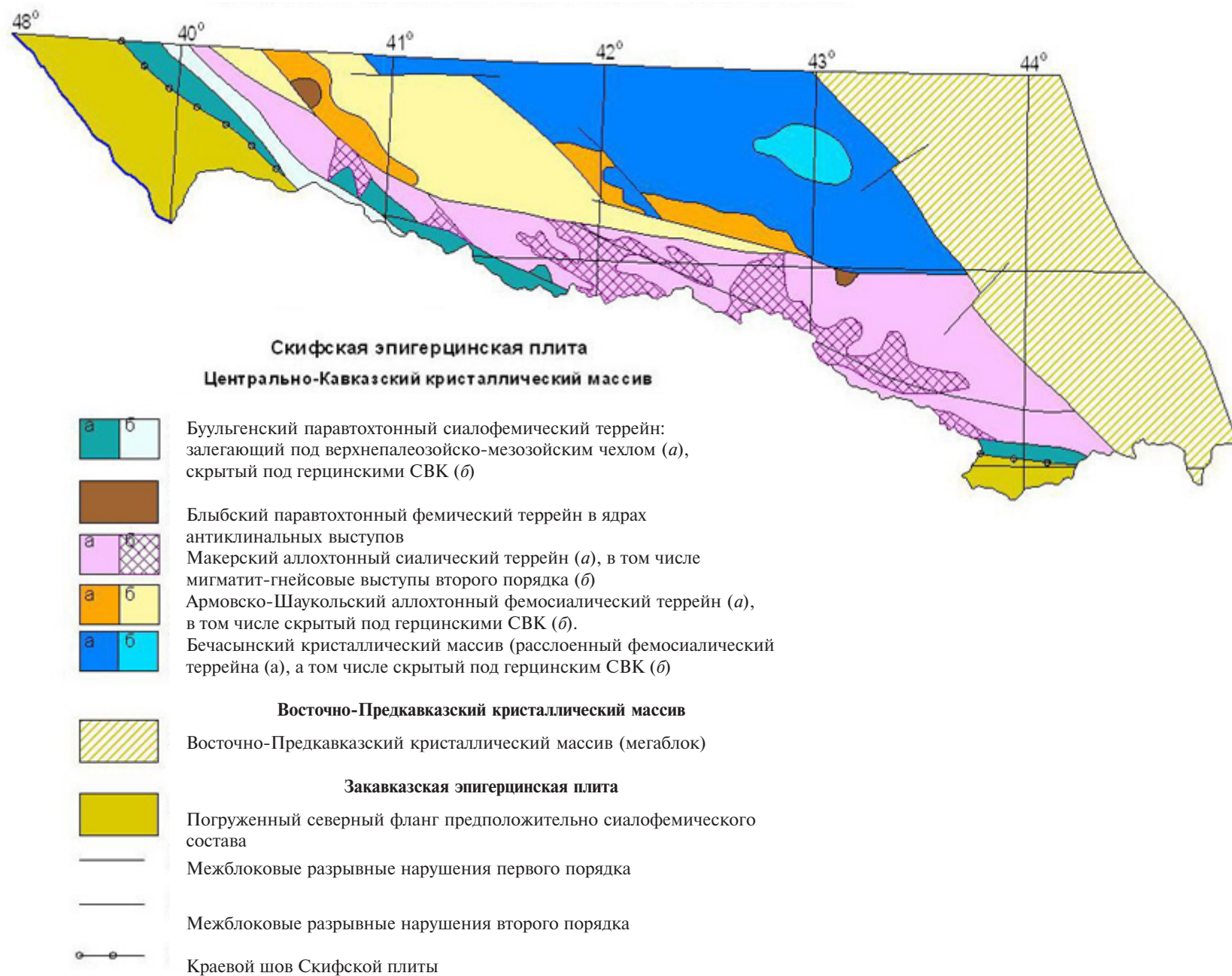


Рис. 5. Схема размещения догерцинских (байкальских?) микролит-террейнов Центрально-Кавказского кристаллического массива.

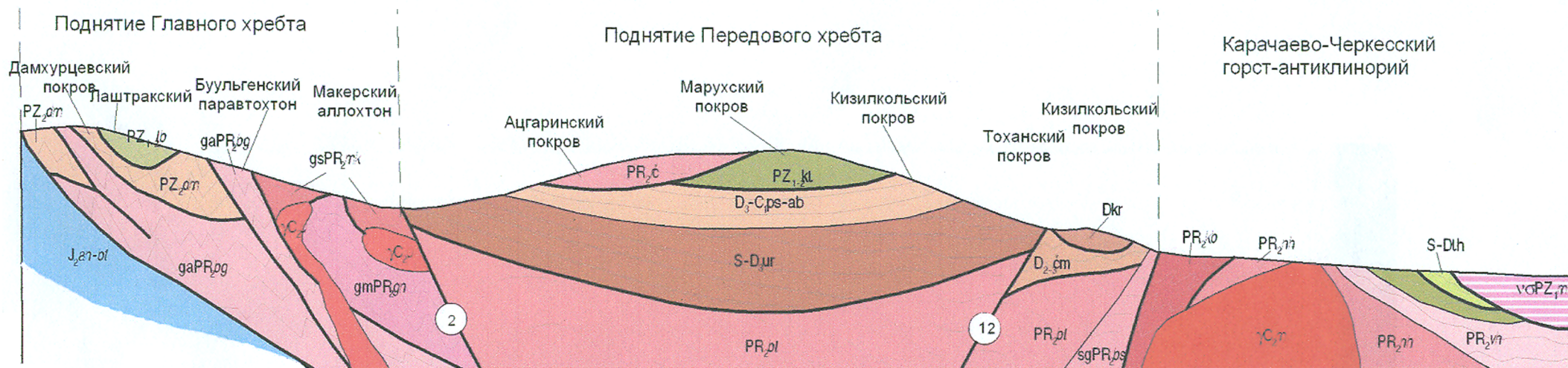


Рис. 6. Схема соотношений метаморфических комплексов доверхнепалеозойского фундамента.

Условные обозначения соответствуют таковым к геологической карте.

Разломы: 2 – Северный, 12 – Пшекиш-Тырныузский.

В *раннегерцинской структуре ЦККМ* в качестве структур первого порядка выступают горст-антиклинорий Главного хребта, грабен-синклинорий Передового хребта (поднятие Передового хребта) и Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий [35]. Они отделены друг от друга Пшекиш-Тырныаузской межблоковой шовной зоной и коровым Северным разломом (рис. 6). В общем раннегерцинская структура представляется в виде гигантской синформы, в ядре которой располагаются образования интенсивно гранитизированной континентальной коры Макерского террейна (Макерский тектонический комплекс), а на крыльях – сиалофемические образования буульгенского и блыбского метаморфических комплексов [12, 13].

Горст-антиклинорий Главного хребта представлен тектонически сближенными и расслоенными протерозойскими комплексами Макерского, Буульгенского тектонических комплексов и ниже-среднепалеозойскими образованиями Дамхурцевского и Лаштракского покровов [53, 54, 149, 147], которые спаяны син- и постколлизийными гранитоидами белореченского и уллукамского комплексов (рис. 6).

Буульгенский тектонический комплекс обнажен в низах видимого разреза кристаллического основания поднятия Главного хребта в истоках Бол. Лабы, Мал. и Бол. Зеленчука и Теберды и распространен в пределах Чугушского, Софиевского, Тебердинского поднятий, а также в Балкаро-Дигорском тектоническом блоке. Он сложен интенсивно-складчатыми (килевидные вертикальные, иногда опрокинутые на юг складки с размахом крыльев от 0,5 до 1,5–2 км) гранитизированными метаморфическими образованиями мощностью более 4000 м. Верхняя граница Буульгенского структурно-вещественного комплекса (СВК) представлена падающей на северо-северо-восток под углом 30–50° зоной тектонитов мощностью от 10 до 200 м, сложенной интенсивно рассланцованными милонитизированными, местами микроскладчатыми и послойно гранитизированными кварц-слюдяными графитсодержащими сланцами и порфиробластовыми гнейсами (т. н. уллучиранская свита) [54]. С геотектонических позиций Буульгенский СВК предположительно является частью фундамента древней платформы или комплексом основания Центрального Кавказа.

Макерский СВК доминирует на северном фланге поднятия Главного хребта и обнажен так же как и Буульгенский СВК, во всех его приподнятых тектонических блоках. В общем виде он слагает систему гнейсовых куполов (рис. 5, 6), выполненных мигматитами гондарайского комплекса (инфраструктура) и синформ, сложенных кристаллическими сланцами макерского метаморфического комплекса (супраструктура) [13, 14]. По первоначально тектонизированному контакту инфра- и супраструктур, морфологически отвечающему крупному внутриформационному срыву, обычно внедряются линзовидные тела средне- и верхнепалеозойских гранитов белореченского и уллукамского комплексов. В значительной степени переработанная в герцинский и последующие тектонические циклы структура Макерского СВК несет следы изоклиальной и реоморфической складчатости, мигматизации. В верхней части разреза сохранились довольно крупные (с размахом крыльев до 0,5 км) запрокинутые на юг складки. Это вместе с многочисленными крутопадающими разрывными нарушениями различного ранга и морфологии (субмеридиональные раздвиги, диагональ-

ные сдвиги, субширотные взбросо-надвиги и содвиги) создает тектоно-динамический рисунок, ближе всего отвечающий развиваемой в последние годы содвиговой модели формирования орогенов [148] или модели лобового столкновения континентов [49].

Дамхурцевский СВК (рис. 6) располагается в верховьях Белой, Мал. и Бол. Лабы и образует основу грабен-синклинальных блоков доверхнепалеозойского основания Главного хребта. Сложен метаморфическими образованиями дамхурцевского амфиболит-сланцевого метаморфического комплекса и рвущими их телами ниже- и среднепалеозойских гранитов, а также дайками долеритов лаурско-казбекско-кахетинского комплекса. Внутренняя структура покрова представлена серией прямых остроугольных складок северо-западной ориентировки (310–320°). Углы падения крыльев изменяются от 40 до 60°. Его основной тектонический шов обнажен в верховьях р. Цахвоа, где трассируется зоной милонитов мощностью до 7–10 м с телами серпентинитов, залегающими на кристаллических сланцах макерского аллохтона [54].

Лаштракский СВК по пологому надвику перекрывает образования Дамхурцевского покрова (рис. 6) и обнажается фрагментарно в долинах рек Белая, Киша, Дамхурц и Санчаро. Сложен ниже-среднепалеозойским лабинским амфиболит-сланцевым метаморфическим комплексом общей мощностью более 2400 м, который прорывается гнейсо-габбродиоритами лашипсинского интрузивного комплекса. Внутренняя структура СВК характеризуется развитием широких пологих синформ и антиформ, осложненных вблизи разломов мелкой складчатостью. В эрозионно-тектонических окнах по рекам Белая и Киша в этих отложениях откартированы антиклинали с крутым (50–60°) падением крыльев. Основной тектонический шов Лаштракского покрова представлен пологой (10–20°) зоной милонитов по графитистым сланцам и микрогнейсам мощностью от 1,5 до 30 м [54].

Грабен-синклинорий Передового хребта (ГСПХ) расположен севернее горст-антиклинориями Главного хребта. Схождение Пшекиш-Тырныаузского и Северного разломов по вертикали и латерали приводит к постепенному «выклиниванию» ГСПХ в восточном направлении и к возникновению в Чегем-Малкинском междуречье клиновидной морфологии последнего. В западном направлении грабен-синклинорий расширяется и далее за пределами рассматриваемой территории «скрывается» под осадочными комплексами мезо-кайнозойского чехла Скифской плиты.

Основу тектоно-стратиграфического разреза ГСПХ составляют блыбский и бескесский автохтонные метаморфические комплексы и пакет герцинских покровов (Тоханский, Кизилкольский, Марухский и Ацгаринский) (рис. 6). Основные тектонические швы покровов представлены пологими (до 30–40°) зонами милонитов или метасоматитов с телами серпентинитов.

Тоханский тектонический покров сохранился от эрозии в северной части Поднятия Передового хребта, в долинах рек Бескес, Бол. Лаба, Тохана. Слагающие покров филлито-граувакковые образования чемартокольской серии (D_{2-3} *жм*) погружаются на юг, смяты в различного морфологического типа пологие складки (рис. 6). Основной тектонический шов покрова представлен зоной меланжа мощностью 5–20 м, падающей на юг под углами 20–30°. Однако чаще образования покрова ограничены крутыми разломами иногда с линзами серпентинитов [153а].

Кизилкольский тектонический покров в виде останцов сохранился в основании Джентинской синформы (междуречье Мал. и Бол. Лабы), на хребте Абишир-Ахуба (левый борт р. Зеленчук) и в верховьях Кубани. В его пределах получили развитие лавовулканическая, туфовулканическая, граувакково-турбидитовая, терригенно-карбонатная формации (карачаевская, урупская, абиширская, пастуховская и гидамская серии), отражающие этапы зарождения, развития, тектонической активизации с базит-гипербазитовым диапиризмом, орогенеза и, наконец, тектонической стабилизации и отмирания собственно Большекавказской палеоостровной дуги и палеоостроводужной системы в целом. Основной тектонический шов Кизилкольского покрова детально описан на южном фланге Джентинской синформы [54], где он выступает в качестве шва для всего пакета гарцинских покровов. Здесь он представлен зоной метасоматически преобразованных тектонитов мощностью 10–20 и до 250 м с линзовидными телами гранитоидов (до 50 м), брекчиями карбонатитов и протрузиями серпентинитов. Внутреннее строение покрова характеризуется моноклинальным или пологоскладчатым залеганием слагающих комплексов (рис. 6).

Марухский тектонический покров в виде отдельных фрагментов откартирован по долинам рек Мал. и Бол. Лаба, Кяфар, Архыз и Теберда. Его основной массив располагается перед фронтом Ацгаринского покрова и характеризуется чешуйчато-надвиговым стилем тектоники. В районе р. Теберда покров редуцирован и представлен отдельными линзами офиолитового состава (габброиды, гипербазиты), расположенными в зоне тектонического контакта между Кизилкольским и Ацгаринским покровами. В междуречье Кяфар–Зеленчук в составе покрова откартированы три тектонические пластины с повторяющейся последовательностью напластования. Породы покрова повсеместно осложнены серией субмеридиональных синклиналей и антиклиналей с размахом крыльев до 1–2 км. В общем виде покров образован гипербазитами, габброидами, базальтоидами и вулканогенно-осадочными образованиями, находящимися в опрокинутом залегании [12, 14, 99, 35, 34]. Пологая (10 – 15°) зона надвига выполнена катаклазированными филлитами мощностью до 5 м.

Ацгаринский тектонический покров располагается в верхней части пакета герцинских покровов поднятия Передового хребта. Его останцы откартированы на крыльях Бамбак-Кинырчадского синклинория, на хр. Дженту и в верховьях р. Уруп (Ацгара, Кяфар, Кяфар-Агур). Сложен он образованиями верхнепротерозойского речепстинского гнейсо-сланцевого метаморфического комплекса, вмещающего субсогласные и кососекающие тела и дайки нижнекарбонатовых чиликских гранодиоритов. Пологослагающий тектонический шов покрова выполнен графитизированными кварц-сланцевыми милонитами, бластомилонитами с линзами серпентинитов мощностью от 3–5 до 50 м (рис. 6). Во внутренней структуре покрова отчетливо проявилась субмеридиональная ориентировка складчатых структур, подчеркивающих первичную зональность метаморфических толщ. В истоках р. Ацгара покров представляется в виде пакета тектонических пластин, собранных в субмеридиональную асимметричную синклиналь юго-западной вергентности. На хр. Дженту внутренняя структура покрова представлена погружающейся на северо-восток пологой моноклиной, ослож-

ненной субмеридиональной складчатостью высоких порядков. В Пшекиш-Бамбакской впадине породы покрова собраны в серию пологих широких складок также субмеридиональной ориентировки [54].

Блыбское антиклинальное поднятие обнажается в междуречье Мал. и Бол. Лабы и представлено блыбским гнейсо-амфиболитовым метаморфическим комплексом мощностью более 4400 м, вмещающим тела нижнепалеозойских (маркопиджских) гранитоидов. Метаморфический комплекс рассматривается нами как основание доверхнепалеозойского грабен-синклиория Передового хребта (рис. 6). Внутреннее строение поднятия характеризуется относительно спокойным моноклинальным залеганием толщ с падением пород на северо-восток под углами до 50°. В средней части тектоно-стратиграфического разреза отмечается серия внутрiformационных взбросо-надвигов с протрузиями ультрабазитов. В долине Мал. Лабы породы образуют широкую куполовидную Балканскую антиклиналь с крутым (40–50°) северным крылом. С юго-запада ядро антиклинали срезано разломами диагональной Заканской зоны.

Бескесское поднятие слагает эрозионное окно на слиянии рек Бескес—Бол. Лаба и составляет основу перекрытого ранне-среднеюрскими отложениями Бескесского выступа, контуры которого устанавливаются по данным бурения и геофизики (Бескесская структурно-формационная подзона). Поднятие сложено породами верхнепротерозойского бескесского сланцево-гнейсового метаморфического комплекса мощностью более 1000 м, вмещающего тела нижнепалеозойских гранитоидов и линзы протерозойских серпентинитов. Эти образования также относятся нами к комплексу основания Передового хребта. В обнаженной части поднятия проступает антиклинальная структура с северо-северо-восточной (10–20°) ориентировкой оси и падением крыльев до 25 – 35° [54].

На *позднегерцинском* (верхнепалеозойском) срезе в грабен-синклиории Передового хребта выделяются Бамбак-Кинырчадский и Лабино-Тебердинский синклиории, причем последний подразделяется на Уруп-Лабинскую и Аксаутскую впадины [20, 33, 54].

Бамбак-Кинырчадский синклиорий расположен в междуречье Киши и Уруштена и выполнен пермско-карбоновой молассой. В этом районе развитие получили Бамбакская и Загеданская овальные впадины субмеридиональной ориентировки, разделенные Кишинским выступом. Породы в Загеданской впадине собраны в пологие складки того же простирания с падением крыльев до 20, реже 40°. Загеданская впадина располагается в рамках одного из тектонических блоков Заканской зоны разломов. Отложения здесь смяты в продольную, по отношению к разломам, синклиналь с падением крыльев под углами до 40–50°.

Лабино-Тебердинский синклиорий занимает центральную и восточную части поднятия Передового хребта от Бол. Лабы до Теберды и выполнен аналогичными пермскими и средне-верхнекарбоновыми осадками. Здесь наиболее крупными структурами являются Уруп-Лабинская и Аксаутская впадины. Они имеют эрозионные или тектонические ограничения, характеризуются асимметричным строением, в значительной степени связанным с развитием листрических разломов на северном (Уруп-Лабинская) или на восточном (Аксаутская) бортах впадин. Обе впади-

ны имеют субширотное простирание, эрозионные ограничения на южном фланге и тектонические на северном. Породы в пределах впадин устойчиво погружаются в северных румбах под углами до 30–40° [54].

Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий выделяется в структурах до-мезозойского фундамента и на рассматриваемой территории представлен своей южной частью, перекрытой осадками Лабино-Малкинской зоны прерывистой складчатости и Северо-Кавказской моноклинали. На дневную поверхность выведены преимущественно древнейшие (протерозой) метаморфические комплексы, обнажающиеся в глубоких врезках рек Кубань, Хасаут, Малка, Тызыл, Баксан.

В общем виде герцинскую структуру горст-антиклинория можно рассматривать как серию тектонических пластин (покровов), сложенных ниже- и верхнехасаутской, кубано-баксанской, шаукамнысыртской метаморфическими сериями, а также серпентинитами и прорывающими метаморфические породы палеозойскими гранитоидами (рис. 6). В деформированной в последующие (включая альпийский) этапы структуре домезозойского фундамента Карачаево-Черкесского горст-антиклинория выделяются Лабино-Кубанская синклинали зона, Кисловодское и Бечасынское антиклинальные поднятия, Хасаутская синклинали впадина, Кубанская и Баксанская тектонические зоны и Шаукамнысыртская складчатая зона [39, 147]. Морфология, ориентировка и особенности внутренней структуры последних подчинены субширотному и северо-восточному тектоническим напряжениям, под воздействием которых расслоенные толщи протерозоя и среднего палеозоя шарьированы с юга на север в сторону гранитных массивов Кисловодского и Бечасынского антиклинальных поднятий, выполняющих роль «жестких» упоров. Степень дислоцированности (расслоенности) вмещающих толщ нарастает с севера на юг и с юго-запада на северо-восток, обнаруживая тектодинамическую связь с Пшекиш-Тырныаузским и Армавино-Невинномысским (севернее площади) межблоковыми шовными зонами. Внутренняя структура южного края Карачаево-Черкесского горст-антиклинория (Баксанская, Шаукамнысыртская и Кубанская тектонические зоны) характеризуется развитием опрокинутых на север складок с углами падения от 30 до 75° и многочисленными разломами типа взбросов и надвигов. По мере продвижения к северу гнейсоватость становится пологой (по типу гнейсовых куполов) с углами падения до 15–30° в разных направлениях (рис. 6).

Индосинийские структурные комплексы

Индосинийский структурный этаж представлен верхнепермско-триасовым структурно-вещественным комплексом осадков, распространенным в горст-антиклинории Главного хребта (гора Хуко, верховья рек Уруштен, Мал. Лаба) и в зоне Передового хребта. В первом случае он представлен триасовой молассовой и мелководной морской формациями, во втором – терригенно-карбонатными мелководными морскими осадками верхней перми, накопление которых происходило в обстановке предгорных или межгорных прогибов. Образование этого структурного этажа, совместно с отложениями позднегерцинского структурного яруса, «запечатывают» покровную структуру доверхнепалеозойского фундамента.

Наиболее крупные структуры этого этажа сохранились в Передовом хребте — в Бамбакской, Урупо-Лабинская впадинах, на северо-западе Блыбского поднятия (пологая (15–20°) Ятыргвартинская синклинали) и северо-западе Джентинской синформы (Никитинская синклинали) [54]. Последняя большей частью скрыта под юрскими отложениями [54].

Киммерийские структурные комплексы

Образования киммерийского структурного этажа (J_{1-2}) распространены наиболее широко и представлены следующими структурно-вещественными зонами (комплексами): Лабино-Малкинской, Агвали-Хивской, Псеашхинской, Архыз-Гузерикульской, Штулу-Харезской, Дигоро-Осетинской, Шаро-Аргунской, Бокового хребта, Бежитинской, Гойтхской, Краснополянской, Псеако-Березовской, Казбегско-Лагодехской и, наконец, Гаграско-Джавской. Все осадки этажа смяты в складки, осложненные разрывами, а в южной части сорваны с основания. Интенсивность деформаций возрастает с севера на юг.

Лабино-Малкинская зона прерывистой складчатости сложена нижне-среднеюрскими терригенными (а в центральной части угленосными) осадками мощностью до 2500 м и более, которые с размывом перекрывают доюрское основание. В общем моноклинальное, с падением на север под углами 5–15°, залегание пород осложнено разрывами как сбросовой, так и надвиговой морфологии, которые сопровождаются системой малоамплитудных складчатых дислокаций, особенно на восточном замыкании зоны.

По анализу мощностей в пределах обнаженной и перекрытой осадками Северо-Кавказской моноклинали площади здесь выделяются Кубано-Зеленчукский прогиб, Худесская и Тызыльская впадины, Малкинское, Подкумское и Лабинское поднятия, а также Джалпакский внутрибассейновый выступ. На востоке, в непосредственной близости к Пшекиш-Тырныаузской зоне разломов отмечаются Кестантинская грабен-синклинали и Хастинская горст-антиклиналь [147, 148]. В междуречье Уруп–Теберда разрез Лабино-Малкинской зоны частично сдвоен по пологому (до 30°) разлому [153а].

Северной границей зоны является основание келловея, южная — эрозионно-тектоническая и проводится на западе по границе размыва юрского осадочного чехла, а на востоке по разломам Пшекиш-Тырныаузской зоны.

Агвали-Хивская складчатая зона нами рассматривается от Зоны Известнякового Дагестана на севере до Зоны Бокового хребта на юге. Она сложена нижне-среднеюрскими существенно песчанистыми осадками мелководного шельфа (квандринская и хельдихойская серии, рубасчайская, курахчайская и цурибская серии). На юго-западе зона ограничена Пуйским и Тиндино-Кейдынским разломами. Мощность разреза от байоса до плинсбаха составляет на западе зоны — более 9 км, на востоке — до 9,7 км, в южной части — более 11 км. В структурном отношении Агвали-Хивская складчатая зона неоднородна. В ее пределах отчетливо устанавливается усложнение внутренней структуры к югу, по мере приближения к зоне Бокового хребта. В целом для ее южной части характерна линейная складчатость, ос-

ложенная серией южновергентных разрывных нарушений взбросо-надвигового типа. В северо-восточном направлении складчатость упрощается и замещается зоной развития складок коробчатого типа, а затем моноклиналью, погружающейся под отложения верхней юры—мела.

Псеашхинская складчатая зона (депрессия) разделяет Чугушское и Софиевское поднятия, имеет северо-западную ориентировку, в целом связанную с развитием диагональных Атамажинского и других разломов [54]. Сложена ниже-среднеюрскими песчано-аргиллитовым образованиями псеашхинской серии мощностью более 4500 м, насыщенными дайками лавурско-казбекско-кахетинского комплекса, а на южном фланге в зоне Главногокавказского краевого шва — интрузиями санчаро-кардывачского комплекса. Основание разреза несогласно со срывом залегает на доверхнепалеозойском кристаллическом основании. Породы смяты в крутые, иногда запрокинутые на юг складки преимущественно северо-западной ориентировки и размахом крыльев 300—700 м.

Дигоро-Осетинская тектоническая зона выделена в междуречье Ардон—Асса и сложена ниже-среднеюрскими терригенными и вулканогенно-терригенными осадками Ардон-Ассинской подзоны Северо-Кавказской структурно-формационной зоны. На севере она ограничена предкелловейской поверхностью размыва основания Скалистого хребта, а на юге субширотным Бурон-Ларским разломом (поддвигом), который в общем виде имеет субвертикальное падение, а с глубиной выполаживается (до 60—70°) и приобретает устойчивое северное падение. На поверхности разлом представлен серией сближенных разрывов, или единой зоной до 90 м. Амплитуда смещения по нему оценивается в 0,8—1,5 км [40, 146]. Основная роль в строении зоны принадлежит песчано-глинистым отложениям ардонской серии, а также андезидацитам мизурской свиты. Основу структурного плана Дигоро-Осетинской тектонической зоны составляют продольные надвиги, взбросы, сбросы, сдвиги и сопряженные с ними запрокинутые на юг складки, в целом осложняющие ее внутреннее строение. В подавляющем большинстве каждый южный край блоков относительно приподнят по отношению к северному. В целом в пределах зоны степень напряженности ослабевает в направлении с запада на восток при одновременном погружении фундамента [147].

Шаро-Аргунская тектоническая зона с востока примыкает к вышеописанной, расположена в верховьях рек Аргун, Шаро-Аргун на стыке тектонических зон Агвали-Хивской, Бокового хребта и Дигоро-Осетинской. Зона выполнена нижеюрскими песчано-глинистыми образованиями амагматичной шароаргунской серии мощностью около 6000 м. По ориентировке структур, литологическому составу и мощности осадков эта зона близка к тектонической зоне Бокового хребта, но резко отличается от субширотной магматически активной Дигоро-Осетинской. Изменение ориентировки Шаро-Аргунской зоны предположительно связано с тектонической особенностью Восточно-Кавказского сегмента Большого Кавказа в целом и с развитием в зоне его сопряжения с Ардонским перешейком диагональной (север-северо-западной) складчато-разрывной зоны. Внутренняя структура Шаро-Аргунской зоны характеризуется широким развитием симметричной или слегка опрокинутой на север складчатости с размахом струк-

тур от 0,5 до 1–2 км и углами падения от 40–55 до 85°. С севера и с юга зона ограничена разломами с амплитудой до первых сотен метров.

Тектоническая зона Бокового хребта является продолжением горст-антиклинория Главного хребта Центрального Кавказа и расположена в междуречье Андийское Койсу–Самур. Она сложена песчано-глинистыми осадками ранне-среднеюрского возраста. В качестве граничных нарушений здесь выступают Пуйский на северном фланге зоны и Адайком-Казбегский на юге. На западном фланге зона сложена аргиллитами, алевролитами с прослоями песчаников плинсбах-тоарской джурмутской серии (до 5800 м), в центральной части – ааленской вулканогенно-терригенной самурской (более 3300 м) и плинсбах-тоарской джурмутско-самурской (около 4500 м) сериями, а на на восточном фланге – близкой по составу к последней тоар-ааленской ахтынской серией (более 4000 м). Западнее Аварского Койсу зона представляет собой веерообразное горстовое поднятие, структурной основой которой являются система сжатых и изоклинальных складок южной (на юге) и северной (на севере) вергентности. На этом отрезке горст-антиклинорий Бокового хребта системой продольных нарушений расчленен на ряд продольных блоков, ступенчато погружающихся в сторону смежных тектонических зон (Агвали-Хивской и Бежитинской). Восточнее Аварского Койсу антиклинорий испытывает погружение, благодаря чему здесь появляются более молодые (до аалена включительно) и менее дислоцированные отложения. Сжатые и изоклинальные складки уступают место более спокойным. Разрывные нарушения здесь также характерны для осевой части антиклинория. Они расчленяют тектоническую зону на ряд продольных блоков.

Бежитинская тектоническая зона подстраивает зону Бокового хребта с юга и представляет собой узкий (не более 10–12 км) грабен-синклинорий, заполненный интенсивно дислоцированными субфлишевыми терригенными осадками амагматичной тоар-ааленской бежитинской свиты. С севера она ограничена Адайком-Казбегским (Тляротинским), а с юга – Ахтычайским разломами взбросо-надвигового (поддвигового) типа. Ориентированный в северо-западном направлении грабен-синклинорий протягивается от бассейна р. Аргун до верховий Самура, где постепенно выклинивается. Породы бежитинской свиты собраны в многочисленные крутые или изоклинальные складками северо-западного простирания, осложненные продольными разрывными нарушениями южной вергентности. В верховьях Аварского койсу на фоне устойчивого северо-западного простирания отмечается субширотный коленообразный изгиб зоны (вертикальная флексура) общей протяженностью до 15 км, связанный с развитием здесь разрывных нарушений север-северо-восточного и субширотного простирания.

Гойтхская складчатая зона расположена в междуречье Пезуапсе–Мзымта и сложена вулканогенно-терригенной формацией ааленской гойтхской серии (более 7300 м). Зона состоит из нескольких тектонических блоков (пластин), погружающихся в сторону Главного Кавказского разлома. С юга она ограничена крутым (аз. пад. 30–40°, угол 65°) Бекишейским разломом, с севера более пологим – Шахе-Мзымтинским или Гогопсинским (аз. пад. 200–220°, угол 40°). На северо-западе, за пределами территории, получил развитие Индюкский тектонический покров северной вергентности, надвинутый на породы Псехако-Березовской складчатой зоны

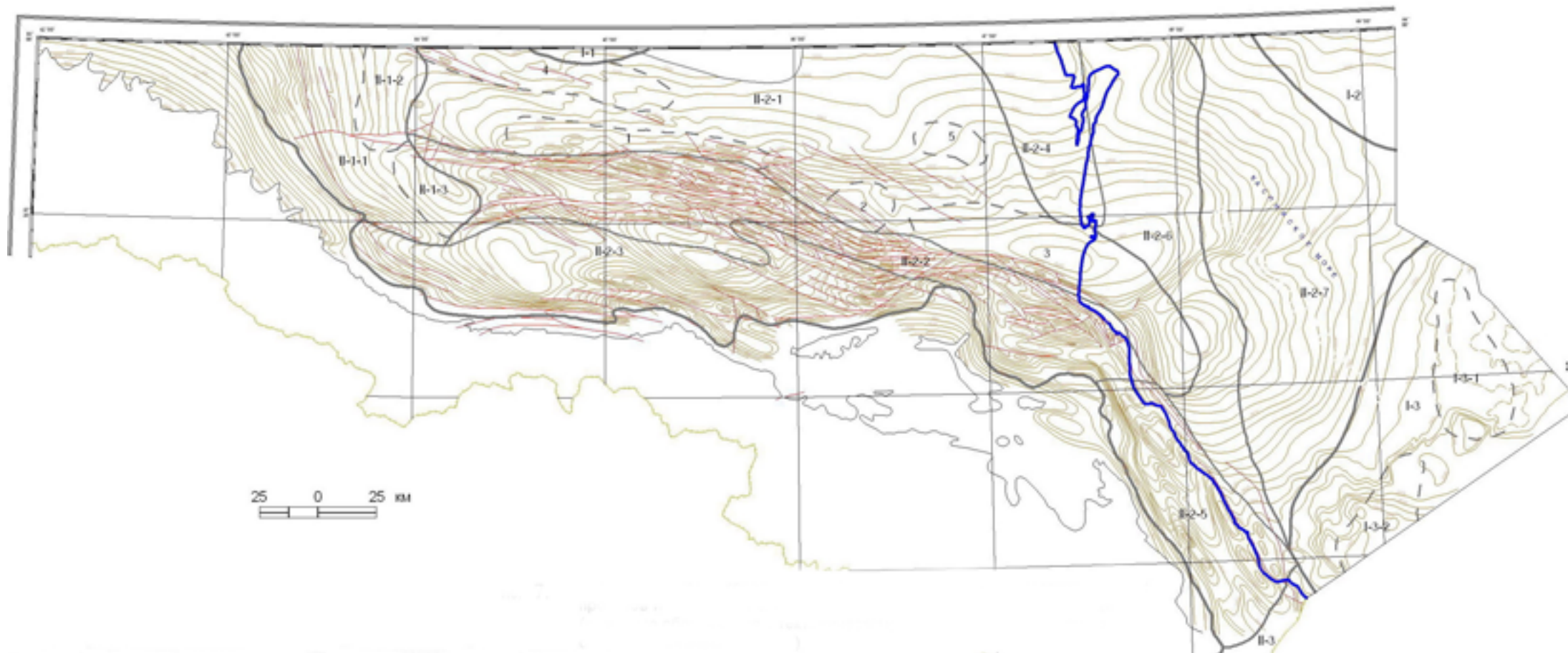


Рис. 7. Структурная карта кровли верхней юры системы Предкавказских краевых прогибов и поднятий и схема тектонического районирования последней (условные обозначения к тектоническому районированию см. на общей тектонической схеме).

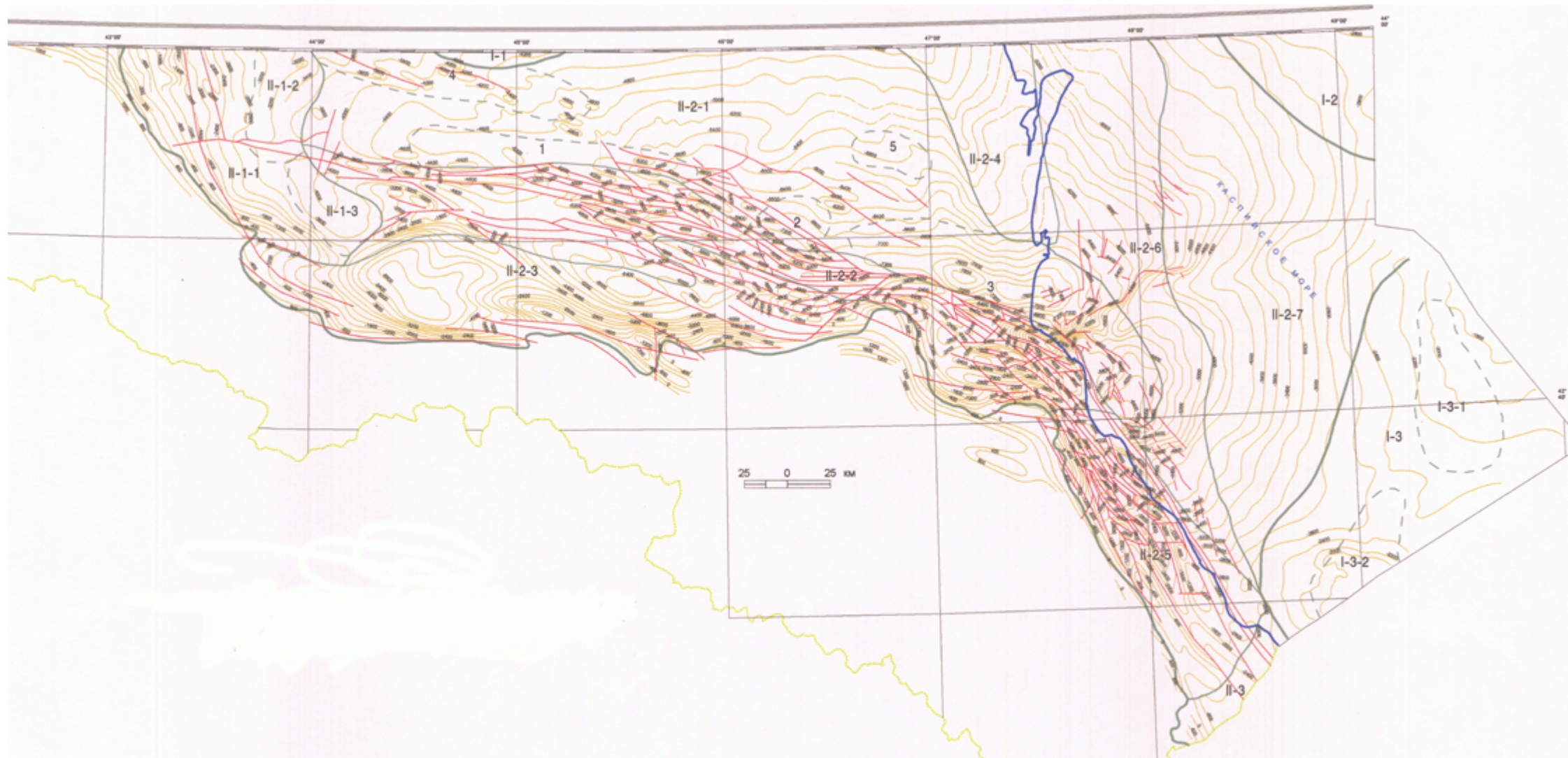


Рис. 8. Структурная карта кровли нижнего мела системы Предкавказских краевых прогибов и поднятий и схема тектонического районирования последней (условные обозначения к тектоническому районированию см. на общей тектонической схеме)

[51]. Осадки в складчатой зоне собраны в синклиналию складку, осложненную более мелкими пликативными структурами и разрывными нарушениями [53, 54].

Псехако-Березовская складчатая зона представлена толщами псехако-березовской серии (синемюр—байос), в том числе существенно глинистыми осадками флишоидного типа с горизонтами базальтоидов толеитового ряда общей мощностью около 4000 м. В современной структуре она представляет собой серию тектонических блоков (пластин), погружающихся под Главный Кавказский разлом и ограниченных им с севера. Зона характеризуется широким развитием изоклиальной складчатости и кливажа, ориентированного субпараллельно разлому с падением на север-северо-восток под углом 50—60°. Множество мелких опрокинутых на юг складок имеют падение зеркала складчатости на северо-восток под углом 30—40°. Складчатая зона сопровождается выжатыми на край Скифской плиты покровами, из которых наиболее крупным является Чаталтапинский. Его останцы располагаются на юго-восточном фланге Чугушского горста. Амплитуда перемещения покровных масс превышает 5 км [53, 54].

Краснополянская складчатая зона расположена в виде узкого (до 10 км) тектонического блока по обоим бортам Мзымты и сложена терригенно-вулканогенными отложениями краснополянской серии (до 5100 м), охватывающей возрастную интервал от синемюра до байоса—бата включительно. Байосская часть разреза (ачишхинская свита) является аналогом вулканогенной порфиритовой серии, но с преобладанием туфов основного состава. Внутренняя структура зоны характеризуется развитием множества килевидных, запрокинутых на юг складок, осложненных серией крутопадающих разломов южной вергентности. Краснополянская зона с севера ограничена погружающимися на север Шахе-Мзымтинским, а с юга субвертикальным Краснополянским разломами. Предполагается, что основание разреза залегает со срывом с доюрского основания [54].

Казбегско-Лагодехская складчато-надвиговая зона объединяет терригенные и вулканогенно-терригенные ниже-среднеюрские осадки осевого трога бассейна [40, 34, 146]. Пространственно зона охватывает приводораздельную часть Главного хребта Восточного Кавказа и подразделяется на Куртатин-Курдульскую и Мачхалор-Даккичайскую структурно-формационные подзоны.

Куртатин-Курдульская подзона сложена (с запада на восток) отложениями плинсбах-ааленской фиагдонской серии (более 2200 м), тоар-батской куртатинской (более 3500 м), геттанг-ааленской халахельской (до 7500 м), тоар-батской аттагай-мулларчайской (более 5000 м) сериями, а также кызылдеринской (более 1500 м) и вагакамской (более 900 м) свитами.

Мачхалор-Даккичайская подзона в виде узкого, не более 2—5 км, тектонически ограниченного блока оконтуривает Казбегско-Лагодехскую зону с севера и представлена верхнетоарско-ааленскими джоахорской (более 3300 м) и аттагайской (около 2500 м) сериями. Слагающие рассматриваемую зону толщи смяты в изоклиальные складки южной на юге и северной на севере вергентности и осложнены многочисленными разрывами взбросового типа. Этими разломами складчатая зона расчленена на целый ряд продольных узких тектонических блоков.

В верховьях рек Ардон, Фиагдон, Геналдон (Ардонский перешеек) отложения фиагдонской серии слагают одноименный покров и шарьированы на северный край кристаллического основания складчато-глыбового поднятия Главного хребта. В районе г. Чаухи (южнее Российской территории) толщи этой же серии выжаты на южный край Закавказской плиты (Чаухинский покров). Дивергентное строение Казбекско-Лагодехской складчато-надвиговой зоны в сочетании с выжатыми в обе стороны покровами позволяет относить ее к осевой части содвиговой зоны, формирующейся в обстановке лобового столкновения Скифской и Закавказской плит.

Гагрско-Джавская зона прерывистой складчатости (автохтон) сложена ааленскими песчано-глинистыми осадками и байосскими вулканитами порфиритовой серии, представляющими киммерийский чехол Закавказской плиты общей мощностью около 3000 м. В современной структуре породы киммерийского этажа обнажаются в Шахе-Мзымтинском горсте и в ядре Дагомысской антиформы (на западе). На востоке зоны, в верховьях Мзымты, при общем моноклинальном залегании с падением в северных румбах у Краснополянского разлома, ограничивающего зону с севера, толщи деформированы с образованием системы асимметричных с опрокидыванием на юг складок. В акватории Черного моря образования и структуры Гагрско-Джавской зоны слагают основание туапсинского прогиба и, вероятно, Вала Шатского.

Альпийские структурные комплексы

Осадки Альпийского структурного этажа сохранились в северной и южной частях Складчато-глыбовой системы Большого Кавказа, на его восточном и западном погружении и в Предкавказских краевых прогибах. Здесь выделяются Новороссийско-Чвежипсинская, Местийско-Тианетская покровно-складчатые зоны, Центрально-Предкавказская, Терско-Самурская, Северо-Кавказской моноклинали и Гагрско-Джавская зоны с широким развитием позднеюрских барьерных рифов в последней. Однако альпийский тектогенез в разной степени затронул и более древние образования.

Описанные этажи отвечают соответствующим тектоно-магматическим циклам, которые сопровождались структурными перестройками, перерывами в осадконакоплении, и каждый последующий цикл в той или иной степени изменял структуры, сформированные ранее. Ниже мы приводим описание структур, дошедших до нас после альпийских тектонических преобразований.

Современная структура изученной площади включает такие структуры первого порядка как Скифскую плиту Предкавказья и Туранскую плиту, Систему Предкавказских краевых прогибов, Складчато-глыбовое сооружение Большого Кавказа и Систему Закавказских межгорных прогибов.

Скифская плита Предкавказья и Туранская плита

Эта структура включает северную, не затронутую (или слабо затронутую) киммерийской складчатостью и альпийским орогенезом, часть Скиф-

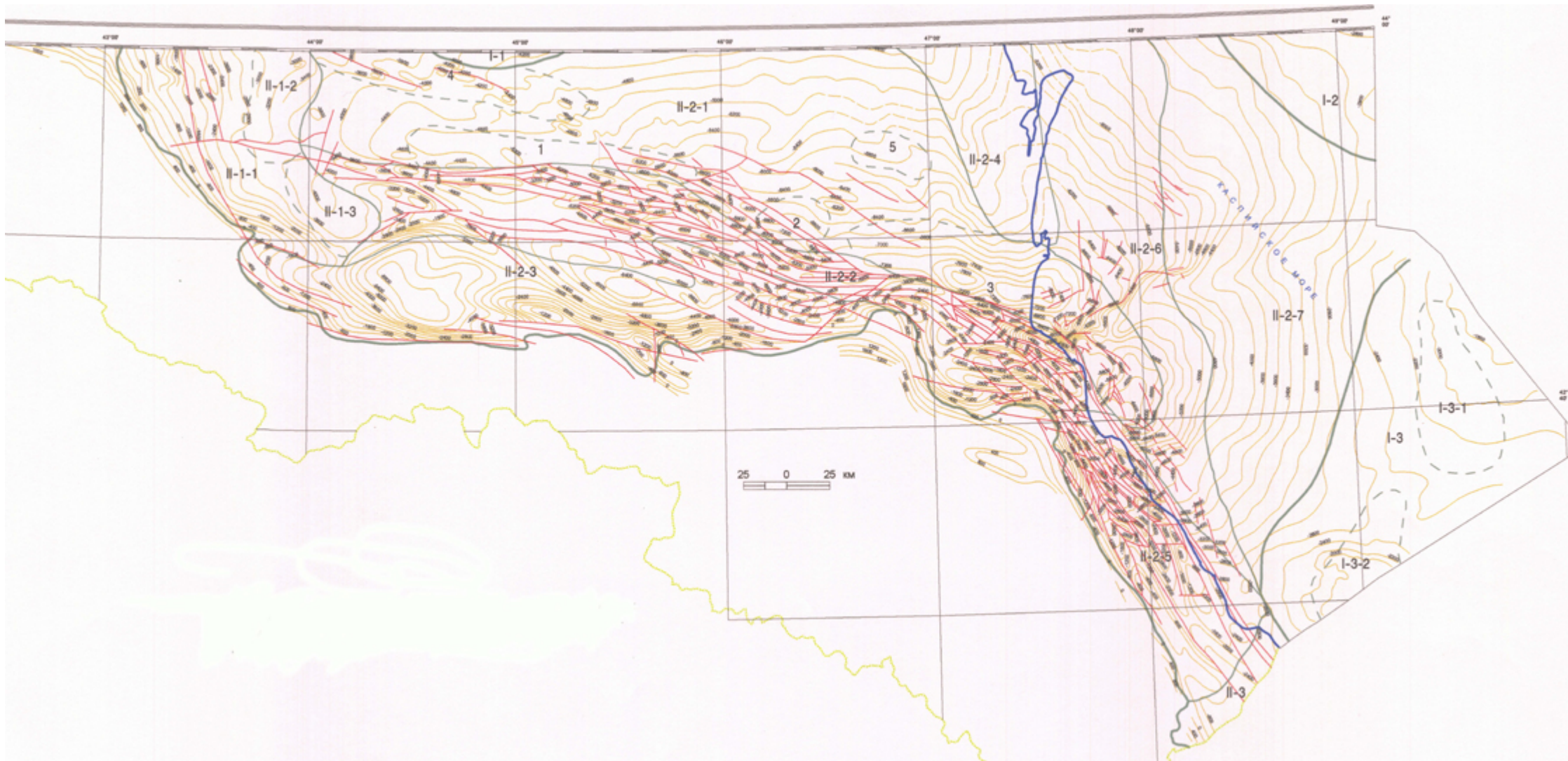


Рис. 9. Структурная карта кровли верхнего мела системы Предкавказских краевых прогибов и поднятий и схема тектонического районирования последней (условные обозначения к тектоническому районированию см. на общей тектонической схеме)

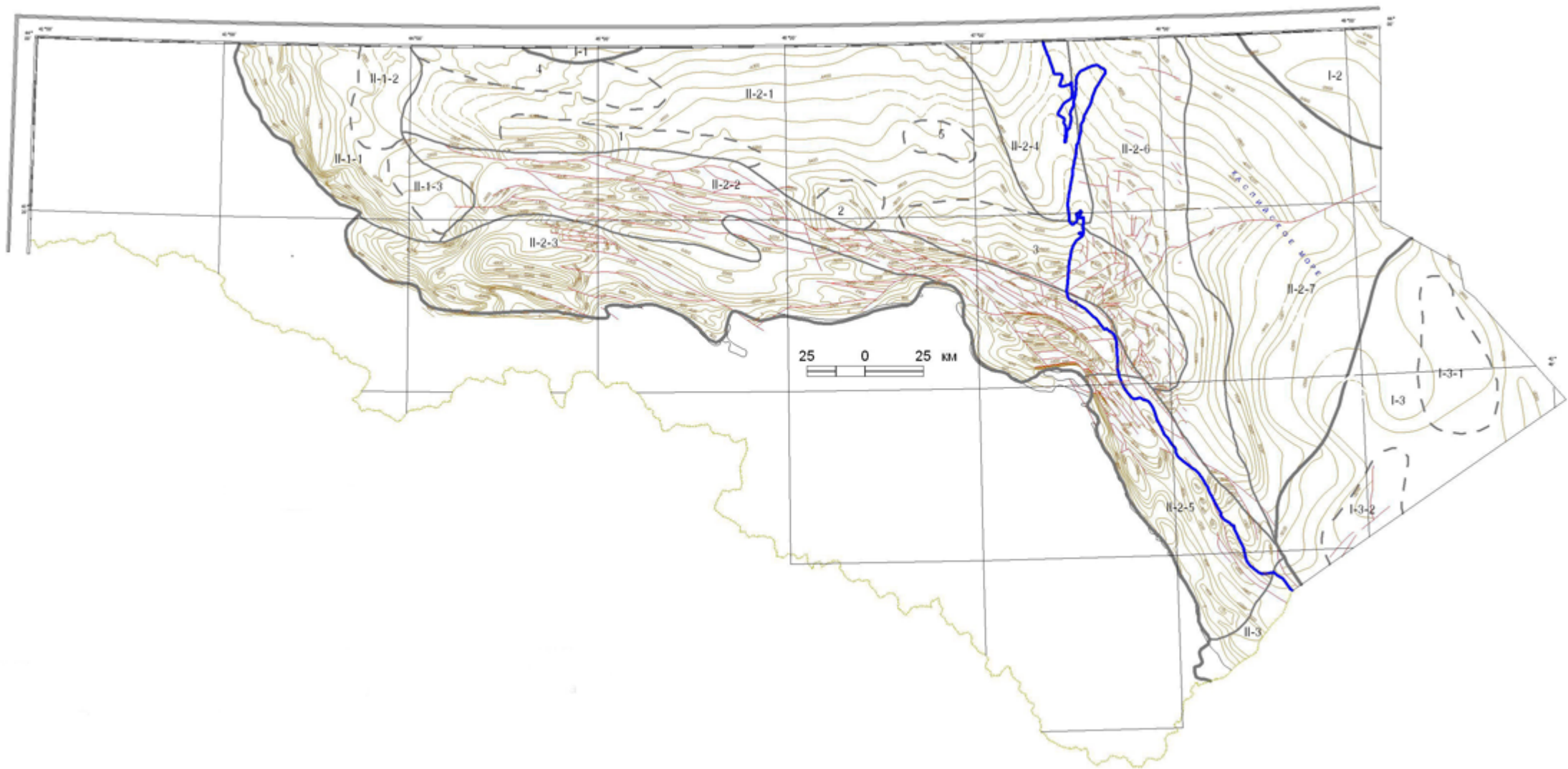


Рис. 10. Структурная карта кровли эоцена системы Предкавказских краевых прогибов и поднятий и схема тектонического районирования последней (условные обозначения к тектоническому районированию см. на общей тектонической схеме)

ской эпигерцинской плиты и южный (среднекаспийский) также слабо деформированный край Туранской платформы. Здесь развиты типично платформенные погребенные структуры второго порядка: Ногайская ступень, Среднекаспийская моноклинали, Хвалынско-Сарматская и Самурско-Центральная зона поднятий.

Скифская плита Предкавказья на суше представлена небольшим фрагментом юго-восточного фланга Ногайской ступени.

Ногайская ступень структурно является относительно крутой моноклиналию, погружающейся на юг в сторону Терско-Каспийского краевого прогиба. Домезойский фундамент здесь расположен на глубинах 5–8 км. По мере заполнения осадками погружение поверхностей уменьшается с 2–3° до горизонтального. Современный облик моноклинали в значительной степени связан с альпийским тектогенезом. Наряду с этим она наследует элементы структуры более ранних тектонических циклов. В герцинской структуре Ногайской ступени соответствует Предкавказский синклиниорий [18], а в индосинийской – Березкинской впадине [133]. Кровля верхней юры залегает здесь на глубинах 5000–5400 м, а нижнего, верхнего мела и эоцена соответственно на глубинах 4200–4400, 3800–4000 и 3600–3800 м (рис. 7–10). Севернее, за пределами территории, ногайская моноклинали осложнена продольными уступами и террасами, а также субмеридиональными ложбинами незначительной амплитуды.

Туранская плита охватывает российскую акваторию Каспия в пределах листа К-39 и представлена восточным замыканием Терско-Каспийского прогиба, Хвалыно-Сарматской и Самурско-Песчаномысской зонами поднятий. Терско-Каспийский прогиб описывается в рамках Системы Предкавказских краевых и периклинальных прогибов.

Хвалыно-Сарматская зона поднятий представлена *Хвалынским валом*. На нижних горизонтах осадочного чехла (ранне-среднеюрский и мальм-эоценовый комплексы) он выглядит простым перегибом в рельефе между Дагестанской ступенью на юго-западе и Сегендыкской депрессией на северо-востоке. Этот перегиб большей своей частью расположен за пределами рассматриваемой площади. Как положительная структура Хвалынский вал проявился в кровле эоцена (рис. 10), но наиболее отчетливо обозначился в кровле нижнего миоцена. Здесь он имеет северо-западную ориентировку, ширину до 10–15 км, протяженность более 70 км, высоту сводовой части до 200 м. Вал открыт на северо-запад. Кровля майкопских отложений здесь располагается на глубине от 1200 до 1400 м [124].

Самурско-Песчаномысская зона поднятий парагенетически связана с дальнейшим развитием Дербентско-Карабогазгольского индосинийского поднятия [124]. В ее состав входят субмеридиональные Центральное и Ялама-Самурское поднятия, характерной чертой которых является непостоянство размеров и морфологии в структуре поверхности доюрского фундамента и более поздних поверхностей (кровле юры, мела, эоцена, нижнего миоцена).

Центральное поднятие имеет размеры (10 г 30 км) при незначительном (до 50 м) превышении свода над крыльями. В верхней юре оно гораздо шире и представлено серией субизометричных поднятий с амплитудой более 200 м (рис. 7), в мелу и эоцене выглядит террасой той же ориентировки и близко-

го размера (рис. 7–9), тогда как в нижнем миоцене трансформируется в поднятие размером $(15–20) \times (70–75)$ км. Глубина залегания свода поднятия по кровле нижнего миоцена достигает 1500 м.

Ялама-Самурское поднятие северо-восточной ориентировки является юго-западным продолжением Центрального поднятия. Сводовая его часть в структуре доюрской поверхности представлена четырьмя локальными выступами общей площадью $75 \times (85–90)$ км [124]. В структуре кровли юрских отложений свод Ялама-Самурского поднятия сохранил примерно те же размеры при одновременном существенном осложнении структуры свода (рис. 7). В мелу и эоцене сводовая часть поднятия существенно сократилась в размерах и сместилась к юго-востоку, за пределы Российского сектора акватории Каспия (рис. 7–9). В нижнем миоцене поднятие вновь расширилось к северо- и юго-западу. Подошва доюрского фундамента располагается здесь на глубине от 3,4 до 4 км, а кровля нижнего миоцена — на глубине 1400 м [124].

Система Предкавказских краевых прогибов

Система Предкавказских краевых прогибов развивается унаследованно от индосинийского и киммерийского времени и представлена Чернолесско-Кабардинским, Терско-Каспийским и Кусаро-Дивичинским наложенными и краевыми прогибами. Конфигурация поперечного сечения прогибов указывает на их формирование под воздействием субмеридионального сжатия. В общем виде система прогибов асимметрична. Ее днище по кровле юры погружается к Сулакской впадине в юго-восточном и северо-западном направлениях соответственно с 5–6 до 8,2 км (рис. 7). Юго-западные и южные склоны краевых прогибов короткие и крутопадающие, северные — протяженные и пологие, что связано с надвиговым взаимодействием Центрально-Кавказского и Восточно-Кавказского кристаллических массивов с менее «зрелой» Предкавказской микроплитой.

Чернолесско-Кабардинский краевой прогиб имеет субмеридиональную ориентировку и входит в состав территории листа К-38 своим южным флангом. В пределах этой части прогиба выделяются Баксанская моноклинали, Кабардинская впадина и фрагмент Карамыкской впадины [131, 147].

Баксанская моноклинали выступает в качестве соединительного крыла между Северо-Кавказской моноклиной горного сооружения и впадинами Чернолесско-Кабардинского прогиба. Она связана с развитием субмеридиональной Центрально-Кавказской складчато-разрывной зоны. Ее ширина достигает от 50 км в северной до 25 км в южной частях, а перепад высот с запада на восток составляет от 2 до 2,5 км (рис. 7–10). В ней, по данным ГДП-200 [145], происходит постепенное выклинивание и периклинальное замыкание Терской антиклинали Терско-Каспийского краевого прогиба, влиянием которой может быть объяснен распад краевого прогиба на две локальные впадины.

Карамыкская впадина ориентирована в север-северо-восточном направлении. На поверхности домезозойского фундамента она представлена плоским днищем, погруженным на глубину до 6 км. На более высоких уровнях,

после заполнения краевого прогиба осадками индосинийского и киммерийского структурно-вещественных комплексов, впадина преобразовалась в менее контрастную структуру. На уровне раннемеловой поверхности осевая плоскость впадины сместилась в восточном направлении на 15–20 км и распалась на ряд мульд, разобщенных структурными носами и куполовидными поднятиями высоких порядков (рис. 7–10).

Кабардинская впадина ограничивает юго-восточный фланг Чернолеско-Кабардинского краевого прогиба, имеет размеры до 30 км в поперечнике и располагается между расходящимися периклинальными окончаниями Терской и Сунженской антиклинальных зон. Вертикальная амплитуда впадины на уровне верхней юры и мела составляет 1–2 км. На уровне доюрского фундамента она имеет причудливые очертания, осложненные сопряженными разрывными нарушениями диагональной ориентировки. На верхнеюрской, нижнемеловой и верхнемеловой поверхностях впадина в целом изометрична, а ее днище залегает соответственно на глубинах 6400, 4000 и 3400 м (рис. 7–9). В нижнем мелу впадина осложнена слабо выраженными ложбинами и валами северо-западной и северо-восточной ориентировки, тектодинамически связанными с развитием Терско-Сунженской складчатой зоны.

Терско-Каспийский краевой прогиб протягивается более чем на 400 км от Налчика в акваторию Каспия. Он объединяет Терско-Сулакскую, Предгорную и Прибрежную зоны локальных впадин, Терско-Сунженскую и Избербаш-Дербентскую складчатые зоны, Аграхано-Самурский вал и Среднекаспийскую моноклинал. Прогиб резко асимметричен. Его северный, более пологий, борт погружается на юг с градиентом 20–30 м/км, южный же имеет крутизну не менее 100–150 м/км (рис. 7–10).

Терско-Сулакская зона локальных впадин и поднятий расположена в северо-западной части Терско-Каспийского краевого прогиба, имеет ширину до 35–40 км и представлена Притерекской, Червленной и Сулакской локальными впадинами, а также Советско-Курской зоной и Бабаюртовским локальным поднятием. От Ногайской ступени зона отделена Советско-Курским валом, или Наурской зоной малоамплитудных разломов, локальных ложбин и валов запад-северо-западной ориентировки. В киммерийской структуре северный контур зоны коррелируется с границей распространения отложений ранней–средней юры. Впадины линейные, субширотной или северо-западной ориентировки. На уровне доюрского фундамента индивидуализирована только Сулакская впадина, днище которой расположено на глубинах до 16 км. На верхнеюрском тектоническом срезе кроме Сулакской впадины обозначилась Притерекская, а на нижнемеловом – и Червленная (рис. 7–8). Их глубина по фундаменту, в отличие от Сулакской, составляет 7–8 км. Советско-Курский вал вытянут в северо-западном направлении более чем на 120 км и представляет собой ступень на фоне моноклинали северного склона Терско-Каспийского краевого прогиба, осложненную серией локальных поднятий с амплитудой до 100 м. Аналогичное строение, но гораздо меньших размеров, имеет Бабаюртовское локальное поднятие (рис. 7–10).

Терско-Сунженская зона осевой складчатости имеет запад-северо-западную ориентировку и вытянута более чем на 100 км. К западу, по мере прибли-

жения к Центрально-Кавказской складчато-разрывной зоне она затухает, а на востоке смыкается с Избербаш-Дербентской складчатой зоной. По мнению некоторых исследователей [38], Терско-Сунженская и Избербаш-Дербентская зоны являются поверхностным выражением диагональной Восточно-Дагестанской складчато-разрывной зоны глубинной природы.

Терско-Сунженская зона осевой складчатости представлена [28] Терской и Сунженской сложнопостроенными антиклиналями, разделенными Петропавловской, Алханчуртской и Акбашской синклиналями. Они образованы серией кулисообразно построенных линейных антиклиналей и синклиналей. В юрско-эоценовом структурном ярусе складки имеют острую или веерообразную форму, в периклинальной зоне – коробчатую и повсеместно асимметричны. Эти структуры осложнены взбросо-надвигами и взбросо-сдвигами (поддвигами), с которыми образуют разломно-складчатые клиновидные структуры, обусловленные встречным погружением разрывных нарушений. Ширина складок не превышает 3–5 км, протяженность достигает 60–70 км, амплитуда от первых сотен до 2 км (рис. 7–10). С глубиной общая ширина складчатых зон сокращается в 2–3 раза, что является основанием для предположения о поддвиговом характере разрывных нарушений. В олигоцене – раннем миоцене антиклинальные зоны имеют ярко выраженное диапировое и криптодиапировое строение. Средне-верхнемиоценовый подъярус представлен интенсивно дислоцированными гребневидными складками различной морфологии. Плиоценовый структурный подъярус выражен пологими складками облекания, обычно денудированными в сводах.

По данным поисковой сейсморазведки, Терско-Сунженская зона осевой складчатости в доюрском фундаменте и в нижней части (J–K) осадочного чехла представляется в виде системы продольных разрывных нарушений и сопряженных с ними складчатых структур. В домезозойском фундаменте эта зона проектируется на южную границу Махачкалинского максимума, подчеркивая ее глубинную природу. Связь антиклинальных зон и диапиризм майкопских глин с тектоническим выжиманием подкрепляется (Смирнова, 2005) случаями вскрытия скважинами обломков, глыб гранитов и даже ультрабазитов. Сходная точка зрения приведена Соколовым и др. (1999). На сейсмических разрезах в структуре складчатой зоны выделяется два уровня возмущения – верхнеюрский и майкопский, снизу и сверху ограниченные жесткими интенсивно дислоцированными компетентными комплексами, взброшенными по вертикали на 2–3 км. Бескорневая морфология антиклинальных зон рассмотрена в работе Н. В. Короновского и Л. И. Демина [49].

Предгорная зона локальных впадин расположена между горным сооружением и Терско-Сунженской антиклинальной зоной. Она представлена (с запада на восток) Западно-Осетинской, Осетинской, Чеченской и Грозненской кулисообразно расположенными локальными впадинами ромбовидной конфигурации. Впадины разделены Коринско-Аргуданским уступом, Назрановско-Датыхской и Гудермесской перемычками северо-западной ориентировки [147]. Глубины залегания днищ наиболее глубоких Осетинской и Чеченской впадин по кровле верхней юры, нижнего и верхнего мела составляют соответственно 6–8; 5,2–6,4 и 5–6 км, разделяющих



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ








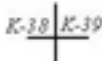

- Изогипсы поверхности майкопских отложений
уверенные
предполагаемые
промежуточные
- а) ———— 3000
б) - - - - -
в) ······
- а) ———— Тектонические нарушения
б) ———— Надвиги
-  Выход майкопских отложений на поверхность
-  Выход домайкопских отложений на поверхность
-  Зона предполагаемого отсутствия майкопских отложений
-  Домайкопские отложения Б. Кавказа
-  Аккумулятивно-эрозионные формы
-  Граница делимитации между Россией и Казахстаном
-  Предполагаемая граница делимитации между Россией и Азербайджаном
-  Границы листов масштаба 1 : 1 000 000
-  Береговая линия

Рис. 11. Структурная карта кровли нижнего миоцена акватории Каспия.

их перемычек — на 800–1000 м выше (рис. 7–9). Осетинская и Чеченская впадины резко асимметричны и характеризуются более крутым южным крылом и более пологим северным. Это, с одной стороны, связано с уменьшением мощности осадочного чехла в северном направлении, с другой — с деформациями на альпийском этапе развития региона.

Аграхано-Самурский вал имеет размеры 80 × 30 км, субмеридиональную ориентировку и отделяет центральную часть Терско-Каспийского прогиба от ее восточного замыкания — Среднекаспийской моноклинали. Его вертикальная амплитуда в поперечном субширотном пересечении не превышает 150–200 м. По данным сейсмопрофилирования [124], в фундаменте он переходит в горст, в пределах которого отсутствуют триасовые отложения. На различных срезах вал сопряжен с востока с соизмеримой по размеру и ориентировке впадиной, имеет на разных уровнях неодинаковую морфологию, но непрерывно и равномерно погружается в южном направлении (рис. 7–10). По мере приближения к осевой части Терско-Каспийского краевого прогиба (Сулакской впадине), вал теряется, поглощаясь последней.

Избербаш-Дербентская складчатая зона [124] слагает юго-западное замыкание Терско-Каспийского прогиба и является промежуточной ступенью между прогибом и горным сооружением. Традиционно рассматриваемая система включалась в состав Терско-Каспийского краевого прогиба, что, однако, не вполне согласуется с тектоническими контурами складчато-глыбового поднятия Восточного Кавказа по фундаменту. По мнению некоторых геологов [150], она является составной частью складчатой системы Кавказского форланда. На поверхности она сложена образованиями палеогена–неогена общей мощностью до 5 км. В пределах Избербаш-Дербентской складчатой зоны выделяются коробчатые, участками — бескорневые антиклинальные складки, нарушенные продольными, зачастую сходящимися на глубине взбросами, надвигами и сбросами. Подвижки по разломам происходят и в настоящее время. Это предопределило вывод о наложенном характере этой части краевого прогиба.

С Избербаш-Дербентской складчатой зоной связан практически весь потенциал углеводородного сырья Дагестана.

Прибрежная зона локальных впадин протягивается в акватории Среднего Каспия вдоль Дагестанского побережья, между Аграханским полуостровом и устьем р. Самур. Она наиболее отчетливо выражена в кровле эоцена (рис. 10) и представляет собой переходную, относительно выположенную ступень между Аграхано-Самурским валом, Сулакской впадиной, Избербаш-Дербентской складчатой зоной и Среднекаспийской моноклиной. Зона устойчиво воздымается в северном, северо-восточном, восточном и юго-восточном направлениях и изрезана неясно выраженными локальными впадинами и поднятиями, наиболее крупными из которых являются Ачису (на юге) и Хазринская (севернее) [124].

Среднекаспийская моноклинал с востока ограничивает Терско-Каспийский прогиб и имеет по кровле юры, мела и нижнего миоцена устойчивое пологое погружение в западном направлении (рис. 7–10), а на уровне доплиоценовой поверхности представляет собой субмеридиональное поднятие с абсолютными отметками минус 900–минус 1000 м (рис. 11). Хазринской перемычкой (вал по кровле K_2 и впадина по кровле N^1_1) восточного

простирается моноклиналиль подразделена на Дагестанскую и Дербентскую ступени. Ступени террасированы и осложнены системой редких разрывных нарушений [124].

Кусаро-Дивичинский наложенный прогиб (Милановский и др., 1963) является самым восточным звеном зоны Предкавказских краевых прогибов. Сформировался он в среднем плиоцене вдоль антикавказской Самурской зоны растяжения (глубинного разлома), расположенной в юго-западном секторе Самурской трехлучевой системы [39]. Прогиб открыт в сторону Среднего Каспия, глубоко вдается в горное сооружение и, таким образом, представляет собой позднеальпийскую структуру, наложенную на складчатые зоны Большого Кавказа. В пределах российской части орогена и краевых прогибов плиоцен-четвертичные образования прогиба перекрывают периклинальную часть Терско-Каспийского краевого прогиба. Основная часть прогиба располагается за пределами площади работ, имеет субширотное простирание и выполнена плиоцен-четвертичными отложениями мощностью до 4 км. Вошедший в состав рассматриваемой площади западный фланг прогиба осложнен поперечной (северо-восточной) впадиной, открытой в сторону акватории Среднего Каспия и отвечающей в структуре дна последнего Самурскому поперечному прогибу [65].

Складчато-глыбовое сооружение Большого Кавказа

Северная граница складчато-глыбового сооружения Большого Кавказа условно проводится по выходам на поверхность эоценовых отложений. В соответствии с принятым авторами районированием в альпийской структуре здесь различаются (с севера на юг) Северо-Кавказская моноклиналиль, Складчато-глыбовые поднятия Центрального и Восточного Кавказа и Покрытно-складчатые зоны Северо-Западного Кавказа.

Северо-Кавказская моноклиналиль охватывает северную периферийную часть горного сооружения, сложенную выходящим на поверхность преимущественно малым-эоценовым комплексом осадков. Она выполняет роль соединительного крыла между орогеном и зоной Предкавказских краевых прогибов и представлена (с запада на восток) Лагонакской зоной, Зоной моноклинали Центрального Кавказа, Моноклиналиью Скалистого хребта и Зоной Известнякового Дагестана. Повсеместно толщи Северо-Кавказской моноклинали залегает трансгрессивно, запечатывая домезозойский фундамент и структуры киммерийского этажа.

Лагонакская зона расположена на западном фланге Северо-Кавказской моноклинали, сложена рифовыми, реже слоистыми известняками келловей–поздней юры. Эти отложения по полого падающему на север разрыву сорваны с подстилающих и смятых в складки образований нижней–средней юры. В целом моноклиналильное, с падением на север под углом 10–12°, залегание толщ Лагонакской зоны осложнено брахиформными складками и крутопадающими нарушениями северо-западной ориентировки. Севернее, за пределами рассматриваемой территории, амплитуда перемещения осадков Лагонакской зоны на север оценена до 30 км [53].

Зона моноклинали Центрального Кавказа сложена преимущественно карбонатными породами келловей-эоценового комплекса, которые залегают полого с падением на северо-запад, север и север-северо-восток под углами от 2–3 до 10–15° и характеризуются последовательным уменьшением мощности осадков в южном направлении. В целом спокойное моноклиналиное залегание толщ осложнено слабовыраженными уступами, террасами, зонами повышенной деформации и субмеридиональными малоамплитудными нарушениями [145, 147]. На площади листов в направлении с запада на восток толщи моноклинали последовательно перекрывают ранне-среднеюрские образования Лабино-Черекской зоны прерывистой складчатости, выступы и депрессии восточных флангов поднятия Главного хребта.

Моноклинали Скалистого хребта выделяется в интервале от р. Ардон до р. Аргун и, с одной стороны выступает в качестве соединительного крыла между горным сооружением Большого Кавказа и Терско-Каспийским краевым прогибом, а с другой — является переходной структурой между Складчато-глыбовыми поднятиями Центрального и Восточного Кавказа. Сложена она песчано-глинистыми и карбонатными келловей-эоценовыми отложениями, которые имеют субширотное простирание и устойчивое погружение на север под углами 10–35°. Южной границей моноклинали является эрозионный контур подошвы келловей, северной — контур подошвы олигоцена. Толщи моноклинали Скалистого хребта с резким угловым несогласием залегают на образованиях нижней—средней юры и доюрского фундамента, «запечатывая» складчато-блоковую и надвиговую структуру киммерийского структурного этажа. Моноклинали нарушена субширотным Кабано-Балтинским взбросом и осложнена серией пологих (гравитационных) покровов. Последние, по мнению некоторых исследователей, в прошлом принадлежали к единому покрову. Они характеризуются полого-волнистой поверхностью сместителя и наличием внутриформационных срывов, со структурным несогласием перекрывают нижне-среднеюрские образования и сохранились в наиболее высоких уступах Скалистого хребта [34].

Зона Известнякового Дагестана охватывает северо-восточное крыло Восточно-Кавказского складчато-глыбового поднятия и сложена терригенно-карбонатными осадками поздней юры, мела и палеоцена—эоцена мощностью до 5 км [28]. От расположенных севернее структур Терско-Каспийского прогиба отличается складчатым строением, основу которого составляют коробчатые, иногда асимметричные или с опрокинутыми крыльями антиклинальные складки значительной протяженности (до 60 км). В ядрах некоторых из них на дневную поверхность выведены толщи киммерийского структурного этажа. Разделяющие синклинали представляют собой крупные плоскодонные мульды, заполненные образованиями мела и реже палеоцена—эоцена. Зеркало складчатости погружается на север, в сторону краевых прогибов. По внешней северной и северо-восточной периферии зона ограничена подошвой олигоцен-нижнемиоценовых осадков. Ориентировка этой границы придала зоне клиновидную форму. На западном фланге Дагестанского клина складки имеют субширотное простирание, тогда как к юго-востоку от Сулака — северо-западное. В области сопряжения осевые плоскости складок изогнуты в горизонтальной плоскости. Кроме складчатых структур зона Дагестанского клина осложнена северо-за-

падными и субширотными вертикальными флексурно-разрывными зонами, сочетание которых реализовано в возникновении на острие клина Буйнакской ступени, заполненной образованиями палеоцена и эоцена.

Восточно-Дагестанская моноклираль слагает восточное периклинальное замыкание Восточно-Кавказского складчато-глыбового поднятия. Так же как и на западном погружении орогена, здесь позднеюрско-эоценовый комплекс сорван с киммерийского основания. Масштабы срыва достигают максимума на северо-восточном склоне Джуфидагского антиклинория, где на толщ средней юры тектонически налегают отложения апта-альба. Морфология срыва не ясна. Не исключено, что здесь мы имеем дело с разрывным нарушением листрического типа, сформированного на фоне восходящих движений Восточно-Кавказского складчато-глыбового поднятия. Внутренняя структура характеризуется пологими (10–20, до 25°) залеганиями с падением на восток-северо-восток.

Шахдагская моноклираль заходит на Российскую территорию своим северо-западным флангом в правом борту долины р. Самур. Сложена верхнеюрскими карбонатными лагунными и рифогенными отложениями судурдагской (до 100 м) и шахдагской (до 800 м) свит, перекрытыми доломито-известняковой и терригенно-карбонатной нижнемеловыми толщами (более 500 м). Моноклираль полого (под углами 3–7°) падает на юго-восток и местами осложнена мелкими (20–40 м) коробчатыми складками, вероятно гравитационного происхождения.

Складчато-глыбовое поднятие Центрального Кавказа выделяется примерно между 40-м и 44-м меридианами, охватывает наиболее поднятую часть горного сооружения Центрального Кавказа с выходом на дневную поверхность доюрского основания и отличается ярко выраженным блоковым строением. В структуре блоков поднятия получили широкое развитие крупноамплитудные выступы, отделенные друг от друга относительно узкими (от 2 до 20 км) щелевидными депрессиями, в которых отложения ранней-средней юры «затащены» на значительную глубину (до 1 км) и интенсивно деформированы. С севера на юг здесь различаются Лабино-Малкинская зона прерывистой складчатости и Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий (описаны в киммерийских и герцинских структурах) и складчато-глыбовые поднятия Передового и Главного хребтов, разделенные Пшекиш-Тырнаузской межблоковой шовной зоной.

Лабино-Малкинская зона прерывистой складчатости сформировалась в киммерийский этап (см. описание выше) и в альпийское время совместно с Карачаево-Черкесским горст-антиклинорием и Поднятием Передового хребта испытала общее воздымание с увеличивающейся с севера на юг амплитудой от 1 до 2,5 км.

Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий в альпийской структуре представляет собой приподнятый в доюрское время, а затем и в последующие этапы, блок фундамента, сложенного древнейшими (верхнепротерозойскими) метаморфическими комплексами, который фрагментарно обнажается под юрскими осадками Лабино-Малкинской зоны прерывистой складчатости в глубоких врезках рек Кубань, Хасаут, Малка, Тызыл, Баксан.

Поднятие Передового хребта – это воздымающийся (до + 3700 м) субширотный выступ доюрского фундамента, непрерывно протягивающийся

с запада на восток от р. Белая до Баксана. Южная граница поднятия очерчена разломами Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны, тогда как северная проводится условно по подошве юрских отложений.

Поднятие Главного хребта представляет собой горст-антиклинорий, расположенный на южном фронте Центрально-Кавказского кристаллического массива. Его граничными элементами являются на юге Главнокавказский краевой шов Скифской эпигерцинской плиты (Главный Кавказский разлом) и Пшекиш-Тырныаузская межблоковая шовная зона. В пределах поднятия на поверхность выведены породы кристаллического основания деформированного в послегерцинское время южного края Скифской плиты. На западном и восточном флангах и в узких шелеобразных депрессиях они перекрыты терригенными образованиями ниже-среднеюрского осадочного чехла, а на отдельных участках – молассой верхнего палеозоя.

В современной структуре поднятия Главного хребта различаются Чугушский, Софийский, Тебердинский, Балкаро-Дигорский, Шхарский и Адайхохский тектонические блоки-горсты, разделенные узкими депрессиями, заполненными юрскими осадками. Все они косо ориентированы по отношению к ограничивающим разломам, постепенно срезаются ими, подчеркивая левосдвиговую морфологию этих нарушений [38, 53, 54, 147]. В доюрском основании поднятий широко распространены верхнепротерозойские, средне- и верхнепалеозойские метаморфические комплексы, а также палеозойские и мезозойские интрузии и дайки разного состава.

Чугушское поднятие сложено образованиями буульгенского метаморфического комплекса (подкомплекс р. Чессу), тектонически перекрытых породами Дамхурцевского и Лаштракского аллохтонов и вмещающих интрузии палеозойских гранитов. Поднятие характеризуется валлообразным поперечным профилем, на крыльях которого расположились погружающиеся на север и юг и сорванные с доюрского основания отложения киммерийского чехла. Вдоль оси его сводовой части поднятие осложнено системой ориентированных на северо-запад узких грабенов, выполненных породами нижней юры [53, 54]. С юго-запада поднятие ограничено Главным Кавказским разломом, а с северо-востока – осадками нижней–средней юры Псеашхинской депрессии.

Софиевское поднятие также имеет сводовую морфологию и сложено выходящими на дневную поверхность образованиями Буульгенского и Макерского СВК, тектонически перекрытых реликтовыми останцами Дамхурцевского и Лаштракского покровов. На юго-западном, северном и северо-восточном флангах породы кристаллического основания тектонически, реже трансгрессивно, перекрыты юрским осадочным чехлом, соответственно, Псеашхинской и Архыз-Гузериписькой депрессий. Образование осадочного чехла тектонически сорваны с основания, их условия залегания подчеркивают асимметричный профиль поднятия, в целом связанный с его погружением под поднятие Передового хребта.

Тебердинское поднятие простирается от верховьев р. Кизгыч до Эльбруса и с юго-запада ограничено разломами Архыз-Домбайской депрессии, а с севера Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны. Вместе с Балкаро-Дигорским тектоническим блоком оно является наиболее приподнятым и сложено выходящими на дневную поверхность образованиями Макерского ал-

лохтона, насыщенными крупными интрузиями среднепалеозойских гранитоидов. В пределах поднятия широко развита сеть разноориентированных субвертикальных разрывов предположительной амплитудой до первых сотен метров. В его своде отложения киммерийского структурного этажа отсутствуют, что не позволяет определить точную морфологию поднятия [148]. От расположенного юго-восточнее Балкаро-Дигорского тектонического блока, Тебердинское поднятие условно отделено вулканической системой горы Эльбрус.

Балкаро-Дигорский тектонический блок расположен восточнее горы Эльбрус и сложено выходящими на дневную поверхность образованиями-Макерского аллохтона и Буульгенского паравтохтона, насыщенными крупными интрузиями среднепалеозойских гранитоидов. В общем виде блок представляет собой односторонний горст, в целом погружающийся на северо-восток в сторону Балкаро-Осетино-Дагестанского палеокраевого прогиба. Южный наиболее приподнятый фланг горста ограничен разломами Штулу-Харезской депрессии. На севере границей является Пшекиш-Тырныузская шовная зона, а на восточном фланге породы кристаллического фундамента перекрыты толщами ранней—средней юры Дигоро-Осетинской тектонической зоны [149].

Адайхохский тектонический блок расположен на юго-восточном погружении Поднятия Главного хребта и представляет собой односторонний горст южной вергентности. В северном направлении он полого погружается под сорванные с кристаллического основания породы Штулу-Харезской депрессии, а на юге ограничен Главным Кавказским разломом. В общем виде он выполняет роль переходной ступени к складчатым зонам Южного склона. В пределах тектонического блока на дневную поверхность выходят образования Макерского и Буульгенского СВК, насыщенные интрузиями среднепалеозойских гранитоидов.

Наиболее значимыми структурно-тектоническими депрессиями поднятия Главного хребта являются Псеашхинская, Архыз-Гузериписькая и Штулу-Харезская. Первая незначительно изменила свой облик в результате альпийской складчатости и описана в разделе «Киммерийские структурные комплексы». Описание других приведено ниже.

Архыз-Гузериписькая (Архыз-Домбайская) депрессия узкой полосой протягивается от бассейна Белой, Мал. и Бол. Лабы до верховьев Теберды. На западе депрессия располагается на северном краю поднятия Главного хребта, но далее к юго-востоку разделяет Софиевское и Тебердинское поднятия. Имеет тектонические или эрозионные ограничения и выполнена интенсивно складчатыми (с углами падения 35–55°) песчано-глинистыми образованиями архыз-гузериписькой и псеашхинской серий мощностью до 2700 м. В междуречье Мал. Лаба—Зеленчук, где депрессия «прислонена» к Пшекиш-Тырныузской шовной зоне, она выступает в виде одностороннего погружающегося на север грабена, моноклиального залегание пород в котором осложнено рядом складок, из которых главной является Архызская синклиналь южной венргентности. Здесь эта структура сопровождается контрастной гравитационной ступенью.

Штулу-Харезская депрессия является пограничной между Балкаро-Дигорским и Адайхохским тектоническими блоками (поднятиями). Сложена

она ниже-среднеюрскими вулканогенно-терригенными и терригенными образованиями Ардон-Ассинской подзоны Северо-Кавказской структурно-фациальной зоны общей мощностью до 3800 м. Депрессия асимметрична и с севера ограничена Северо-Штулинским подвигом (взбросом) амплитудой до 2500—3000 м [145]. Южная граница эрозионная или тектоническая (срывы с кристаллического основания). Внутренняя структура депрессии характеризуется интенсивно развитой системой продольных разрывных нарушений и сопряженной с ними интенсивной килевидной и запрокинутой на юг складчатостью [149].

Складчато-глыбовое поднятие Восточного Кавказа

Эта структура распространена к востоку от р. Ардон до побережья Каспия и представляе собой перекрытое юрским складчатым чехлом поднятие с отметками до 3,5—4 км. Внутренняя структура характеризуется развитием субширотных и общекавказских киммерийских складчатых зон, разделенных крутыми разломами типа взбросов (см. описание выше). В пределы Российского сектора поднятия Восточного Кавказа частично входит альпийская Чиауро-Закатальская флишевая тектоническая зона.

Чиауро-Закатальская флишевая зона на Российскую территорию заходит в истоках р. Ардон на востоке Центрального Кавказа и в верховьях р. Ахтычай на юго-востоке Восточного Кавказа. Ее северным ограничением в истоках Ардона служит Тибский разлом всбросового типа [145], отделяющую флишевую зону от Казбегско-Лагодехской. В целом описываемая структура представляет собой моновергентную сжатую систему складок и взбросов, сформированных в условиях общего субмеридионального фронтального сжатия. Для нее характерны [34] кливаж (аз. пад. 355°, угол пад. 40—50°), выжатые покровы, широкое развитие продольных взбросо-сдвигов и сопряженных с ними линейных симметричных или опрокинутых на юг складок. Реже встречаются диагонально-сдвиговые разрывные нарушения северо-восточной ориентировки. По линии профиля ГСЗ Степное—Бакуриани [110] здесь происходит трехкратное увеличение мощности мезозойских толщ. В пределах зоны выделяется Кесатикауский и Мамисон-Техтинский тектонические блоки, ступенчато погружающиеся в южном направлении [147].

Покровно-складчатые зоны Северо-Западного Кавказа

Покровно-складчатые зоны Северо-Западного Кавказа сложены киммерийскими флишевыми и субфлишевыми образованиями, которые были интенсивно деформированы и выжаты на края Закавказской и Скифской плит. На Западном Кавказе они представлены киммерийскими Гойтхской, Псехако-Березовской, Краснополянской зонами (см. описание выше) и альпийскими Абино-Гунайской, Новороссийско-Лазаревской и Чвежипсинской складчатыми зонами.

Новороссийско-Лазаревская складчатая зона расположена в между-речье Шахе—Мзымта, сложена терригенным келловей-нижнемеловым (боль-

шепсеушхинская, пономаревская серии) и карбонатным верхнемеловым—палеоцен-эоценовым (маркотхская, мефодиевская, супсехская и прасковеевская серии) флишем и представляет собой выклинивающийся в восточном направлении за счет эрозии тектонический покров, залегающий на вулканогенных образованиях байоса Закавказской плиты.

Внутренняя структура аллохтона характеризуется развитием напряженной складчатости линейного типа, осложненной сопряженными южновергентными разломами взбросового и надвигового типа.

На западном фланге зоны складки симметричные с падением крыльев под углом $30\text{--}50^\circ$, реже асимметричные южной вергентности. В юго-восточной его части степень напряженности складчатости возрастает. Здесь приоритет приобретают килевидные и изоклинальные складки амплитудой от $50\text{--}200$ м до $0,5\text{--}1,0$ км также южной вергентности. В этом районе Новороссийско-Лазаревская складчатая зона осложнена выступами нижележащих среднеюрских толщ. Основной тектонический шов зоны, ограничивающий ее с юга, представлен зоной дробления мощностью до 150 м, погружающейся на север под углом $20\text{--}30^\circ$, становясь круче в юго-восточном направлении (Краснополянский разлом). Амплитуда перемещения тектонического покрова с севера на юг оценивается минимум в 12 км [53, 54]. Северной границей складчатой зоны служит Бекишейский разлом.

Чвежипсинская покровно-складчатая зона распространена вдоль Черноморского побережья (Лазаревское—Сочи) и сложена флишевыми и субфлишевыми осадками арашхинской серии, медовеевской и Кепш свитами, солохаульской и хобзинской сериями. Прямым признаком тектонического налегания меловых толщ Чвежипсинской зоны на средне-верхнеюрские осадки является их залегание на платформенных рифогенных известняках и вулканитах байоса Закавказской плиты. Восточнее Чвежипсинская зона эродирована. В покрове различаются две подзоны — Медовеевская и Кепш, отличающиеся формационным составом нижнемеловых отложений. Внутренняя структура Чвежипсинского покрова представлена системой линейных или брахиформных симметричных складок, а также складок антиформного типа. Фронтальная часть покрова представлена Пластунской мульдой — асимметричной синклиналью с опрокинутым на юг и коротким северным крылом и протяженным южным. В тылу рассматриваемого покрова располагаются Дагомысская антиклиналь и Воронцовская антиформа [53]. Основным тектонический шов покрова представлен Воронцовским (Пластунским) надвигом. Мощность зоны дробления достигает $250\text{--}300$ м, падение сместителя на север под углом $15\text{--}30^\circ$, реже горизонтальное или даже южное. Амплитуда продвижение покровных масс с севера на юг составляет не менее 10 км. Предполагаемая корневая зона покрова располагается севернее Новороссийско-Лазаревского аллохтона (Бекишейский разлом), где представлена узким (до 2 км) блоком, выполненным образованиями Чвежипсинской зоны [53, 54].

Чвежипсинская покровно-складчатая зона акватории представлена Пластунской мульдой размером 40×7 км по подошве мзотиса, которая выполнена толщей майкопа—антропогена мощностью 700 м. Молодой ком-

плекс, разделенный несогласиями, унаследовал структуру мел-эоценового этажа. Наклон северного крыла мульды по сармату — $8-15^\circ$, южного — $3-5^\circ$. По кровле миоцена складка выполаживается и подошва эоплейстоцена срезает ее южное крыло. Восточное замыкание мульды по неогену отделено каньоном Шахе. Мульду осложняют субширотные структурные ложбины и носы, ориентированные под острым углом к ее оси. Мульда выражена на шельфе неотектонической ложбиной глубиной около 7 м.

Главная тектоническая линия региона — Пластунский (Воронцовский) надвиг, граница Кавказа и Закавказской плиты просматривается и на сейсмопрофилях. В сечении через Адлер ширина Туапсинского прогиба 40 км; после перехода в море Пластунского надвига она сокращается до 25 км против устья р. Шахе, снова возрастая до 40 км западнее траверза Туапсе. Горизонтальное перемещение осадков оценивается здесь в 15 км. В висячем боку надвига залегает флишевая, в лежачем — перекрытая майкопом платформенная толща мела—эоцена, прослеженная МОГТ под Туапсинским прогибом. На шельфе линия надвига идет по смене погребенного доголоценового рельефа: крутые гряды высотой до 10 м связаны, видимо, с эоценовым флишем, пологий рельеф — с глинами майкопа. Южнее надвига шельф резко расширяется от 7–8 до 12–14 км.

На материковом склоне Пластунский надвиг прослеживается по выходам эоцена до каньона р. Шахе. Западнее он скрыт под толщей неогена и проявляется в ней надразломным структурным носом без смещений в молодых отложениях. Ненарушенность верхних горизонтов, при большой амплитуде по палеогену, указывает на вероятный предметический возраст надвига.

Гагрско-Джавская зона прерывистой складчатости

В современной структуре эта зона представляет собой складчато-глыбовое поднятие, сложенное туфами, лавами, терригенными породами средней юры и карбонатно-терригенными отложениями верхней юры—эоцена. В пределах российской площади большая ее часть перерыта Новороссийско-Лазаревским и Чвежипсинским покровами. Породы киммерийского этажа обнажаются в Шахе-Мзымтинском горсте и в ядре Дагомысской антиформы [53].

Альпийский структурный этаж слагает серию крутых антиклиналей и синклиналей на северном наиболее приподнятом фланге (зона Ахцу) и характеризуется развитием более пологой симметричной складчатости с углами падения крыльев $20-30^\circ$ на юге в Причерноморском районе. Наиболее крупными пликвативными структурами здесь являются Ахунская и Ахштырская антиклинали, их оси погружаются на запад в сторону Туапсинского прогиба под углами $7-10^\circ$. Северная граница зоны проводится по субвертикальному Монастырскому разлому и Воронцовскому надвигу, южная — по подошве миоцен-четвертичной молассы [53].

В акватории Черного моря образования и структуры Гагрско-Джавской зоны прерывистой складчатости слагают основание Туапсинского прогиба и, вероятно, Вала Шатского.

Система Закавказских межгорных прогибов

Адлерская депрессия располагается в устьях Мзымты и Псоу, имеет размеры 45×18 км и занимает 5 % площади прогиба, являясь одним из ветвей, замыкающих Туапсинский прогиб на суше. В общей структуре осадочного чехла Закавказской плиты депрессия играет двойственную роль. В пределах горно-складчатого сооружения Большого Кавказа — это безусловная депрессия, а по отношению к Туапсинскому прогибу — это выступ на его юго-восточном фланге. Подошва майкопских отложений в пределах рассматриваемой структуры находится на отметках от 0,5 до 2 км, тогда как в Туапсинском прогибе на траверзе Туапсе — до 10 км. Сложена Адлерская депрессия нижней (черноморская серия) и верхней (гравийно-галечниковая толща) молассаами. Породы здесь полого, под углом до 5° , погружаются на юг и лишь в отдельных случаях осложнены перегибами антиклинального типа с падением крыльев $6-9^\circ$. По геофизическим данным, зона сопряжения с Гагрско-Джавским поднятием погружается в южном направлении.

Вдоль Адлерской депрессии протягивается Ахштырско-Ахунская антиклинальная зона. Карбонатные породы мела—эоцена в ядрах антиклиналей образуют среди майкопских глин горы высотой до 630 м. Эта зона прослежена на шельфе и материковом склоне на северо-восточном фланге Туапсинского прогиба более чем на 100 км в виде полосы кулисообразно смещенных складок.

Черноморская впадина

В пределах Российского сектора Черного моря Черноморская впадина включает Туапсинский прогиб, Вал Шатского и Восточно-Черноморскую впадину.

Туапсинский прогиб охватывает большую часть российского материкового склона Черного моря и заполнен олигоцен-четвертичной молассой. На листе К-37 находится его юго-восточная половина. Фрагменты восточной центриклинали прогиба, выходящие на сушу, известны под названиями Адлерской и Гудаутской депрессий.

На материковом склоне над периклиналью Ахштырско-Ахунской зоны по подошве майкопа располагается брахискладка размером 15×6 км с выходом майкопа в ядре, разорванная продольным взбросом с поднятым северным крылом амплитудой от 200 м у морского дна до 500—700 м — на глубине 1 км. В домайкопском комплексе видны «корни» складки, более пологие, чем свод. В виде пологого структурного носа зона продолжается далеко на запад. Ее окончанием на траверзе пос. Джубга является крупное поднятие Корневое высотой 2 км и шириной 10 км.

Далее к западу олигоцен-нижнемиоценовые осадки образуют в прогибе линейные антиклинали и брахиантиклинали амплитудой до 2 км. Они разорваны осевыми взбросами с поднятыми северными крыльями, вдоль которых в сводах выходят породы среднего—верхнего миоцена и плиоцена. По этим взбросам материковый склон ступенчато погружается к югу. Синклинальные ступени слагаются толщами плиоцена—нижнего плейстоце-

на, осложненными дополнительными складками. Благодаря кулисообразному расположению складок и разломов, ступени постепенно переходят друг в друга по простираению, погружаясь в западном направлении. Складки прямо выражены в рельефе. Исключение — синклинальный останец отложений апшерона в северной части листа К-37-III, зажатый между кулисно расположенными замыканиями двух антиклиналей. Западнее эта зона переходит в горст, образованный двумя антиклиналями и синклиналью между ними.

Двухсводовое поднятие Туапсинское-6 выражено в рельефе линейной грядой высотой 150 м. Строение складки сложное, нет уверенности в правильной стратификации разреза. По принятой корреляции, подошва апшерона срезает «мутную» сейсмотолщу плиоцена и частично — параллельнослоистую сейсмотолщу верхнего миоцена, причем свод по апшерону смещен на 2 км к северу относительно свода по миоцену и плиоцену.

Поднятия, рассматриваемые ниже, относятся к зоне фронтальных складок Туапсинского прогиба. Поднятие Туапсинское-2 — двухсводовое, сильно сжатое, своды разделяет глубокая седловина. Более крупный западный свод выражен в рельефе подводным хребтом высотой 300 м. В ядре выходят отложения верхнего миоцена.

Самые западные складки прогиба на листе К-37 — поднятие Янтарь (хребтик высотой 120 м), надвинутое на поднятие Туапсинское-24. Западный свод антиклинали Янтарь на листе L-37, не выраженный в рельефе, торцом причленяется к антиклинали Манганари по разлому. Длина складки по подошве апшерона — 38 км, ширина — до 4 км, площадь — 100 км², амплитуда — 300 м. Южное крыло складки нарушено сбросом амплитудой 500 м.

Поднятие Туапсинское-24 — трехсводовое, почти целиком погребенное. Восточный свод более дислоцирован, и над ним возвышается холм высотой 50 м и размером 1 × 3 км.

Под современными осадками абиссальной равнины погребена миоцен-плиоценовая антиклиналь Аномальная длиной почти 40 км. Она начинается напротив устья каньона Шахе и погружается к западу, отделяясь от фронтальных складок Туапсинского прогиба сбросами и пологой мульдой. Складка очень пологая (амплитуда не превышает 70 м), с более крутым южным крылом. В средней части изогипсой подошвы апшерона минус 2800 м оконтуривается локальное поднятие площадью 10 км².

Наряду с региональной южной вергентностью складок отмечается как постепенное, так и скачкообразное смещение сводов фронтальных и соседних с ними антиклиналей прогиба от неогена к апшерону на 1–2 км к северу — реликт доплейстоценовой тектоники.

Южная граница Туапсинского прогиба проводится по взбросо-надвигам его фронтальных складок и резкому градиенту мощности майкопа на материалах МОГТ.

Вал Шатского наиболее отчетливо выделяется в структуре подошвы кайнозойских образований. Очень пологий свод вала неравномерно погружается к северо-западу от 3,9 до 5,0 км. На своде располагается не менее шести брахиантиклиналей поперечником до 20 км и высотой до 300 м. Амплитуда вала по горизонту VI — 4 км.

Крылья вала крутые, особенно южное (до 20°), которое переходит во флексуру древнего материкового склона Восточно-Черноморской впадины. Северное крыло осложняют три брахиформных поднятия поперечником от 7 до 10 км и высотой до 300 м.

По кровле майкопа вал Шатского достигает ширины 60 км. Строение его простое, амплитуда по горизонту Ia — 0,8 км. Вал погребен под плиоцен-четвертичными отложениями и проявляется в неотектонике зонами размыва черноморских слоев.

На восточной периклинали Северо-Черноморского поднятия расположен ряд грязевых вулканов, из них около 10 — на листе К-37. Непосредственно за северной рамкой листа находится вулкан Долговского, самый крупный на валу Шатского. На одной из четырех вершин вулкана лежит сопочная брекчия; на другой вершине брекчию покрывают новочерноморские илы мощностью 20 см. Включения глин, алевролитов и песка из брекчии содержат микрофауну верхнего мела, олигоцена, миоцена и сармата [5].

Восточно-Черноморской впадине принадлежит три четверти акватории листа К-37. В отличие от Закавказской плиты с трехслойной корой, земная кора впадины — «субокеаническая»: на базальтовом слое лежит осадочный чехол мощностью 12–14 км, почти нацело представленный кайнозойем. Границу блоков с разными типами коры маркирует крупнейшая линейная магнитная аномалия.

Впадина заполнена слабо дислоцированными отложениями, в подошве которых намечается несколько поднятий северо-восточного простирания высотой до 500–800 м и шириной 10–15 км. В верхней части осадочного чехла, по данным НСАП, видны разрывные нарушения типа сбросов амплитудой до 50 м, затухающие вниз по разрезу.

В. В. Губенков выделил в Восточно-Черноморской впадине очень пологие (высота — метры) «купола газового вспучивания» [130]. Благодаря огибающим потокам донных осадков, они видны на карте обратно отраженного акустического сигнала многолучевого эхолота, но практически неуловимы другими методами. Такой купол диаметром 8 км располагается в западной части впадины над домайкопским поднятием амплитудой 1,2 км, слабо выраженным в вышележащей толще. К центру купола приурочен грязевой вулкан Гном высотой около 10 м и диаметром 150–200 м [5]. На временном разрезе НСАП прослеживаются до глубины 1 км вулканические постройки.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Тектонический облик территории листов К-37, 38, 39 обусловлен ортогональной и диагональной системами линейamentos тектонической природы. Данные геологического картографирования поверхности в комплексе с материалами бурения, региональной геофизики, сейсмо- и электроразведки и дешифрирования дистанционной основы выявляют сложный рисунок разрывных линейamentos, имеющих отношение как к структуре доюрского фундамента, так и осадочного чехла.

К наиболее важным тектоническим нарушениям I порядка принадлежат: раннегерцинского заложения субширотный краевой шов Скифской

эпигерцинской плиты — Главный Кавказский разлом, Пшекиш-Тырны-аузская шовная зона, а также разломы, разделяющие крупные структурные и структурно-формационные зоны (Атамажинский, Адайком-Казбекский, Ахтычайский, Тибский, Краснополянский, Воронцовский и др.).

Главный Кавказский разлом доступен для непосредственного изучения на территории Западного Кавказа, на южном склоне Ардонского перешейка и в пределах юго-восточного погружения Главного хребта Восточного Кавказа. На Западном Кавказе морфологически он представляет собой подвиг со сдвиговой составляющей левостороннего типа, поверхность сместителя погружается на север под углом 40–70°. На западном фланге Главный Кавказский разлом перекрыт аллохтонными массами Чаталтапинского покрова. В районе Ардонского перешейка и далее на восток этому нарушению отвечают Северо-Адайкомский и Ахтычайский разломы. Они погружаются на север под углами 50–70° и сопровождаются сближенными разрывами, дроблением, милонитизацией и окварцеванием (50–100 м) [39]. По данным ГСЗ по профилю Степное–Бакуриани разлом с крутым северным падением погружается под фронтальный кристаллический массив Скифской плиты, отделяя на всем своем протяжении более высокоомные образования последней от относительно низкоомных образований Закавказской плиты. Его амплитуда по положению кристаллического фундамента оценивается в 15 км.

Ахтычайский (Главный Кавказский) разлом ограничивает с севера распространение вулканогенно-терригенных осадков Казбекско-Лагодехской складчато-надвиговой зоны от устья Самура до верховьев Аварского Койсу. Зона дробления, милонитизации мощностью от первых до 20 м и более имеет крайне изменчивые элементы залегания (от аз. пад. 15–45°, угол 50–70° до аз. пад. 180–215°, угол 70–85°) и сопровождается мелкими (метры, первые десятки метров) складками волочения.

Пшекиш-Тырныаузская шовная зона является долгоживущей и магматически активной разрывной структурой. Ее заложение относится к герцинскому тектоническому циклу. В то время она выполняла роль переходной ступени между горст-антиклинорием Главного хребта и грабен-синклинорием Передового хребта и одновременно пограничной зоны между Макерским и Армави́ро-Шауко́льским террейнами (в понимании Г. И. Баранова и др., 1997) Скифской эпигерцинской плиты. Раннегерцинская морфология разломов Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны рассматривается как левый сдвиг с амплитудой горизонтального перемещения по входящим в его состав разломам от 60 до 100 и более 270 км (Ажгирей и др., 1962; Кропачев, 1962, 1964; Греков и др., 1974). В позднегерцинской структуре шовная зона выступает в виде глубокого грабена между поднятиями Блыбским и Главного хребта.

Пшекиш-Тырныаузская шовная зона принадлежит к разряду глубинных. Она сопровождается контрастной гравитационной ступенью и по линии Приэльбрусского профиля (Трофименко и др., 2002; Греков и др., 2004) до глубины 25 км трассируется границей между блоками с различными плотностными характеристиками (МТЗ), а далее вплоть до мантии — зоной разуплотнения связанного с Эльбрусским магматическим очагом. В современной структуре Пшекиш-Тырныаузская зона разломов разделяет тектонические

зоны Передового и Главного хребтов и прекрасно дешифрируется на материалах дистанционной основы (космо- и аэрофотоматериалы, гравика, магнитка). В альпийский этап вдоль этой зоны заложилась система ступенчатых грабенов. Ограничивающие их разломы имеют преимущественно северное падение ($70-50^\circ$) и морфологически являются взбросами.

Краснополянский разлом протягивается от бассейнов рек Псоу, Мзымта в акваторию Черного моря и отделяет в восточной части Краснополянскую и Гагрско-Джавскую тектонические зоны, а западнее, в районе побережья – флишевые образования Новороссийско-Лазаревской и Чвежипсинской складчатых зон. На востоке это круто падающий ($70-85^\circ$) на север взброс, к северо-западу переходящий в серию сближенных взбросов и надвигов с северным, северо-восточным падением сместителей под углом от $20-25^\circ$. Мощности зон дробления составляет $100-400$ м. В акватории Черного моря разлом проведен условно, севернее границы распространения отложений неогена [53, 54].

Воронцовский (Пластунский) надвиг разделяет в районе г. Сочи на суше и в акватории флишевые и платформенные образования, соответственно, Чвежипсинской и Гагрско-Джавской (Абхазской) тектонических зон. Он представлен зоной передробленных пород палеогена мощностью от 20 до $250-300$ м. Плоскость надвига падает на север ($15-30^\circ$), иногда выполаживаясь до горизонтальной и даже приобретая южное падение. Амплитуда перемещения покровных масс по разлому оценивается в $10-15$ км (по степени продвижения флишевых образований на юг от предполагаемой корневой зоны) [53]. В акватории зона надвига выражена сменой характера сейсмозаписи и несбойкой структурного плана осадков выше и ниже этой границы [163].

Тибский подвиг имеет субширотное простирание и крутое ($60-70^\circ$) северное падение. Он разделяет келловей-нижнемеловой терригенно-карбонатный флиш Чиауро-Закатальской зоны и ниже-среднеюрские терригенно-вулканогенные породы Казбегско-Лагодехской складчато-надвиговой зоны. Породы вдоль разлома интенсивно дислоцированы и будинированы. На отдельных участках он сопровождается зоной (до $0,7$ км) с чешуйчатым строением (серией сближенных взбросов, параллельных основному разлому). Перемещение по этому нарушению оценивается в $1,5-1,7$ км. К зоне разлома приурочено ртутное оруденение и углекислые минеральные источники [146].

Адайком-Казбекский разлом (подвиг) в районе Ардонского перешейка разделяет Дигоро-Осетинскую и Казбегско-Лагодехскую тектонические зоны. На поверхности он имеет крутое ($70-80^\circ$) южное запрокинутое падение и субширотное простирание, с глубиной оно становится устойчивым северным, что находит подтверждение по геофизическим данным. Мощности зоны дробления, смятия и милонитизации изменяется от первых до 300 м. Разлом является границей распространения к югу мезозойского магматизма, который широко развит к северу от него [146]. В Дагестане, в бассейнах Аварского-Койсу и Самура он является северной ветвью Главного Кавказского (Ахтычайского) разлома, ограничивая с севера Бежитинскую тектоническую зону.

Агамажинский разлом является взбросом, представленным одним (на северо-западе) или серией разрывов (на юго-востоке). Он ограничивает с

северо-востока Псеашхинскую депрессию, по сути разделяя Чугушское и Софиевское поднятия. В северо-восточном взброшенном крыле на дневную поверхность выведены метаморфические комплексы верхнего протерозоя, а на юго-западном — перми, карбона, нижнего и среднего палеозоя. На юго-восточном фланге разлома развиты линейно-вытянутые среднеюрские интрузии санчаро-кардывачского комплекса. Амплитуда вертикального смещения по этой структуре оценивается нами от 0,7 до 1,5 км. Несомненно присутствующую здесь сдвиговую составляющую оценить на данном этапе сложно.

Пуйский разлом (Ялахский) на Восточном Кавказе разделяет тектонические зоны Бокового хребта и Агвали-Хивскую. Он представлен зоной смятия и дробления мощностью до 20–30 м с карбонатными и кварцевыми жилами. Падение на поверхности от 65–70°, до вертикального. Широко развита приразломная складчатость и зеркала скольжения, указывающие на поддвиговый характер движений по нарушению. Вертикальная амплитуда оценивается от 150 до 1000 м, но судя по резкой смене литологии предполагаются более значительные горизонтальные перемещения по разлому.

Тиндино-Кейдынский разлом (взброс) в долине р. Шаро-Аргун отделяет пологоскладчатую Агвали-Хивскую и интенсивно деформированную Шаро-Аргунскую тектонические зоны. Плоскость нарушения круто (75–85°) падает на северо-восток и представлена перемятыми окварцованными аргиллитами и песчаниками до 20–30 м мощностью. По этому разрыву мелководные средне-верхнетюрские песчано-глинистые осадки северного блока вздернуты на 700–1000 м на более глубоководные существенно глинистые образования нижнего тоара.

Тляротинский разлом в бассейне р. Самур разделяет осадки тектонических зон Передового хребта и Бежитинской и представляет собой взбросо-надвиг с азимутом падения сместителя 35–45° и углами от 30 до 50°. Зона разлома мощностью от 3–5 до 70 м выполнена перемятыми, интенсивно окварцованными песчано-глинистыми породами с прожилково-вкрапленной медно-полиметаллической минерализацией.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История геологического развития Российского сектора площади листов К-37, -38, -39 тесно связана с чрезвычайно мобильным Большекавказским сегментом Альпийско-Гималайского подвижного пояса и в значительной степени обусловлена процессами спрединга и коллизии на северной активной окраине океана Тетис, в том числе в пограничной зоне между Скифской и Закавказской эпигерцинскими плитами.

В геологическом развитии рассматриваемой территории с той или иной степенью достоверности различаются следующие тектоно-магматические этапы: байкальский (поздний рифей и ранний палеозой), герцинский с раннегерцинским (ранний—средний палеозой) и позднегерцинским (поздний палеозой) подэтапами, индосинийский (триас), киммерийский (ранняя—средняя юра) и альпийский (поздняя юра—голоцен).

Имеющийся на сегодня материал позволяет воссоздать историю геологического развития площади листов, начиная с герцинского тектоно-магматического цикла и лишь в общих чертах — с догерцинского.

Догерцинская история развития, в том числе Скифской и Закавказской плит не обеспечена фактическим материалом. Она может быть рассмотрена на уровне точек зрения. По данным [16, 61], в рифее произошло отделение Африкано-Аравийского блока земной коры от Восточно-Европейского кратона с образованием между ними обширного Прототетиса. По А. А. Белову и др. [19], в это время Северо-Кавказский регион принадлежал к пассивной окраине последнего, в составе которой допускается существование бассейнов субширотной ориентировки, свидетельствующих о том, что на смену преимущественно субмеридианальным структурам пришли субширотные [61]. По мнению [16] А. А. Белова и А. И. Летавина [61], эта область была ареной отложения осадков, первичный вещественный состав которых и геодинамическая обстановка их накопления разнообразны, что явилось основанием (Баранов и др., 1996) [14, 38] для выделения здесь Буульгенского, Макерского, Ацгаринского, Армовско-Шаукольского и Бечасынского совмещенных мегаблоков (микроплит-террейнов), позднепротерозойский возраст которых принимают авторы и другие исследователи [39, 86].

Исходный петрологический состав пород мегаблоков, обработанный с использованием петрохимического материала по первично-магматическим образованиям, показывает, что, например, ортоамфиболиты преимущественно сиалического разреза Макерского мегаблока сформированы в обстановке рифтогенных областей тектоно-магматической активизации (Закруткин и др., 2000). Та же геодинамическая обстановка предполагается (Закруткин и др., 2000) для метаморфитов кристаллического цоколя Передового хребта (Армов-

ско-Шаукольского мегаблока). Что же касается метаморфитов Буульгенского мегаблока, то здесь мнения исследователей разделились. Энсиматический характер кристаллиникума отвечает или обстановке краевых бассейнов и энсиматических островных дуг (Потапенко и др., 1999), или срединно-океанических хребтов и краев сходящихся литосферных плит [42], или предорогненной стадии развития подвижных областей (Закруткин др., 2000). Клычский комплекс буульгенской метаморфической серии [27] рассматривают как составную часть тектонической пластины метаофиолитов, которые шарьированы из малого спредингового океанского бассейна Южного склона Большого Кавказа. Более определенно решен вопрос условий формирования нижнехасаутской серии Бечасынского мегаблока. Геодинамика ее формирования отвечает обстановке островной дуги (Баранов и др., 1980; Снежко и др., 2003). Накопление толщ кубано-баксанского ряда метасерий и шаукамнысыртской серии Бечасынского мегаблока, вероятнее всего, протекали в условиях обширного бассейна, устойчивый терригенный седиментогенез в котором прерывался базальтоидным магматизмом.

К концу протерозоя к югу от Восточно-Европейской платформы проявились процессы байкальской складчатости, которая сопровождалась наращиванием континентальной коры блоков карельской консолидации. Однако она не привела к формированию мощной континентальной коры (отсутствуют позднепротерозойские гранитоиды). По мнению некоторых авторов [16], на отдельных участках кора некоторых блоков приблизилась к материковой, но между ними сохранялась кора переходного типа. К блокам с относительно зрелой континентальной корой, вероятно, относится Центрально-Кавказский кристаллический массив с мигматит-гнейсовыми куполами в горст-антиклинории Главного хребта, по отдельным изотопным датировкам, предположительно связанные с позднедокембрийским ультраметаморфизмом [145].

В раннепалеозойский этап развития региона байкальская складчатость сменялась «орогенией», режимом интенсивной денудации и пенеппенизации, просуществовавшим, как минимум, до ордовика включительно. Подтверждением байкальской орогении и связанных с нею процессов метаморфизации и последовавшей пенеппенизации служит «зрелый» уровень накопившихся в зоне Карачаево-Черкесского горст-антиклинория молассоидов (урлешская свита), запечатавших глубокорасслоенный бечасынский комплекс протерозоя. С этим этапом с различной степенью уверенности связывается появление в кристаллиникуме Центрального Кавказа небольших тел гранитоидов. Структурные особенности возникшей «орогенической области» не поддаются однозначной расшифровке. Реликтами байкальских структур [38, 34, 54] является предполагаемая северо-западная и субмеридиональная ориентировка Большекавказского палеомассива, растащенного по Сочи-Махачкалинскому левому сдвигу, а также антикавказская ориентировка приспособившихся к краевым частям палеомассива Пшехско-Адлерской, Центрально-Кавказской и Восточно-Дагестанской складчато-разрывных зон. Из структур более высоких порядков упоминания заслуживает субмеридионально ориентированная Балканская антиклиналь.

Герцинский и индосинийский тектоно-магматические циклы (средний палеозой—триас) в отличие от догерцинского имеют палеонтологическое

обоснование геологической истории. Они характеризуются неоднократным проявлением деструкции земной коры и коллизионным взаимодействием отдельных ее элементов. В общем виде рассматриваемая территория в этот отрезок геологического времени оказалась частью северной активной окраины Палеотетиса, тектодинамика которой на раннегерцинском коллизионном этапе и в процессе позднегерцинско-индосинийского островодужного орогена андийского типа была подчинена тангенциальному сжатию.

Раннегерцинский тектоно-магматический этап развития Северо-Кавказского региона. Начиная с силура до нижнего карбона (турне) включительно здесь (Адамия и др. 1980; Абесадзе и др., 1980), а по имеющимся палеомагнитным данным [107, 14], далеко за пределами современного контура Большекавказского горного сооружения, развитие получила островная дуга [14, 35, 34, 71, 99]. Реконструкция первоначального положения осадочно-вулканогенных толщ последней в пространстве позволяет выстроить Большекавказскую палеоостроводужную систему (ОС) [34, 35]. В ней в направлении с северо-востока на юго-запад расположились:

1. Лахранская и Тоханская флишоидные зоны невулканической кремнисто-терригенной и кремнисто-вулканогенно-терригенной седиментации с Бечасынской зоной карбонатного, в том числе рифогенного, седиментогенеза между ними. Тесная ассоциация флишоидных толщ с гипербазитами и граувакковый состав терригенного материала в них указывают на предпочтительно «океанические» условия их формирования в обстановке мантийного диапиризма (обдукции?), а карбонатных толщ Бечасынской зоны — на платформенные на континентальной основе.

2. Большекавказская островная вулканическая дуга (ОД), особенности строения которой позволяют наметить в ее составе Карачаевскую, Даут-Урупскую и Пщицерскую вулканические гряды и Дамхурц-Джентинскую зону рассеянного вулканизма, разделенные Кизилкольским и Бесесско-Марухским межгрядовыми депрессионными понижениями (раздвигами). Наиболее выразительной вулканической грядой являлась прогнозируемая практически уничтоженная на орогенной стадии развития островной дуги Карачаевская с последовательно дифференцированным известково-щелочным профилем магматизма. Менее контрастной являются Даут-Урупская вулканическая гряда, в составе которой излияния толеитовых а затем известково-щелочных лав завершили кислотным вулканизмом. Дамхурц-Джентинская зона отличается сочетанием беспорядочно расположенных центров вулканизма и невулканических палеоподнятий (Загеданское, Пщицерское, Кишинское), в пределах которых вулканогенно-осадочные толщи редуцированы. Формирование палеопрогибов связано с деструкцией ложа ОД. Впоследствии они были заполнены вулканическим, вулканокластическим и турбидитовым комплексами нижнего—среднего—верхнего (фран) девона и карбонатно-терригенным материалом верхнего (фамен) девона—нижнего карбона.

3. Марухская и возможно Лаштракская зона, геодинамическая модель которых отвечает «океаническому» профилю.

4. Ацгаринская зона, преимущественно сиалический профиль которой позволяет допускать ее связь с расположенным южнее континентальным массивом.

Литолого-стратиграфические разработки последних лет [101, 100] показывают, что при кажущейся тождественности и сопоставимости разрезов колчеданосных вулканогенных толщ Большекавказской ОС, они отличаются по продолжительности вулканического процесса и возрастному рубежу его прекращения. В Марухском океаническом бассейне вулканизм предположительно начался в ордовике [99] и прекратился в силуре—раннем девоне(?) [100]; в Дамхурц-Джентинской зоне рассеянного вулканизма, Даут-Урупской и Пщицерской вулканических грядах и в Бесесско-Марухском межгрядовом депрессионном понижении Большекавказской ОД он протекал в интервале от среднего силура (430 Ма) (Лупанова, 1984) и завершился в эмсе [100], тогда как в Кизилкольском межгрядовом депрессионном понижении продолжался и в раннем эйфеле [100]. Вместе с омоложением вулканического процесса по вертикали и в направлении с юго-запада на северо-восток (от тыловой части ОД к фронтальной) происходит смена трещинных излияний (спрединг) на вулканизм центрального (конвергентное взаимодействие островного типа) при одновременном омоложении важнейших рудных уровней. Наиболее ранний импульс рудогенеза произошел в Лабинской зоне, затем в Урупской и Даутской, и, наконец, в Кизилкольской. Вместе с этим изменялся и рудноминеральный состав колчеданных руд от медно-цинковоколчеданного к медноколчеданному и серноколчеданному.

Разработанная недавно модель развития Большекавказской ОД предусматривает последовательную смену начального преддугового площадного магматизма (растяжение) конвергентным субдукционным сжатием с явлениями базит-гипербазитового диапиризма (обдукция?) (Греков и др., 2007). Преддуговой этап сопровождался массовыми излияниями лав толеитового ряда предположительно трещинного типа. С этим этапом девонского магматизма залежи колчеданных руд неизвестны. Конвергентное субдукционное сжатие сопровождалось заложением морфологических элементов Большекавказской ОД, в истории развития которой прослеживается несколько этапов, в том числе: лавовулканический, туфовулканический, тектонической активизации с базит-гипербазитовым диапиризмом и массовой эрозией, и, наконец, этап тектонической стабилизации (отмирания) островной дуги. Особенности размещения в пределах островной дуги вулканических гряд и межгрядовых депрессионных понижений, характер и петрологический состав продуктов вулканизма, размещение и рудноминеральный состав колчеданных руд, очагов тектонической активизации и диапиризма подчеркивают высокий уровень неоднородности надсубдукционного клина.

Наряду с изложенной моделью сосуществуют другие точки зрения. Одна из них предполагает формирование островодужных комплексов *in situ* без существенных перемещений в пространстве (Адамия и др., 1980) [87]. Другая точка зрения предполагает, что накопление осадочно-вулканогенных толщ среднего палеозоя протекало на южной окраине обширного Северо-Кавказского рифта [94].

С *раннегерцинской орогенной коллизионного типа* (C_1t) связано становление на северной активной окраине Палеотетиса Северо-Кавказской асимметричной покровно-глыбовой системы (СКПГС) [34, 35], заложившейся

между Закавказской и Предкавказской зонами седиментации. В общем виде СКПГС представляется в виде гигантской псевдослоистой, аккреционно-коллизийной и одновременно массивно-блоковой структуры Северо-Кавказского сектора Евразийской литосферной плиты, формирование которой протекало на фоне встречной обдукции офиолитовых, терригенно-вулканогенных, кремнисто-терригенно-граувакковых комплексов на края микроплит, а также последующего взаимодействия возникшего орогена со Скифской и Закавказской плитами.

На раннем этапе раннегерцинской коллизии произошло: а) сближение, скупивание и аккреция эпибайкальских континентальных микроплит, их расчленение и взаимное тектоническое перекрытие, реализованное в возникновении в догерцинском метаморфическом основании Магерского и Армовского, Шаукольского, Ташлыккольского аллохтонов, разместившихся на Бульгенском, Балканском и Хасаутском паравтохтонах [13]; б) шарьирование (обдущирование) на окраины микроплит структурно-вещественных комплексов герцинских строводужных, офиолитовых и рифтовых систем с образованием на склонах мигматит-гнейсовых и кристаллосланцевых выступов Главного хребта и Карачаево-Черкесского аллохтонных зеленосланцевых и офиолитовых зон Предкавказской (южной вергентности), Передового и Главного хребтов (северной вергентности). Аллохтонные зоны представлены системой тектонических покровов [13, 33, 38], корневыми зонами которых являются основной тектонический шов Скифской плиты, а также разрывные нарушения Пшекиш-Тырныаузской и Армавиرو-Невинномысской межблоковых шовных зон.

Следующий этап становления СКПГС связан с дивертикуляцией аккреционно-покровной системы и развитием по схеме бокового левого сдвига (Кооп, 1997) крупноамплитудных субширотных разломов (Сочи-Махачкалинского, Пшекиш-Тырныаузского, Невинномысско-Нагутского и др.) [34], придавших «палеорогену» кавказскую ориентировку и угловатые внешние контуры. К этому времени относится заложение горст-антиклинорий Главного хребта и Карачаево-Черкесского, а также разделяющего их грабен-синклиория Передового хребта. Тектоническое додавливание по модели тангенциального сжатия создало предпосылки для возникновения субмеридиональных и северо-западных сквозных межблоковых правосдвиговых шовных зон (Пшехско-Адлерской, Центрально-Кавказской, Восточно-Дагестанской) и диагональной системы сдвигов право- и левостороннего типов более высоких порядков.

С раннегерцинской коллизией связана наиболее значительная эпоха регионального метаморфизма [90] и формирование натриевых гранитоидов белореченского комплекса островодужного профиля [87]. Региональный метаморфизм толщ нарастает от фации зеленых сланцев к эпидот-амфиболитовой вниз по разрезу и с севера на юг к краевому шву Скифской эпигерцинской плиты. В тектонической зоне Передового хребта наряду с прямой зональностью метаморфизма отмечается обратная (Ацгаринский тектонический покров), связываемая с тектоническим перемещением метаморфизованных масс из зоны Главного хребта [13].

Раннегерцинская коллизия в карбоне плавно сменилась обстановкой активной окраины островодужного (андского) типа (Моссаковский и др.,

1972) [21, 37]. В общей схеме возникшей Большекавказской активной островной дуги горст-антиклинорные поднятия Главного хребта и Карачаево-Черкесский выполняли роль, соответственно, разрастающихся во времени фронтального и тылового «орогенных» валообразных поднятий, где позднепалеозойские образования не накапливались или были уничтожены последующей эрозией. На южной окраине поднятия Главного хребта и в зоне влияния разломов Пшекиш-Тырныаузской межблоковой шовной зоны развитие получили грабенообразные впадины межгорного и рифтогенного профиля. Среди них основная роль принадлежит грабен-синклинальной зоне Передового хребта, в составе которой формировались, соответственно, сероцветная угленосная (карбон) и красноцветная (нижняя пермь) молассовые комплексы. На площади Предкавказского мегаблока в это время заложился обширный Предкавказский бассейн окраинноморского типа с углисто-глинисто-сланцевой седиментацией. Развитие Большекавказской активной островной дуги сопровождалось внедрением гранитоидов уллукамского и малкинского интрузивных комплексов в пределах палеоподнятий, консолидацией земной коры и окончательным оформлением молодой Скифской плиты. Детали строения верхнепалеозойской молассы позволяют наметить в развитии позднегерцинской Большекавказской активной островной дуги две фазы рифтинга (C_{1-3} , P_1), сопровождавшиеся накоплением в возникших впадинах и грабенообразных прогибах моласс и продуктов наземного вулканизма (риолитового профиля в C_2 , бимодального в P_1). Каждая фаза рифтинга отвечает импульсам конвергентного сжатия (ранний карбон, ранняя пермь). Начальные этапы каждой фазы сопровождаются активизацией тектонического режима, деструкцией, структурной перестройкой и инверсией тектонического режима, тогда как заключительные характеризуются постепенным успокоением геотектонической обстановки. При этом предполагается, что в связи с раннепермским этапом коллизионного сжатия в область коллизии был вовлечен и Предкавказский окраинноморской прогиб, где формировались толщи каменноугольной углисто-сланцево-глинистой формации.

С позднегерцинской орогенцией связаны нарастающие в южном направлении обширная гранитизация (уллукамский комплекс) и метаморфизм допозднегерцинских кристаллических толщ и раннегерцинских образований, дополнительная аккреция тектонических пластин с выводом на поверхность глубокопогруженных толщ сиалической (макерская метаморфическая серия) и фемической (буульгенская метаморфическая серия) коры, становление континентальной коры Скифской плиты. К этому времени была сформирована массивно-блоковая структура орогена, в том числе Центральнo- и Восточно-Кавказский кристаллические массивы, а также существенно сиалическое гранитно-метаморфическое и мигматит-гнейсовое ядро Центральнoго Кавказа (Макерская микроплита). В обстановке перманентного тангенциального сжатия современный облик приобрели фронтальная и тыловая зоны Северо-Кавказского вулканоплутонического пояса. В горст-антиклинорных и грабен-синклинорных зонах Центральнoго Кавказа обозначилась отчетливо выраженная блоковая тектоника, центральное место в которой принадлежит Макерскому сиалическому блоку с гранит-мигматит-гнейсовыми выступами (инфраструктура), окружен-

ными сланцевыми зонами (супраструктура). К югу от мигматит-гнейсового выступа в составе земной коры развитие получили фемические образования (Бульгенский блок), а на площади тылового поднятия сиало-фемические (Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий), основу структуры которых образуют Малкинское и Кубанское антиклинальные поднятия с гранитоидами малкинского интрузивного комплекса в ядрах. В обстановке сжатия на южной окраине Скифской плиты развитие получили постинтрузивные надвиги северной вергентности, приведшие к дальнейшему сокращению поперечного размера фронтального поднятия. В тылу активной зоны в карбоне заложился Предкавказский синклинорий [16, 18], в рамках которого сформировался складчато-надвиговый комплекс C_{1-2} , его расслоение и срыв с догерцинского основания [70].

Индосинийский тектонический цикл. В триасе на южной окраине Скифской эпигерцинской плиты продолжился унаследованный от позднегерцинской орогении режим осадконакопления, отвечающий активной окраине андийского типа. К югу от краевого тектонического шва дальнейшее развитие получил прогиб. Здесь установился морской режим с терригенно-карбонатной седиментацией.

К северу от того же шва в обстановке островодужного и задугового режима активной окраины начался новый этап «рассеянного» рифтогенеза, максимально проявившийся за пределами территории листов на площади Западно- и Восточно-Предкавказского мегаблоков Скифской плиты. В результате заложилась Северо-Кавказский и Восточно-Предкавказский зоны рифтогенеза (тафрогена — по Летавину [60]), вошедшие в состав рассматриваемой территории окраинными зонами на западном фланге грабен-синклиория Передового хребта и на южном фланге восточного сегмента герцинского Предкавказского синклиория, соответственно. Во фронтальной зоне Скифской плиты активизировались краевой тектонический шов и субширотные разломы Пшекиш-Тырныаузской межблоковой шовной зоны. В возникших локальных впадинах и прогибах линейного типа накопилась красноцветная моласса с трансгрессивным характером напластования. Областью сноса служили Центрально-Предкавказское и Большекавказское поднятия.

На границе между нижним и средним триасом в Северо-Кавказском и Восточно-Предкавказском рифтогенных бассейнах, а также в локальных унаследованных или новых грабенообразных впадинах установился морской режим с терригенно-карбонатным профилем осадконакопления.

В конце триаса в тыловых рифтогенных бассейнах проявилась индосинийская эпоха тектогенеза, в процессе которой в обстановке коллизионного растяжения и повторного рифтогенеза в тылу фронтального поднятия активной окраины, в пределах Восточно-Предкавказского тафрогена сформировался грубообломочный или обломочно-вулканический комплекс.

Под воздействием все продолжающегося коллизионного сжатия, связанного со схождением Скифской и Закавказской плит, толщи триаса были смяты в складки, подновились тектонические нарушения, ограничивающие рифтовые зоны, в том числе разрывные нарушения субширотной ориентировки (Пшекиш-Тырныаузский разлом и Краевой шов Скифской плиты). С индосинийской коллизией связано закрытие седиментационных

бассейнов Палеотетиса, норийско-геттангская орогения и окончательная консолидация земной коры взаимодействующих литосферных плит.

Киммерийский и альпийский тектонические циклы. С ранней юры начался новый этап геологической истории рассматриваемой территории, парагенетически связанный с развитием океана Мезотетис. Каждый из циклов начинался раскрытием в пограничной зоне между Скифской и Закавказской эпигерцидскими плитами Большекавказского спредингового седиментационного бассейна и вовлечением в прогибание краевых зон плит. Завершались циклы сжатием плит их коллизионным взаимодействием, складчатостью и обширной орогенией и формированием Большекавказского сооружения.

Киммерийский тектонический цикл (J_{1-2}) ознаменовался наиболее ощутимой структурно-тектонической перестройкой, связанной с раскрытием Большекавказского спредингового бассейна (трога), унаследованно развивающегося на протяжении ранней—средней юры до аалена включительно. М. Г. Ломизе и др. [64] трог рассматривается как структура растяжения, сопровождавшаяся утонением сиалической коры. В пределах спрединговой долины сформировались мощные толщи глинистого профиля, накопление которых на отдельных участках прерывалось базальтоидным магматизмом. Накопление вулканитов связано с двумя фазами спрединга [41, 68]. В позднем плинсбахе—тоаре в осевой части западного сектора рифтогенного бассейна произошло излияние толеитовых базальтоидов повышенной щелочности осадочно-вулканогенной ассоциации свиты р. Туровой (базальты, их туфы). В пределах восточного сектора того же бассейна в плинсбахе излияния базальтоидов сопровождалось становлением тел габбро, габбродиабазов, пикритов. В ааленское время в осевой — наиболее глубоководной части Большекавказского трога произошли значительные по масштабам излияния базальтоидов толеитового профиля.

Развитие Большекавказского трога протекало с вовлечением в прогибание краевых зон Скифской и Закавказской плит. Морская трансгрессия распространялась, соответственно, в северном и южном направлениях с постепенным расширением шельфовой зоны Большекавказского бассейна.

На южной окраине Скифской плиты это прогибание протекало в обстановке внешнего и внутреннего шельфа и эпиконтинентального бассейна. В истории развития эпиконтинентального бассейна Д. И. Панов и др. [76, 75] выделяют три этапа, несколько условно названных «рифтогенным», «плитным» и коллизионным. В раннеюрский «рифтогенный» этап в результате связанной с заложением Большекавказского спредингового бассейна деструкцией индосинийское Большекавказское фронтальное поднятие было вовлечено в прогибание, тогда как на площади ранее существовавшего Восточно-Предкавказского тафрогенного прогиба сформировалось обширное поднятие. Поднятие представляло собой слабо расчлененную сушу с аллювиально-равнинной седиментацией [49, 55, 76, 75]. В пределах этого поднятия возникла система конседиментационных субширотных раннекиммерийских грабенообразных (рифтогенных) прогибов, отделенных друг от друга плоскими субширотными выступами (Подкумским, Зеленокумск-Кизлярским и серией выступов Среднего Каспия). Рифтогенные прогибы контролировали в ранней и средней (аален) юре транспортировку обломочного материала с востока

на запад, а также формирование Кубано-Малкинского и Дагестанского дельтовых комплексов. В позднекиммерийское время рифтогенные прогибы трансформировались в плоские надрифтовые впадины пострифтогенного погружения [75, 124]. Накопление осадков во впадинах протекало в обстановке конседиментационного развития субширотных разломов, постепенного расширения прогибов и смещения их оси в северном направлении. К такому типу, очевидно, принадлежат и прогибы, заложенные по внешней периферии Средне-Каспийского мегаблока.

В пределах внешнего и внутреннего шельфа Скифской плиты развитие получила система Предкавказских киммерийских «краевых» палеопрогибов, среди которых различаются [35] кулисообразно расположенные Зеленчукско-Кропоткинский, Чернолесско-Кабардинский и Балкаро-Осетино-Дагестанский [75]. Палеопрогибы диагонально ориентированы на северо-запад, отделяются друг от друга ориентированными на северо-запад надразломными поднятиями, связанными с Пшехско-Адлерской, Центрально-Кавказской и Восточно-Дагестанской межблоковым шовным зонам (Расцветаев, 1987) [35, 38]. В общем виде палеопрогибы вписываются в систему альпийских прогибов. При этом, в пределах их шельфовой зоны в ранней юре происходило накопление терригенных формаций дельтового и мелководного морского типа. Во внутреннем шельфе палеопрогибов седиментогенез сопровождался формированием угленосных мелководных аргиллито-алеврито-песчаных образований с конгломератами и гравелитами, а также проксимальных и дистальных отложений конусов выноса дельт. Внешний шельф в пределах палеопрогибов представлен относительно глубоководными турбидитами значительной мощности.

Накопление терригенных толщ в пределах шельфа Скифской плиты сопровождалось неоднократными проявлениями магматизма, в общих чертах коррелируемых с фазами рифтогенеза в Большекавказском троговом бассейне. В раннем лейасе в связи с раскрытием последнего во внутренней части шельфовой зоны Скифской плиты вулканическая активность проявилась в зоне влияния Срединного разлома и сопровождалась становлением вулканоплутонического дацит-андезитового комплекса (Северный вулканический пояс по [64]). В лейасе–раннем элене в прибортовой зоне спрединговой зоны (на фронте Скифской плиты) практически синхронно с вулканизмом в осевой части трога развитие получили продукты вулканизма кислого состава и процессы базификации. Рассмотренный этап развития киммерийского бассейна Д. И. Панов рассматривает «плитным».

На южном крыле Большекавказского трогового бассейна в тот же период (до элена включительно) также существовал шельфовый режим, в рамках которого протекал процесс распространения морской трансгрессии на Закавказский массив. Это выразилось в накоплении сначала маломощных мелководных песчано-алевритовых отложений, а затем более глубоководных песчано-глинистых отчасти флишиоидных образований. Большая часть Закавказского массива в это время оставалась приподнятой и являлась областью сноса терригенного материала в Большекавказский рифтогенный трог.

В байосе в связи со схождением Скифской и Закавказской плит и заложением на южной окраине Закавказской плиты активной субдукционной зоны рассматриваемая территория была вовлечена в киммерийскую ороге-

нию, следствием которой явились закрытие Большекавказского спредингового бассейна, проявление складчатости вдоль краевых швов Скифской и Закавказской плит, шарьирование на окраины последних толщ троговой долины, формирование на южной окраине Скифской плиты системы узких поднятий [28, 83, 76, 75] островного типа, отождествляемых с Большекавказским палеоорогеном. По обе стороны от палеоорогена дальнейшее развитие получила развивающаяся на Скифскую и Закавказские плиты морская трансгрессия. В краевой части Скифской плиты она реализовалась в становлении эпиконтинентального байос-батского бассейна окраинного типа, охватившего Зеленчукско-Кропоткинский, Чернолесско-Кабардинский и Балкаро-Осетино-Дагестанский палеопроегибы. Накопление осадков в этом бассейне было связано с поступлением обломочного материала не с Туранской плиты, а с Восточно-Европейской платформы (палео-Волга, палео-Маныч) [76, 75]. В тыловой части байосского бассейна на Скифской плите произошло новое оживление процессов рифтогенеза, которые ограничились формированием локальных хуламского и джалпакского вулканоплутонических комплексов с субщелочным трахириолит-базальтовым и риолит-трахидацитовым профилем магматизма. Закавказская плита в байосе приобрела черты южновергентной островной дуги, терригенная седиментация в которой сопровождалась массовым излиянием и выбросами туфов порфиринов известково-щелочного ряда, дальнейшей базификацией Большекавказской шовной (рубцовой) зоны и внедрением вдоль Краевого шва Скифской плиты интрузий санчаро-кардывачского комплекса.

Киммерийский тектоно-магматический цикл завершился коллизией, по классификации В. Н. Короновского и др. [49] отвечающей «мягкому» типу. Выразилась она в общем поднятии территории и становлении на Большом Кавказе зонально-складчатого и массивно-блокового тектонического рисунка.

Альпийский тектонический цикл. Его начальные этапы характеризовались позднекелловейско-титонским задуговым растяжением и реанимацией межплитного рифтогенного Большекавказского трога общей шириной до 250 км [67]. Возникший глубоководный задуговой бассейн просуществовал до эоцена включительно. На Западном Кавказе в общей структуре этого бассейна различаются Новороссийско-Лазаревская и Чвежипсинская структурно-фациальные зоны (СФЗ), на Центральном и Восточном Кавказе — это соответственно Чиауро-Дибрарская и Закатало-Кавдагская СФЗ.

На Западном Кавказе в осевой части Большекавказского трога (в Новороссийско-Лазаревской СФЗ) его развитие сопровождалось исключительно флишевой седиментацией (до 9000 м), тогда как в прибортовой зоне трога (в Чвежипсинской СФЗ), наряду с сеноман-эоценовым флишем, получила развитие плитняковая толща верхней юры-сеномана, свидетельствующая о более позднем вхождении Чвежипсинской СФЗ в состав глубоководного задугового бассейна. На Западном Кавказе седиментогенез протекал в обстановке повторных фаз рифтинга. Наиболее значительная фаза проявилась в сеномане [67]. С этой фазой связан щелочно-базальтовый вулканизм (лавы, туфы) с типичными для глубоководных обстановок текстурами покровных тел, а также синхронные с вулканизмом осадочные

брекчии, производные подводно-оползневых процессов. Связанные с рифтогенезом тектонические подвижки на других стратиграфических рубежах маркируются олистостромами [25]. По классификации [58, 59] — они представляют собой тектоно-гравитационные микститы, являющиеся индикаторами горизонтальных подвижек, в том числе повторного рифтинга и фронтальных частей покровов. К рубежам подвижек первого типа скорее относятся оксфорд-титонский и готеривский [25], тогда как палеоцен-эоценовый рубеж по [59] связан с разрушением фронтальных частей покровов, тектодинамически связанных с началом альпийской орогении. Во всех случаях олистостромы фиксируют границы крупных тектоно-седиментационных ритмов.

В Чиауро-Дибрарской (с келловея до апта—альба) и Закатало-Кавдагской (с келловея до валанжина) в СФЗ Большекавказского глубоководного задугового бассейна также отлагались толщи терригенно-карбонатного флиша и субфлиша видимой мощностью более 4200 и 1300 м. Олистостромовый горизонт здесь установлен только на келловейском рубеже [149], маркирующем начало рифтогенеза и заложение Большекавказского трога. Развитие этого сектора задугового трога не сопровождалось раннеальпийским вулканизмом. К проявлениям магматизма условно может быть отнесено внедрение в одну из ветвей Главного Кавказского разлома интрузий ахвайского сиенит-диорит-габбрового гипабиссального комплекса, фиксирующих частное растяжение на рубеже сенона и турона [25].

Северное и южное плечи флишевого бассейна и вошедшие в состав территории листов площади Скифской и Закавказской плит в келловей-эоценовый отрезок были охвачены обширной трансгрессией моря. Здесь осадконакопление протекало в обстановке мелководного шельфа. Келловей-эоценовая трансгрессия развивалась со стороны Большекавказского срединного бассейна, а на северо-востоке рассматриваемой площади — и со стороны Прикаспийской впадины. На общем фоне развития трансгрессии непрерывное накопление осадков неоднократно прерывалось поднятиями, локальными размывами и стратиграфическими несогласиями. При этом, в поздней юре флишевый бассейн окаймлялся на северном крыле Лагонакским и Шахдагским барьерными рифами, на южном — барьерным рифом Ахцу, сохранившимися от альпийской эрозии на западном и восточном погружении горного сооружения. Одновременно с ростом и разрушением рифовых построек на их флангах практически повсеместно произошло формирование горизонтов известняковых брекчий, элементы которых обнаруживаются в составе олистостром оксфорд-титонского рубежа тектонической активности. На южной окраине Скифской плиты в условиях континентального шельфа отлагались зрелые терригенные (в келловее) и терригенно-карбонатные толщи платформенного типа (келловей—эоцен). Здесь в основном преобладал карбонатный и терригенно-карбонатный профиль седиментации, который в отдельные отрезки времени уступал место терригенному (апт—альб) и эвапоритовому (кимеридж—ранний титон). На Закавказской плите в обстановке мелководного шельфа на северном фланге остаточной островной дуги в келловей-позднеюрский этап помимо рифовых построек накопились базальные конгломераты и карбонатно-терригенные толщи, а в мел-эоценовый — известняки и красноцветные мергели.

Начиная с олигоцена Большекавказский трог и прилегающие части Скифской и Закавказской плит были охвачены альпийской орогенцией коллизионного типа, тектодинамически связанной в межрегиональном плане с продвижением Аравийской плиты на северо-запад и закрытием океана Тетис, на более локальном региональном — со сжатием и взаимодействием упомянутых выше плит. Главной фазе альпийской орогенции южнее рассматриваемой площади предшествовало среднеэоценовое раскрытие системы задуговых рифтовых бассейнов (Аджаро-Триалетский, Севано-Ордубадский, Талышский) [68]. Синхронно с рифтогенезом началось закрытие Большекавказского задугового бассейна, формирование в его пределах покровных комплексов, а на их фронте — среднеэоценовых олистостромов [5959]. Эти данные в целом согласуются с новыми материалами по западному замыканию Большекавказского орогена [50] и позволяют датировать начало альпийской орогенции на Центральном и Западном Кавказе не с олигоцена, а со среднего эоцена. Появление в эоцене горизонтов олистостромом знаменует переход от флиша к молассе [25].

В олигоцен-раннемиоценовую («майкопскую») стадию орогенции в условиях «мягкой» коллизии [49] и новой структурно-тектонической перестройки келловей-эоценовое терригенно-карбонатное осадконакопление сменилось терригенным глинистого профиля (нижняя моласса). Формирование нижней молассы сопровождалось закрытием Большекавказского трога, шарьированием флишевых толщ на краевые части Скифской и Закавказской плит, накоплением в низах молассы олистостромовых толщ, ассоциирующих с внутриформационными надвигами (надвиги Шатского на Восточном Кавказе). Орогенические палеоподнятия в осевой части Большого Кавказа комплексировались с активным развитием краевых прогибов Предкавказской (Чернолесско-Кабардинского, Терско-Каспийского и Прибрежно-Каспийского) и Межгорной (Адлерская депрессия) зон, заложением на площади Восточно-Предкавказского блока Скифской эпигерцинской плиты Терско-Кумской впадины. В осевой части краевых прогибов Предкавказской зоны преобладала глубоководная седиментация, которая на их флангах (преимущественно на южном) сопровождалась сокращением мощности нижней молассы, формированием подводных возвышенностей, в пределах которых из разреза со следами размыва выпадают значительные части разрезов подстилающих отложений. По данным [65], например, на южном фланге Сулакского тектонического выступа в ядре Салатаусского палеоподнятия (р. Аксай) отсутствуют палеоэоцен-эоценовые отложения, а также значительная часть верхнемеловых и нижнемайкопских.

В среднемиоценовую—голоценовую стадию альпийской орогенции, соответствующей по [49] «жесткой» альпийской коллизии, в орогенез были вовлечены не только образования Большекавказского трога, но и краевые части Скифской и Закавказской плит. Одновременно с ростом и интенсивной эрозией Большекавказского поднятия дальнейшее развитие получили краевые прогибы Предкавказской зоны. В их составе произошло накопление пестрой по составу верхней части морской молассы. Максимальные восходящие движения (Лаврищев и др., 2004) имели место на трех временных уровнях — тарханском, преадакчагыльском и неоплейстоцен-голоценовом. На тарханском и преадакчагыльском рубежах большая часть террито-

рии листа представляла собой сушу и была областью активной эрозии и континентального осадконакопления. Непрерывное накопление осадков сохранилось лишь в пределах Терско-Кумской впадины.

Позднеальпийская «жесткая» коллизия, связанная с псевдосубдукционным [96] пододвиганием Закавказской плиты под Скифскую, создала на Северном Кавказе обстановку субмеридионального сжатия, сочетающуюся с элементами субширотного сдвига [108] по разломам Сочи-Махачкалинской системы [34]. В пределах орогенного поднятия Большого Кавказа за счет флишевых толщ Большекавказского глубоководного бассейна сформировались зоны аккреционной складчатости с преимущественно южной вергентностью, в том числе Новороссийско-Лазаревская, Чвежипсинская, Чиауро-Дибрарская и Закатало-Кавдагская. В орогенез были вовлечены южная и северная окраины, соответственно, Скифской и Закавказской плит с образованием на северном склоне Большекавказского орогена Северо-Кавказского краевого массива, складчато-глыбовых поднятий Главного хребта и Восточного Кавказа с Ардонской соединительной шейкой между ними, а на южном склоне орогена – Гагрско-Джавского складчато-глыбового поднятия.

В зоне сопряжения орогена с краевыми прогибами Предкавказья тангенциальное сжатие привело к развитию в них зон прибортовой и приосевой складчатости, а на фронте горного сооружения – клиновидных зон, базовым представителем которых является Варандийская антиклиналь.

С постколлизией обстановкой связано интенсивное поднятие горного сооружения, усиление эрозии и формирование современного рельефа, а также образование Транскавказского поперечного поднятия, благоприятного для проявления неоген-четвертичного магматизма. В миоцен-плиоценовое время на территории листов обозначились элементы Кавминводской, Ардонской, Сулакской и Самурской трехлучевых систем [39]. В меридиональной зоне раздвига Кавминводской трехлучевой системы в верхнем миоцене внедрились интрузии кавминводского гипабиссального интрузивного комплекса. На северном фланге Ардонской трехлучевой системы в верхнем плиоцене–эоплейстоцене формирование верхней части континентальной молассы протекало при активном участии продуктов вулканизма (свита Рухс-Дзуар), а в пределах орогенного поднятия – при внедрении интрузий теплинского гранит-гранодиоритового гипабиссального комплекса. В осевой части Транскавказского поперечного поднятия плиоцен–эоплейстоценовый вулканизм широко проявился в Эльбрус-Кюгенском и Казбекском вулканических районах (эльбрус-казбекский андезит-дацит-риолитовый вулканический и тырнаузский гранитовый гипабиссальный комплексы).

Современный облик Кавказа сформировался в течение позднего плиоцена и четвертичного времени. Однако большая часть отложений и геоморфологических форм плиоцена и раннечетвертичного времени в пределах горной страны были уничтожены последующими средне- и верхне-неоплейстоценовыми оледенениями. Более подробно история развития рельефа приведена в гл. «Геоморфология».

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

На территории листов К-37, -38 и -39 по крупным чертам рельефа выделяются четыре геоморфологические провинции – Большекавказское горное сооружение, Прикаспийская (Терско-Кумская) низменность и впадины Черного и Каспийского морей (рис. 12).

Главный водораздельный (Главный Кавказский) хребет представляет собой систему кулисообразно расположенных горных массивов с максимальной высотой 5663 м (гора Эльбрус). Параллельно ему от р. Белая до р. Чегем протягивается Передовой высокогорный хребет с максимальной высотой 3770 м (гора Джуарген). К востоку от горы Казбек (5047 м) на широтном продолжении Главного хребта расположен продольный ряд горных массивов под названием Боковой хребет. На крайнем востоке, в бассейне р. Самур, он делится на две ветви – хребет Самурский и Кябьяк. Высшей точкой бокового хребта является вершина Тебулос – Мта (4494 м). К северу от продольной депрессии, от р. Белая до р. Терек, расположена зона средне-низкогорных хребтов, выраженных в рельефе двумя почти параллельными моноклинальными хребтами (куэстами) с крутыми южными и пологими северными склонами, разделенных продольными (междукуэстовыми) депрессиями. Наиболее высокий южный хребет (Скалистый) представлен известняками верхней юры и нижнего мела. Второй (Пастбишный) сложен известняками верхнего мела и прослеживается от р. Белая до р. Баксан. К востоку от р. Терек полоса куэст переходит в зону складчатых хребтов и плато Внутреннего Дагестана, сложенных верхнеюрскими и меловыми отложениями.

Прикаспийская низменность выполнена морскими и континентальными осадками. Крайняя восточная часть равнины находится ниже уровня моря (до минус 27 м), а к западу ее абсолютные высоты возрастают до 100–250 м. Равнина связана с северным склоном Большого Кавказа транзитной речной сетью р. Терек, ее обширной дельтой и системой сухих остаточных русел.

Черное море представляет собой обширный внутриконтинентальный водоем с максимальной глубиной 2212 м. Четвертая часть площади приходится на материковую отмель, широкую в северо-западной части моря и узкую в его северо-восточной и южной частях. Внешний край отмели имеет глубину более 100 м. Верхний уступ материкового склона крут: зона с глубинами 200–1000 м занимает 8,5 % площади; 36,1 % приходится на центральную глубоководную часть (глубже 2000 м).

Каспийское море занимает крупную субмеридиональную впадину, неоднородную по рельефу и геологическому строению. Здесь различают Се-

верный, Средний и Южный Каспий. Северная часть Каспия — мелководная, ее южную границу условно проводят по изобате 20 м. Средний Каспий занимает обширную одноименную котловину, наиболее глубокая часть которой (до 788 м) называется Дербентской впадиной. Эта котловина отделяется подводной возвышенностью — Апшеронским порогом — от Южно-Каспийской котловины, максимальная глубина которой равна 1025 м. Котловины Среднего и Южного Каспия имеют асимметричные поперечные профили, их максимальные глубины сдвинуты к западным окраинам.

РЕЛЬЕФ СУШИ

Формирование рельефа происходило при разных скоростях и направленности новейших тектонических движений, контролирующих характер и интенсивность экзогенных процессов. Главными из них являются склоновая денудация, работа рек и ледниковая деятельность.

По особенностям форм рельефа, их соотношению с геологическими структурами и преобладающим экзогенным фактором выделены следующие типы рельефа.

Тектоногенный рельеф (1) развит на крыльях антиклиналей Сунженского и Терского хребтов, где поднятия происходят с начала неоплейстоцена по настоящее время. Хребты представлены валообразными линейными возвышенностями, с широким развитием плоскостного смыва и овражно-балочной эрозией.

К тектоногенной группе отнесены также четвертичные *сейсмогенные обвально-оползневые образования (2)*, распространенные практически повсеместно. Морфологически оползни выражены специфическим ступенчато-бугристым рельефом и имеют форму вытянутой параллельно склону гряды (линейные оползни) или форму удлинённого холма. В тыловой части тело оползня мало разрушено и сохраняет первоначальную структуру оторвавшегося блока, фронтальная часть обычно интенсивно разрушена.

Вулканогенная группа представлена поверхностями, сложенными эффузивными (3) породами нескольких возрастных генераций, развитых в районе горы Эльбрус и плато Верхне-Чегемского нагорья.

Вулканическая постройка Эльбруса (5663 м), площадью около 230 км², является наложенной структурой, откуда берут начало большинство четвертичных лавовых потоков, покрытых большей частью мощными ледниками. Лавовые потоки слагают пологие наклонные плато, часто перекрытые моренами, нередко образуют ступенчатые скальные уступы. Объем эксплозий и лавовых излияний превышает 200 км². Помимо Эльбруса, в этом районе сохранились эрозионные останцы вулканов-сателлитов: в 18 км к востоку — Кыртык-Сылтранского, к северо-западу в левобережье р. Тохана вулкана горы Ташь-Тебе и двух вулканических построек в долине р. Тызыл. Они образуют пологие плато с обрывистыми скальными уступами по периферии. Кроме того, отмечаются отпрепарированные в рельефе кратеры, некки и экструзии.

Верхне-Чегемское нагорье, в пределах которого развит вулканогенный рельеф, морфологически выражен в виде плато туфовых покровов, образующих сложнорасчлененные горные массивы.

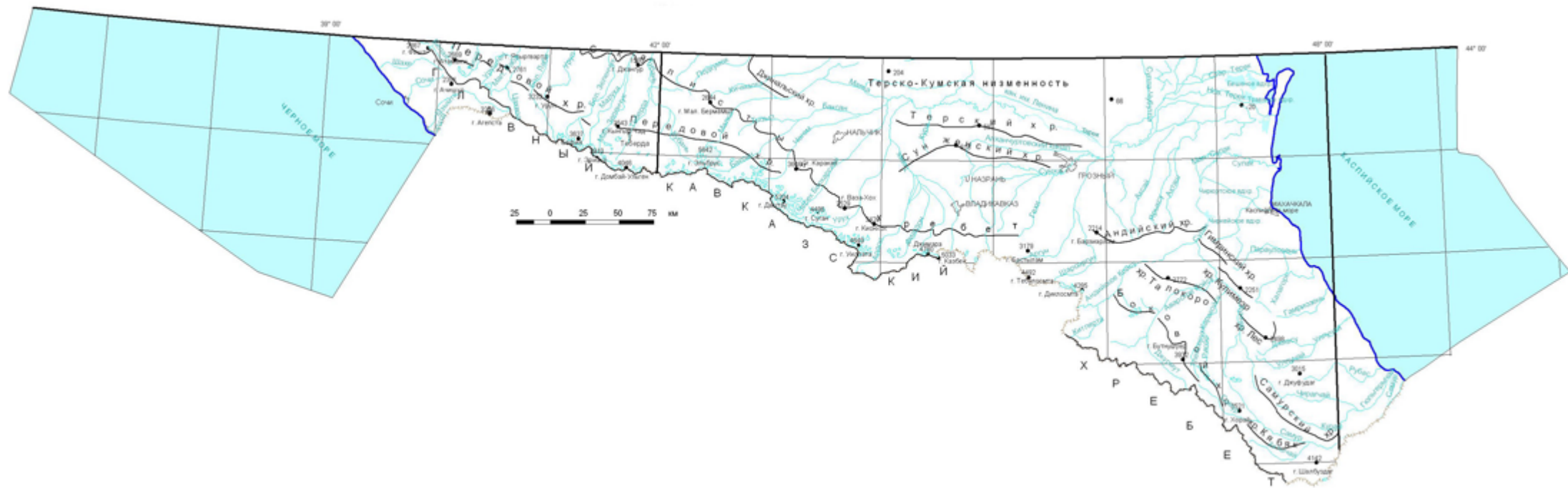


Рис. 12. Схема орографии.

Денудационная группа включает различные генетические типы поверхностей. Сюда относятся нивально-экзарационный тип, связанный с современным и древним оледенением, ряд типов, созданных комплексной денудацией и ряд типов конструктурного происхождения, связанных с выходами более устойчивых пород.

По особенностям форм рельефа, их соотношению с геологическими структурами и преобладающим экзогенным факторам рельефообразования в данной группе выделено семь типов рельефа, заметно различающихся между собой.

Высокогорный крутосклонный рельеф Центрального Кавказа (4) с прямым отражением покровных и складчато-глыбовых структур занимает осевое положение в системе горной части Большого Кавказа. С юга хребет ограничен Главным Кавказским разломом, а с севера – Североюрской депрессией. В тектоническом отношении он представляет собой выступ древнего кристаллического фундамента, разбитого системой разломов на ряд блоков, испытавших значительные вертикальные и горизонтальные перемещения. По Главному Кавказскому разлому ядро горного сооружения поднято на несколько километров относительно комплекса ниже-среднеюрских отложений южного склона. Под влиянием гравитационных сил слагающие его породы откалываются от основного массива и перемещаются вниз по склону. В строении хребта принимают участие древнейшие докембрийские и палеозойские метаморфические и магматические породы, подвергшиеся воздействию нескольких тектоно-магматических циклов.

Относительно всего горного сооружения Главный хребет представляет собой осевую, вздернутую его часть, испытавшую наибольшее поднятие в новейшем этапе. Это нашло отражение в приуроченности к нему наивысших абсолютных отметок и максимальных глубин эрозионных врезов. Наиболее высокие его вершины поднимаются к уровню современной снеговой границы, что способствует развитию ледников и интенсивному проявлению нивально-гляциальных процессов. В узлах современного оледенения развиты каровые и карово-долинные ледники протяженностью от 1–5 до 15 км и находящиеся в стадии деградации или слабого пульсирования. Современные геоморфологические особенности находятся в тесной связи с гляциально-нивальными и гравитационными процессами. Гляциальная морфоскульптура является наиболее типичной, определяющей основные черты рельефа. Характерными особенностями его являются крутостенные скальные гребни, обрамляющие глубокие деятельные кары и цирки. Отседание по тектоническим трещинам блоков пород способствует созданию геометрически правильных высокоподнятых пирамидальных вершин, главенствующих над остальными гребнями. Частые обрушения скальных перегородок сопровождаются слиянием ледниковых каров в обширные цирки с хаотическим нагромождением глыб, щебня и скальных отторженцев. Активизации обвалов способствуют интенсивное морозное выветривание и сейсмические явления, проявляющиеся в условиях повышенной трещиноватости пород. Обвалы привязаны, как правило, к фронтальным частям крупных сейсмогенерирующих разломов. гравитационные накопления экзокинетического типа распространены всюду, где имеются скальные обнажения, подготовленные выветриванием к обрушению. Изменение струк-

туры склонов производит к активации оползней, оплывин, гравитационных течений грунта. Большая часть линейных понижений на склонах освоена водотоками, лавинами, селевыми руслами, выносящими в главные долины массу обломочного материала. Привершинные части склонов входят в пределы криозоны. Это область постоянных и летующих снежников и многолетнемерзлых грунтов с широким развитием ледников, фирновых полей, каменных глетчеров и осыпей. Большая интенсивность экзогенных процессов, проявляющаяся на фоне резко дифференцированных новейших поднятий, способствовала полному уничтожению следов дочетвертичного рельефа. В пределах осевой зоны реликтовыми являются даже морены ранне-среднеголоценовых подвижек ледников [104, 162].

Высокогорный глубоко расчлененный литоскульптурный рельеф Восточного Кавказа (5) занимает области развития докелловейских структур, образующих антиклинории с веерообразным опрокидыванием отдельных складок и надвигами по линиям продольных разломов. Здесь горные хребты и отдельные вершины достигают 3000–4466 м абсолютной высоты. Общее морфологическое строение и направление хребтов определяется главным образом их складчатыми структурами и ограничивающими их альпийскими продольными разломами. В пределах отдельных хребтов, в зависимости от глубины их эрозионного расчленения, малые формы рельефа имеют как прямые, так и обратные соотношения с элементами складчатой структуры. Формирование вторичных форм рельефа связано преимущественно с верхнечетвертичным оледенением и эрозионно-денудационными процессами. Формы гляциального рельефа, выработанные в малоустойчивых к процессам денудации аргиллитах, подверглись интенсивному разрушению, но все же они выражены достаточно отчетливо и позволяют проследить несколько стадий отступления последнего оледенения [44]. Современное оледенение здесь проявляется локально и приурочено к отдельным наиболее высоким горным массивам.

Высоко- и среднегорный рельеф межгорных депрессий (6), выработанный в ниже-среднеюрских песчано-глинистых породах, развит между Передовым и Главным хребтами.

В тектоническом отношении депрессии соответствуют зонам относительных опусканий земной коры или представляют собой узкие, сильно вытянутые приразломные понижения, наследуемые реками. Наиболее четкое выражение получила система впадин Архыз-Домбайской депрессии шириной до 8–10 км. В разработке ее рельефа принимали участие те же внешние агенты, что и в зоне высокогорных хребтов. Однако, в связи со слабой устойчивостью коренных пород, эрозионные процессы проявились более активно, что нашло отражение в широком развитии речных террас, моренных площадей и флювиогляциальных образований. Низкие постледниковые террасы (до пяти уровней высотой от 4–5 до 40–50 м) развиты в расширенных участках долин главных рек. Самые высокие из них представляют собой поверхности флювиогляциальных дельт, прорезанные реками в ходе последней дегляциации. Внутригорное положение депрессии, наряду с особенностями тектоно-геоморфологических условий, способствовало накоплению здесь рыхлых отложений, формирующих мощные (сотни метров) полигенные толщи. В основном депрессия представляет собой

область водно-ледниковой аккумуляции с преобладанием аквальных разновидностей осадков и большим количеством моренных, склоновых, лавинно-пролювиально-селевых накоплений вдоль бортов долин. Заметную роль в строении рыхлых толщ играют озерные образования, возникновение которых связано с конечно-моренными и гравитационными подпрудами. В рельефе подпрудные участки представлены плоскими заболоченными расширениями с часто меняющимися контурами рек. Об этом свидетельствуют облекающие морены на пониженных участках водоразделов (Архыз-Пхия, Закан-Умпырь, Ачипста-Алоус и др.).

В пределах Передового хребта широким распространением пользовались ледники плоских вершин и наклонных плато (Скирда — 2389 м, Ятыргварта — 2761 м, Дженту — 2911 м, Бол. Пщицер — 2258 м, Хацавита — 1933 м, Мал. Бамбак — 1988 м и др.), оставившие мощный плащ оползших морен (каменных глетчеров). Большая часть исследователей пологие платообразные поверхности относят к реликтам древнего рельефа, отражающего иные тектонические и климатические условия, в которых они образовались. Генетически они считаются поверхностями выравнивания: их возраст определяется в диапазоне от эоплейстоцена до палеогена включительно (Сафронов, 1969). По другим материалам — это молодые гляциальные пенеплены, созданные в период последнего оледенения рельефообразующей деятельностью снега и льда. Данные о величине амплитуд новейших поднятий и денудационного сноса опровергают мнение о существовании в осевых частях гор древних поверхностей выравнивания [162].

На территории депрессии, в условиях сложных неотектонических движений, весьма интенсивно проявились процессы расседания склонов. Размеры смещенных тел сравнительно невелики, что связано с сильным дроблением в процессе транзита неустойчивых песчано-глинистых образований. Амплитуды горизонтальных смещений по положению ниш отрыва и величине пережима долин — от нескольких десятков метров до 0,7 км при вертикальной составляющей до 0,3–0,5 км. Современные климато-геоморфологические условия способствуют активному проявлению здесь блоковых и пластических оползней, солифлюксии, селей. Наличие каровых углублений, ниш отрыва и плоских поверхностей тектоно-гравитационных блоков благоприятствует обильному снегонакоплению, что способствует ежегодному сходу лавин огромной разрушительной силы [105, 162].

Среднегорный в разной степени расчлененный альпинотипный рельеф (7). Здесь, в пределах довольно обширной области Внутреннего Дагестана, развиты юрские и меловые отложения, осложненные складчатостью и разрывными нарушениями. Данный рельеф может быть охарактеризован как эрозионно-тектонический. Складчатость мезозойских пород приобретает коробчатую форму. Представлена широкими слабовыпуклыми сводами и крутыми, иногда опрокинутыми крыльями, осложненными разрывными нарушениями. Внутренний Дагестан отличается сложным эрозионным расчленением. Коленчатые реки образуют систему продольных и поперечных участков долин. Последние часто образуют каньоны, наиболее представительный из которых находится в долине р. Сулак. Речная эрозия протекает активно. Непосредственное проявление ее в рельефе отражено в наличии крупных эрозионных уступов, останцов и глубоких щелевидных долин.

Аккумулятивные формы не характерны и развиты только в долинах крупных рек. Карбонатные породы тесно связаны с карстообразованием. Наиболее распространенными формами поверхностного карста являются карры, воронки, котловины, карстовые рвы и провалы. Условия возникновения карста, помимо наличия карстующихся пород, характеризуются глубоким расчленением и повышенной трещиноватостью пород.

Средне- и низкогорный в различной степени расчлененный рельеф (8). По высотному положению, особенностям расчленения и характеру проявления экзогенных процессов — это область эрозионных литоскульптурных долин. Многоярусные системы структурных террас, микроэскарпов и платообразных поверхностей развиты в местах выходов песчаников и известняков. Обвальнo-осыпные и обвальнo-оползневые формы рельефа приурочены к обрывистым скальным склонам. Ложем рек обычно являются коренные породы, которые они пересекают. Аккумуляция аллювия характерна для нижних переуглубленных участков и отрезков долин ниже или выше гравитационных подпруд. Оползневые процессы тесно связаны с эрозионными циклами разных таксономических рангов. Активизация оползней связывается с периодом деградации горных ледников позднего неоплейстоцена и голоцена. Наиболее молодые оползневые блоки находятся на уровне низких террас или погружены в толщу аллювия. В местах развития карбонатных пород (массивы хребтов Алек, Ахцу и др.) широко развит карст. Наиболее крупные шахты-поноры находятся вблизи с. Воронцовское (протяженность более 10,6 км).

Низкогорный эрозионно-денудационный умеренно и сильно расчлененный рельеф (9) охватывает поле развития палеогеновых и неогеновых отложений предгорий Северного Кавказа. В центральной, наиболее повышенной части предгорий, развиты низкогорные гряды и депрессии. Они сильно переработаны эрозионно-аккумулятивными процессами, и на большей ее части сформировались наклонные аллювиальные террасированные равнины. Элементы структурного рельефа представлены останцами неогеновой куэсты, которые хорошо выражены в междуречье Белой и Кубани. В пределах Северной Осетии, Ингушетии, Чечни и Дагестана хорошо выражена область развития ассиметрично-складчатых структур. Здесь наряду со структурными и прямыми тектоническими формами отчетливо выражены формы обращенного рельефа. В некоторых антиклиналях, где эрозия достигла стойких пород верхнего мела, возрождаются прямые формы рельефа. Ведущие рельефообразующие процессы развились в условиях большой податливости коренных пород к внешним агентам разрушения. Места выходов песчаных пород отмечены многоярусными системами структурных террас, эрозионных уступов и платообразных поверхностей.

Большая часть территории террасирована. Молодые террасы (Q_{III-IV}) обычно целиком сложены аллювием, более древние (Q_{II}) — цокольные, являются бортами современных долин и возвышаются над руслами рек на первые сотни метров. Слагающие их галечники и валуны, по сумме геоморфологических признаков, формировались в период деградации среднеплейстоценового оледенения полупокровного типа, когда большая часть территории являлась крупным вместилищем льда. Отрезки долин главных магистральных рек здесь широко разработаны. Расширенные уча-

стки — местные базисы аккумуляции — характеризуются аномально повышенными мощностями аллювия. Резкие изменения характера долин на выходе из ущелий указывают на существование области интенсивной разгрузки выносимого реками обломочного материала. К верхним участкам долин приурочены скопления эратических валунов. В долинах большинства рек они рассеяны в толще аллювиальных накоплений. Генезис мегакластов явно ледниковый. В возрастном отношении они сопоставляются с максимумом продвижения ледников первой половины позднего неоплейстоцена [162].

Денудационно-конструктурный (литоморфный) рельеф (10) составляет зону куэст Северного Кавказа, протягивающуюся от горного массива Фишт на северо-западе до р. Аргун на юго-востоке. В ее пределах развиты карбонатные и песчано-глинистые отложения верхней юры и меловой системы, залегающие моноклинально под разными углами, более крутыми в восточной части зоны. Литология пород и геологическая структура определяют общие черты строения рельефа куэстовой зоны. Карбонатные породы образуют две куэсты — верхнеюрскую (Скалистый) и верхнемеловую (Пастбищный, Джинальский и другие хребты) с абсолютными высотами от 1900 до 2500 м. Эрозией и древними ледниками куэсты часто разобщаются на отдельные массивы, при этом сохраняя в водораздельных частях платообразную поверхность с пологим наклоном к северу. Южные края плато представляют собой крутые или отвесные скальные уступы высотой несколько сот метров. Подножия их обрамлены мощными обвальными-осыпными шлейфами и остатками морен, спускающимися по склонам на 2–3 км. В высокогорной части плато широко представлены формы современного морозного выветривания в виде каменных россыпей. Высокое гипсометрическое положение определяет значительную роль современной нивации в моделировке рельефа. По краям плато развиты ледниковые кары и цирки, формирующие целую лестницу этих гляциальных образований. В некоторых котловинах сохранились морены последнего оледенения в виде разрозненных покровов, скупенных гряд и холмов.

Геоморфологические особенности плато тесно связаны с карстообразованием. Наиболее распространенными формами поверхностного карста являются воронки, котловины и карстовые рвы. Современные гляциально-нивальные и гравитационные формы рельефа наложены на карстовые и представлены фирновыми полями, каменными глетчерами и курумами.

Аккумулятивная группа включает аллювиальный (11–13), озерно-аллювиальный (14–15), озерный (16), морской (17–23), лессовый (24–26), оловый (27) и ледниковый (28) генетические типы рельефа.

Наклонные аллювиальные террасированные равнины (11–13) занимают широкую полосу предгорий Северного Кавказа и являются характерной особенностью геоморфологического строения предгорных равнин. Реки, выходя из горных ущелий, прорезают предгорные равнины. Их долины широко разработаны, на склонах отмечаются эрозионно-аккумулятивные и аккумулятивные террасы. Кроме внутриваловых террас здесь наблюдаются более древние междуречные (покровные) террасовые поверхности.

Террасы эоплейстоценового возраста (11) распространены на Минераловодской — наиболее приподнятой равнине. Это Армянский аллювиаль-

ный комплекс, который объединяет до пяти разновысотных террас верховьев Кумы и Подкумка. Отнесение данных террас к эоплейстоценовому возрасту основывается на результатах палеомагнитных исследований, согласно которым в кровле третьей снизу террасы в зоне Матуяма установлена субзона прямой намагниченности, отождествляемая с хроном Харамильо. Еще одна терраса находится в северо-западной части Кабардинской равнины, на водоразделе Баксана и Малки. Она увязывается с апшеронской (Армянской) террасой р. Подкумок.

Террасы неоплейстоценового возраста (12) распространены на всех крупных реках и их притоках. Образованные ими поверхности размещены на северных склонах Пастбищного и частично Скалистого хребтов. Аналогичные слабо деформированные уровни находятся на Терском и Сунженском хребтах. В предгорьях Южного Дагестана, кроме внутриволинных террас р. Самур, хорошо прослеживаются междуречные террасовые поверхности.

Неоплейстоценовые террасы подразделяются на две серии. В нижней серии объединяются от трех до семи террас. Их высота от 30 до 40 м. Они стратиграфически увязываются с морскими хвалынскими отложениями. Верхняя серия состоит из четырех террас с высотами от 50 до 220 м. Две нижние из них (50–70 м) являются среднеоплейстоценовыми, для двух других, более высоких (125–220 м), обычно принимается раннеоплейстоценовый возраст.

Низкая и высокая поймы голоценового возраста (13) принадлежат ко всем водотокам, обладают ровной поверхностью, а на участках подмыва ограничены эрозионными обрывами. На крупных реках часто возникают фуркационные поймы, связанные с делением русла на рукава и образованием намывных островов. Наибольшие пространства в низовьях Терека и Сулака занимает дельтовая равнина. Она расчленена многочисленными отмершими и действующими речными руслами и разливами. Среднее колебание высоты – 2,0–2,5 м. Реликтовые и действующие речные протоки имеют самые разнообразные размеры и очертания. Ширина протоков колеблется от 4–10 до 150–200 м, глубина вреза на отдельных участках достигает 2,5 м. Среди данных равнин выделяются повышенные участки, которые обтекаются древними потоками и разливами, вызывают миграцию современных русел или их глубокий эрозионный врез. По геоморфологическим признакам эти участки выделяются как локальные структуры, испытавшие относительные поднятия в позднечетвертичное время.

Озерно-аллювиальная равнина (14–15) максимальное развитие получила в Терско-Сулакской низменности, межгорных депрессиях и предгорьях Кавказа.

Равнина позднеоплейстоценового возраста (14) располагается на пониженных участках между Лесистым и Пастбищным хребтами и в пределах Тарской котловины. Образование этих равнин, вероятно, связано с последним верхнечетвертичным оледенением. При выходе ледников на равнину зауженные участки запруживались транспортируемым материалом, а с начала деградации ледников, в тыловой части конечной морены начали образовываться цепочки озер. Осадки представлены галечниками, песками, глинами и торфяниками. Продольные профили данной равнины характеризуются крупными углублениями (провалами) глубиной до 200 м,

заполненными озерно-аллювиальными осадками. Не исключено, что в нижней части сохранились накопления древнеледниковых морен.

Озерно-аллювиальная равнина голоценового возраста (15) распространена в низовьях Терека и Сулака. Слагает межрусловые пространства, сорво-дефляционные впадины и другие понижения различного генезиса. Их возникновение связано с речными прорывами прирусловых валов и затоплением пониженных участков, вследствие чего здесь накопились особые фации отложений, близкие к озерным и озерно-речным. Они подстилаются более древними накоплениями морского, речного и дельтового происхождения, то есть происходит сложное соотношение отложений различных генетических типов. Они формируют единую поверхность с уклонами не более 2–3 м на 10 км.

Озерная равнина (16) развита повсеместно, но по условиям масштаба некоторые равнины нами не выделяются. В горной местности озера образуются в моренных подпрудах, корытообразных котловинах выработанных ледниками, но чаще всего заполняют каровые воронки.

В Прикаспийской низменности формирование озер связано как с изменением режима Каспийского бассейна, так и с современными колебательными движениями. Здесь, в районе озер, располагаются сильно заболоченные участки. Днища озер плоские, с пологими (до 3–5°) склонами, постепенно сливающимися с окружающей степной равниной. На больших озерах и водохранилищах (Чиркейское, Чирютское и др.) волновые процессы вызывают интенсивную абразию берегов. Абразия нередко сопровождается крупными обвалами.

Террасы морских побережий (17–23) Черного и Каспийского морей, формирование которых происходило в течение всего четвертичного времени, достаточно отчетливо выражены в рельефе. Корреляция данных террас вызывает определенные затруднения. Причина этих неувязок состоит в дифференцированности тектонических движений западного и восточного Кавказа, связанных с процессами формирования морских впадин. Ниже авторы приводят вариант корреляции черноморских и каспийских морских террас (табл. 3).

Наиболее интенсивные тектонические движения были в конце среднечетвертичного – самом начале позднечетвертичного времени. Морской ундалювий комплекса неоплейстоценовых террас Причерноморского склона Западного Кавказа высотой от 4 до 130 м, развит небольшими фрагментами в виде ступеней на крутых склонах размерами не более 300 × 50 м и в масштабе схемы по отдельности не выделяется.

Террасы эоплейстоценового возраста (17) при участии аллювиомариния распространены в зоне Терского и Сунженского хребтов и фрагментарно на территории Дагестанской абразионно-аккумулятивной равнины. Апшеронские морские террасы находятся на абс. высотах от 300 до 400 м, местами складчато деформированы и приподняты на 10–30 м.

На Черноморском побережье отложения этого возраста выделены за пределами листа и находятся к югу от г. Анапа на абс. высоте 30–35 м.

Террасы раннеоплейстоценового возраста (18) на Черноморском побережье слагают верхние аккумулятивные части Пезеуапсинской (120–130 м), Идукопасской (100–108 м) и Вуланской (85–90 м) поверхностей с редкой фау-

ной моллюсков. Данные отложения образуют IV морскую террасу на приморской равнине Горного Дагестана, на Терском и Сунженском хребтах и коррелируются с чаудинскими и древнеэвксинскими горизонтами.

Террасы средненеоплейстоценового возраста (19) на Черноморском побережье слагают аккумулятивные части Пшадской (60 м) и Ашейской (43–48 м) поверхностей.

Прикаспийские террасы хазарского возраста (20) опоясывают подошву предгорий и слагают до пяти уровней на высотах от 80 до 17 м и коррелируются с узунларскими, ашейскими и нижней частью карангатского горизонтами. Верхнехазарская терраса в рельефе Дагестанского побережья не сохранилась, так как абразия позднехазарской трансгрессии происходила на абс. высотах, совпадающих с уровнем раннехвалынского моря.

Террасы поздненеоплейстоценового возраста (21) Черноморского побережья участвуют в строении Шахейской (от 30 до 31 м), Агойской (от 9 до 20 м), Сочинской (от 4 до 6 м) и Новозэвксинской (от минус 25 до минус 30 м) поверхностей. Морской ундалювий Новозэвксинских переуглубленных долин детально изучен бурением в пределах Адлерского, Сочинского и Лазаревского мысов, где залегает под голоценовой толщей на глубинах 25–30 м [53].

Хвалынские террасы хорошо выражены в рельефе и прослеживаются по всему побережью Каспия. Данный комплекс слагает аккумулятивные части шести террас на высотах от минус 22 до 50 м и коррелируется с верхней частью карангатского, сурожского и новозэвксинского горизонтов.

В Прикаспийской низменности хвалынская терраса занимает обширную территорию, постепенно понижающуюся от 0 на западе до минус 22 на востоке. Она характеризуется сглаженным рельефом с незначительными (2–4 м) колебаниями высот. С самой низкой террасой была связана максимальная аккумуляция материала по всему берегу, которая сопровождалась формированием баров и пересыпей.

Террасы голоценового возраста (22) на Черноморском побережье объединяют древнечерноморские и новочерноморские отложения. Ундалювий древнечерноморский включает бугазские, витязевские и каламитские слои. Ундалювий новочерноморский слагает наиболее молодые из голоценовых морских террас.

Прикаспийские голоценовые террасы (новокаспийские) прослеживаются на всем побережье на высоте 5–6 м над уровнем Каспия. Они протягиваются полосой от 0,5 до 15,0 км с севера на юг, характеризуясь абсолютными отметками от минус 22 до минус 26 м. Рельеф сложен серией пологих увалов, разделенных ложбинными понижениями. Параллельно-грядовый рельеф сформировался в результате деятельности подводных течений и протоков при регрессии ранненовокаспийского моря и был завершен после окончательного его отступления.

Периодически заливаемая равнина (23) примыкает непосредственно к морю и прослеживается вдоль Аграханского залива. Занимает участки прибрежных плавней, периодически заливаемых сгонно-нагонными водами Каспия, шириной от 1 до 20 км. Поверхность очень пологая, практически горизонтальная с густыми зарослями камыша и болотной растительностью. Заболоченные участки встречаются и на удалении от береговой линии, где они сопровождают редкие озера.

Схема сопоставления террас Черноморского и Каспийского бассейнов

Стратиграфическая шкала квартера			ЧЕРНОЕ МОРЕ					КАСПИЙСКОЕ МОРЕ		
Раздел (подраздел)	Звено	Ступень	Региональная шкала		Черноморские террасы	Береговая линия высота, м	Абсолютный возраст, тыс. лет	Каспийские террасы	Береговая линия, высота, м	Абсолютный возраст, тыс. лет
			Горизонт	Подгоризонт						
ГОЛОЦЕН	Нижнее	Н ₂	Черноморский	Новый		Прибрежная полоса	4,4–5,8	Новокаспийская	–22 до –26	Настоящее время до 8–9
	Верхнее	Н ₁		Древний	Бугазские, витязевские, каламитские слои	Прибрежная полоса	8,4–6,1			
НЕОПЛЕЙСТОЦЕН	Верхнее	III ₄	Новоэвксинский	Новоэвксинская (переуглубленные долины)	–25 до –30	10,35	Хвалынская (6 террас)	Позднихвалынская	–22 до 0	10–20
		III ₃	Сурожский	Сочинская	4–6			Раннихвалынская	4–6 до 50	40–70
		III ₂	Карангатский	Агойская	9–20	33,6–55,9	Хазарская (5 террас)	Позднихазарская	80–90	90–100
		III ₁		Шахейская	30–31	74–76		Раннехазарская	130–170	144–340
	Среднее	II ₄	Ашейский	Ашейская	43–48	118–124				
		II ₃	Узунларский	–	–	–				
		II ₂		Пшадская	60	319–320				
	Нижнее	I ₆	Древнеэвксинский	Вуланская (криницкая)	85–90	–	Бакинская	до 220	400–500 до 690	
		I ₅	Чаудинский	Идукопасская	100–108	–				
		I ₄		–	–	–				
		I ₃		Псезуапсинская	120–130	–				
		I ₂		–	–	–				
		I ₁		–	–	–				
ЭОПЛЕЙСТОЦЕН		ЕП		Гурийский	–	–	–	Апшеронская	300–400	787 до 1775

Лессовые равнины (24–27) протягиваются широкой полосой в западной части Терско-Кумского междуречья. Абсолютные высоты этих равнин колеблются от 100 до 250 м. Их формирование происходило в течение всего четвертичного времени. На междуречьях в верхней толще лессовидных суглинков довольно широко развиты суффозионные формы рельефа. Они представлены пологими, округлой или овальной формы, западинами, глубиной от 0,5 до 2 м и от 25 до 150 м в диаметре.

Увалистый интенсивно расчлененный рельеф (24) развит на территории Терско-Сунженской области, распространен на склонах Терского, Сунженского, Брагунского и Новогрозненского хребтов. Равнина расчленена террасированными долинами рек и балочной сетью. Их формирование протекало одновременно с накоплением покровных суглинков, так как разделяющие отдельные слои суглинков и погребенные почвенные горизонты повторяют неровности рельефа. Для склонов, сложенных лессовидными суглинками, характерно интенсивное овражное расчленение.

Увалистый выровненный рельеф (25) развит в Терско-Кумской низменности. С юга он ограничен долиной р. Терек. Рельеф большей части площади — слабоволнистая равнина с равномерным расчленением. Выровненная, практически плоская поверхность слабо расчленена ложбинами и ослонена многочисленными степными блюдцами.

Увалистый слабонаклонный рельеф (26) развит на террасированной равнине Баксана от пос. Залукодес до Новопавловска. Отложения находятся на едином аккумулятивном уровне с верхнеплейстоценовыми террасами и часто предшественниками выделялись как аллювиальные террасы.

Эоловый рельеф (27) является характерной особенностью геоморфологии Прикаспийской низменности. Формирование отложений связано с развеванием хвалынских и новокаспийских отложений. Рельеф песчаных массивов представлен бугристо-грядовыми полузакрепленными, закрепленными и незакрепленными песками с широким развитием дефляционных котловин.

Рельеф, созданный ледниковой аккумуляцией (28), включает в себя основные краевые и абляционные морены голоценового и плейстоценового возраста. Гляциальные формы рельефа характерны для осевой, наиболее повышенной части горного сооружения. Выработаны они ледниками позднеплейстоценовых и голоценовых стадий и морфологически выражены ледниковыми цирками, трогами, висячими устьями боковых долин с сохранившимися в них ригелями и моренами. К рассматриваемой области приурочена и большая часть древнеледниковых форм. Это корытообразные долины высоких порядков, проработанные ледниками в трюги протяженностью от 7–8 до 15 км и более. В сквозных долинах главных поперечных рек ледники последнего оледенения заканчивались вблизи южных подножий Скалистого хребта. Более древние пересекали его полностью и выходили в Североюрскую депрессию. Следы их деятельности практически полностью уничтожены. Прерывистое отступление ледников и подъем снеговой границы способствовали созданию вложенных трогов, а на склонах долин — целого яруса каров. Как показали наблюдения, кары располагаются на высотах, соответствующих изменению уровня снеговой границы за период с начала деградации последнего оледенения до настоящего времени. Вне пределов распространения ледников последнего оледенения

долины имеют вид глубоких эрозионных ущелий и каньонов. По долинам крупных рек морены верхнего и среднего неоплейстоцена слагают днища трогов, и в большинстве случаев реки, перемывая их, еще не достигли коренных пород [132].

Комплексная группа (29–31) включает поверхности, образованные сочетанием рельефообразующих процессов, принадлежащих к различным группам.

Абразионный, абразионно-аккумулятивный и эрозионно-аккумулятивный рельеф прибрежной полосы Черного моря (29) представлен узкой (1–3 км) вдольбереговой полосой. Здесь сохранились большинство из региональных неоплейстоценовых морских террас количеством до 10. В большинстве случаев они перекрыты чехлом субаэральных склоновых отложений, формируя единые наклонные поверхности. Берег моря на всем протяжении, за исключением устьевых участков рек, абразионный, с обрывистыми скальными уступами, выработанными в осадочных породах верхнего мела и неогена. Аккумулятивные образования (поймы, пляжи) занимают небольшую часть территории и представлены прибрежно-морскими, лиманными и аллювиальными осадками мощностью до 40–45 м, выполняющими эрозионные врезы новоэвксинского переуглубления. Рельеф побережья низкогорный (превышения до 150–200 м), несколько уплощенный, с густой балочно-речной сетью. Вблизи устьев основных рек побережье занято аккумулятивными террасами. Клиф прорезан висячими ложбинами мелких водотоков.

Обвальный и осыпной, денудационный и аккумулятивный рельеф (30) образует южные крутые склоны двух главных куэстовых гряд и отдельных морфоструктур в Дагестане, а также куэсты Скалистого, Пастбищного хребтов и рифов зоны Ахцу, сформированных в результате препарирования карбонатных пород. На поверхность общей моноклинали, осложненной тектоническими нарушениями, наложены всевозможные процессы, образующие сложный микрорельеф с большим количеством балок-промоин. Часто у подножий эскарпов образуются мощные осыпные шлейфы. Гребневые участки хребта имеют разнообразные формы с абс. высотами от 3438 до 1800 м. В известняках широко развиты карстовые процессы.

Гляциофлювиальный, эрозионный и аккумулятивный рельеф (31) развит в нижних частях долин высокогорных районов северного склона Главного хребта Центрального и Восточного Кавказа. Речная сеть здесь представлена преимущественно поперечными глубоко врезанными долинами, унаследованными от более древних трогов. Достоверно можно утверждать, что ледники спускались к подножию южного эскарпа Скалистого хребта. На дне долин формируется рельеф, созданный речной аккумуляцией. В бортах аккумулятивные формы представлены гляциофлювиальными и аллювиальными террасами. Местами отмечаются основные краевые и абляционные морены голоценового и плейстоценового возраста, в значительной степени преобразованные склоновыми процессами и временными водотоками.

История развития рельефа суши. Резкое развитие рельефа Северного Кавказа наметилось в олигоцене, когда в осевой части в результате устойчивых поднятий произошла консолидация островных участков суши в еди-

ный Кавказский остров [162]. С этого времени началось прогрессивное расширение суши и формирование горного рельефа в осевой части Большого Кавказа.

В понтское время на фоне продолжающихся неравномерных поднятий произошло почти полное осушение Кавказа и он превратился в крупный континентальный перешеек между Каспийским и Черноморским бассейнами. Данные о фациальных типах и вещественном составе этого возраста свидетельствуют о развитии сильно расчлененного горного рельефа и широкой полосы грубообломочного материала вдоль предгорий.

Современный рельеф Кавказа формировался в течение позднего плиоцена и четвертичного времени. Многие его черты, особенно в пределах Большого Кавказа, полностью сформировались в апшеронское время и были связаны с проявлением наиболее интенсивных дифференциальных тектонических движений, сопровождавшихся мощной вулканической деятельностью в Эльбрусской и Казбекской областях.

Достоверных данных о развитии рельефа во временной период нижнего неоплейстоцена не сохранилось. Многими авторами [54, 146, 162] считается, что отложения и геоморфологические формы этого периода в пределах горной страны были уничтожены средне- и верхнелепесточеновыми оледенениями. Предполагается, что оледенение среднего неоплейстоцена было мощным и, возможно, перерастало в покровное или полупокровное.

В Главном и боковом хребтах ледники, по-видимому, заполняли древние продольные и поперечные долины. Отсюда они выходили на расположенную севернее Бокового хребта холмистую еще слабо расчлененную равнину, образуя здесь сплошной ледниковый покров. Перед уступом Скалистого хребта происходила дифференциация ледникового покрова. Его языки по отдельным сквозным долинам преодолевали и этот хребет.

Современные долины рек на некоторых участках разделены коленообразными хребтами. Скорее всего, на этих участках реки унаследовали тропы, выпаханые ледниками среднего неоплейстоцена.

На очередную значительную перестройку рельефа повлияло верхнелепесточное оледенение. Хребты выше 2300–2500 м несли облегающий покров фирна и льда, по долинам двигались ледники, местами полностью их перекрывая. Широко были развиты перегляциальные процессы, распространявшиеся до самой окраины гор. Ледники и перигляциальные процессы значительно перестроили облик горной страны. Образовались троговые долины и уплощенные поверхности водоразделов. Более древние четвертичные отложения практически полностью были уничтожены. Данные о величине амплитуды новейших поднятий и денудационного сноса опровергают мнение о возможности сохранения в осевых частях гор поверхностей выветривания древнее Q_{II} .

В высокогорной части накопление рыхлого материала стало возможным только после отступления ледников, в то время как во впадинах Предкавказья происходило их непрерывное отложение при относительном погружении этой части территории. Судя по мощности четвертичных образований, оно было более интенсивным и устойчивым в Терско-Кумской впадине и в бакинское, хазарское и хвалынское время сопровождалось трансгрессиями Каспия. Как поднятия, так сопряженные с ними погруже-

ния, интенсивность которых постепенно убывала к верхнечетвертичному времени, неоднократно сменялись движениями обратного знака. На это указывают многочисленные четвертичные морские и речные террасы и границы размыва морских и континентальных отложений, выполняющих предгорные впадины.

Пространственные соотношения между областями поднятий и относительных погружений в течение четвертичного времени не оставались стабильным. Области восходящих движений постепенно разрастались, захватывая участки прилегающих впадин, где ранее были погружения. К концу четвертичного времени восходящие движения разной интенсивности охватили почти всю территорию Северного Кавказа. Отрицательные движения локализовались лишь в узкой зоне предгорных прогибов. Этот процесс расширения областей молодых поднятий при последовательном уменьшении их интенсивности хорошо заметен на продольных профилях речных террас северного склона Кавказа [105, 162].

На периферии разраставшегося сводового поднятия Большого Кавказа в первой половине четвертичного времени продолжался рост складок Передовых хребтов Восточного Предкавказья и Таманского полуострова. За пределами пояса новейшей складчатости на фоне сводового поднятия Большого Кавказа проявились дифференциальные движения, унаследованные по древним разломам. Такие движения с относительно небольшой амплитудой выявлены геоморфологическими наблюдениями между Казбеком и Фиштом (деформация речных террас, переуглубление троговых долин, разрыв речной сети, прямое отражение вертикальных смещений в рельефе). Они происходили как по продольным разломам, там и по зонам поперечных нарушений. С фазами усиления движений глыбового характера были связаны вспышки вулканической деятельности (Эльбрус, Казбек, Чегемский район), которые проявлялись в течение всего четвертичного времени. В середине голоцена тектоническая структура Северного Кавказа была полностью оформлена в том виде, в каком мы ее наблюдаем в настоящее время.

РЕЛЬЕФ МОРСКОГО ДНА

Черное море

Российская часть акватории Черного моря охватывает шельф, материковый склон, материковое подножие и абиссальную равнину.

На участке от Макопсе до мыса Уч-Дере берег тянется практически по прямой линии. В междуречьях берега — абразионные, лишь в приустьевых участках рек Аше, Псеуапсе и Шахе их осложняют небольшие выступы дельт. На участках Аше—Псеуапсе и Шахе—Лео аккумулируются пляжи. Между мысами Уч-Дере, Бытх и Константиновский образовались две обширные вогнутости берега глубиной до 3 км. В междуречье Мзымта—Псоу берег аккумулятивный. Это прислоненный, свободный галечно-гравийно-песчаный пляж шириной, в отдельные годы, до 70 м.

Почти три четверти морской части территории листа лежит на абиссальной равнине. Гигантская ступенчатая флексура материкового склона,

расчлененного каньонами и долинами, занимает 13% акватории. Материковый склон делится на два крупных блока, субмеридиональная граница которых к востоку от каньона Шахе, вероятно, соответствует региональному разлому. На северо-западе листа выделяется дистальная часть глубоководного конуса выноса Дона и Кубани (около 13% акватории). Около 1% морской части листа занимает пологонаклонная равнина шельфа шириной до 14 км. По генетическому принципу рельеф подразделен на тектоногенный, денудационный, аккумулятивный и комплексный денудационно-эрозионно-тектонический.

Тектоногенная группа, пликативно-дизъюнктивный рельеф (32) структурных хребтов и долин, преимущественно кавказского простирания, охватывает среднюю и нижнюю части материкового склона на северо-востоке листа, отражая структуру Туапсинского прогиба (*ступени, антиклинальные хребты и синклинальные долины*). Подводные хребты Ушакова, Лазарева и др. — антиклинальные, за одним исключением. Проходящий в северной части листа хр. Андрусова увенчивает поднятие высотой 500 м — синклинальный останец апшеронских глин между периклиналями двух кулисообразно расположенных складок. Пологие северные крылья антиклиналей надвинуты на крутые южные, и материковый склон опускается широкими ступенями. Вдоль ступеней проходят реликтовые корытообразные структурные долины, врезанные в толщу апшерона и заполненные слабодислоцированными осадками нижнечаудинской ингрессии.

Самая крупная реликтовая долина Кумани пересекает северную часть листа на протяжении 35 км, впадая западнее в каньон Голубого Потока (Вуланский). С севера и юга долина ограничена хребтами Ушакова и Андрусова. Названа она именем капитана-лейтенанта Ф. Н. Кумани, который выполнил в 1868 г. первый глубоководный промер Черного моря на корвете «Львица», уже тогда отметив сложный рельеф дна этого района. Уклон долины Кумани к западу — от 1 до 2°. Высота южного борта — до 300 м, северного — до 800 м. Ширина по днищу — от 1 до 5 км. Южнее хр. Андрусова проходит долина, названная в честь В. А. Снежинского, который руководил промерными исследованиями 1928—1936 гг. На юге эту долину ограничивает хр. Лазарева. В нижнем течении она поворачивает под прямым углом на юго-запад, выходя на абиссальную равнину, образует маломощный шлейф. В притоках долины Снежинского, достигающих в ширину 8 км, прослеживаются линзовидные тела «мутной» сейсмофации НСАП мощностью до 100 м, которые интерпретируются как песчано-алевритовые русловые фации. Материковый склон обрывается антиклинальными хребтами, которые в северо-западном направлении понижаются и переходят в антиклинальные гряды. Хребет Лазарева на востоке продолжают хребты Головины и Манганари. Фронтальные складки Туапсинского прогиба проявились в виде хребтов Шокальского и Янтарь.

Начало формирования пликативно-дизъюнктивной поверхности — средний неоплейстоцен. Развитие рельефа продолжается.

Денудационная группа, абразионный тип рельефа (33) сформирован волновой абразией. Эта пологонаклонная равнина шельфа шириной до 14 км протягивается от уреза воды до бровки шельфа. Углы наклона дна не превышают 1—2°. Бровка шельфа проходит на глубинах 120—130 м. При общем

простирации в направлении с северо-запада на юго-восток, бровку шельфа осложняют приуроченные к в верховьям каньонов «заливы» и разделяющие их выступы. В верховьях каньона Шахе бровка шельфа выходит к изобате 15 м, а в каньоне Мзымты — к изобатам 5–10 м. Ширина шельфа варьирует в широких пределах — от 0,3 км на траверзе Мзымты до 14 км на участке Дагомыс—Сочи. Протяженность бровки шельфа между траверсами устьев Макопсе и Псоу составляет около 137 км и в 1,37 раза превосходит расстояние между этими точками.

Для кавказского участка побережья характерные значения средней длины и средней высоты волны составляют 58 и 1,3 м. В этих условиях внешняя граница мелководной области шельфа, в которой на морское дно воздействуют средние волны, и глубоководной области, в пределах которой средние волны на дно не воздействуют, проходит вблизи изобаты 40 м.

В мелководной части шельфа, до глубины 8–15 м, преобладает волновая абразия. На морском дне обнажаются коренные породы: грядовый бенч с высотой гряд до 4–5 м. Средняя ширина полосы бенча 500 м. За границей бенча развит чехол плейстоценовых морских и прибрежно-морских осадков. На глубине около 70 м в рельефе шельфа проявляется перегиб, отражающий положение древнего берегового уступа плейстоценовых морских террас. В рельефе внешней части шельфа проявляются элементы структуры основания в виде гряд разной ориентировки высотой от 5 до 20 м и протяженностью от 2 до 6 км.

Абразионная поверхность шельфа развивается с нижнего неоплейстоцена.

Денудационная группа, эрозионный подводный рельеф (34) слагает русла каньонов, выработанных в отложениях эоплейстоцена. Днища нижних частей каньонов, на глубине от 1600–1700 до 2000 м — корытообразные. Ширина их от 2 до 4 км, уклон — 0,02. В средних течениях каньоны приобретают U-образное сечение, ширина их до 2 км, глубина вреза 300 м. Длина активных, собственно эрозионных частей каньонов, секущих склон поперек — 20–25 км. Продольные уклоны в их верховьях — от 0,2 до 0,25. В верховьях сечение каньонов V-образное, ширина их от 700 до 1000 м, глубина вреза 100–150 м. Они разветвляются в верхней части материкового склона на густую сеть мелких каньонов с отвесными стенками высотой от 3 до 5 м, эродирующих бровку шельфа и вырабатывающих циркоподобные мезоформы.

Каньоны рек Мзымты и Псоу пересекают материковый склон у восточной границы листа. Верховья каньонов выходят непосредственно к побережью, и русла каньонов являются продолжением рек Мзымты и Псоу, сток которых через узкую полосу шельфа практически полностью поступает на материковый склон. Каньоны U-образные, ширина днищ до 2 км, перепад высот между бортами и дном каньонов достигает 300 м. Борта каньонов сложены отложениями эоплейстоцена, останцы которых бронируют материковый склон. На материковом подножии каньоны Мзымты и Псоу сливаются, глубина их общего каньона уменьшается, борта выполаживаются. На карте амплитуд обратно отраженного акустического сигнала от устья каньона на абиссальную равнину выходят веерообразно расходящиеся потоки турбидитов.

Каньоны возникли в раннем неоплейстоцене и продолжают развиваться.

На своде Северо-Черноморского поднятия многолучевым эхолотом откартирован ряд грязевых вулканов, большая часть которых находится на листе L-37. К листу K-37 относится вулкан Платформенный и грязевулканическое поле Волохина, включающее не менее трех вулканов. Это пологие холмы 15–25 м высотой и 300–800 м в поперечнике. Опробованные вулканы Волохина и Платформенный неактивны и покрыты черноморскими илами. В 2 км севернее рамки листа находится вулкан Долговского высотой 45 м, самый крупный на валу Шатского. На одной из его четырех вершин лежит сопочная брекчия, на другой брекчию покрывают новочерноморские илы мощностью 20 см [124]. Грязевой вулканизм проявляется с неогена(?) и доныне.

Аккумулятивная группа представлена морским застойноводным, турбидитным и обвальным-осыпным и оползневым типами рельефа.

Морской турбидитный тип рельефа (35) связан с глубоководным конусом выноса Дона и Кубани, сформированным лавинной седиментацией плейстоценовых регрессий. На площадь листа выходят два супрафана: у западной границы листа – супрафан в устье новейшего русла конуса Дона; восточнее – новейший супрафан Кубани. На карте амплитуд отраженного акустического сигнала видны веерообразно расходящиеся потоки турбидитов.

Глубоководный конус Дона–Кубани накапливался от ранней чауды до голоцена. Формирование супрафанов продолжается.

Морской обвальным-осыпным и оползневой тип рельефа (36) представлен аккумулятивной равниной подножия выработанных эрозионно-гравитационных склонов, осложненных многочисленными чашуйчатыми оползнями. Они образуют волнисто-грядовую поверхность. Высота гряд 10–30 м, ширина 0,5–1,5 км, длина до 5–7 км.

Начало формирования морской обвальным-осыпной и оползневой поверхности – средний неоплейстоцен. Развитие продолжается в голоцене.

Морской застойноводный рельеф абиссальной равнины (37) с глубинами от 2050 до 2150 м занимает 73 % акватории листа. Наклон равнины – к юго-западу, порядка 4–5'. Под субгоризонтально лежащими плиоцен-четвертичными отложениями захоронен вал Шатского. На его своде по данным опробования грунтовыми трубками установлены участки отсутствия новочерноморского и древнечерноморского горизонтов общей площадью до 900 км². По литодинамическим условиям эта часть акватории классифицируется как область ненакопления или крайне медленного накопления осадков. На карте амплитуд отраженного акустического сигнала запечатлелись следы придонных течений, направленных против часовой стрелки. Очевидно, эти течения размывают, отмучивают и переотлагают осадки абиссальной равнины, так как новоэвксинские и древнечерноморские осадки в пробах часто обогащены песчано-алевритовым материалом. Мощность новочерноморского горизонта на крыльях вала Шатского превышает 2 м, а на обширных участках свода он размыт, так что можно говорить о современном росте вала со скоростью до 0,3 мм/год.

Денудационно-тектонический рельеф (38) материкового склона – структурная поверхность, расчлененная эрозионно-денудационными процессами. Склон шириной до 17 км сложен кайнозойскими отложениями и про-

резан густой сетью каньонов. В восточной части листа резко расчлененный рельеф охватывает весь склон и через узкую зону материкового подножия переходит на глубине около 2000 м в субгоризонтальную поверхность абиссальной равнины. В западной части листа резко расчленена только верхняя часть материкового склона до глубин 1000—1100 м, где в рельефе отражается складчато-разрывная структура Туапсинского прогиба.

Материковый склон развивается с раннего неоплейстоцена доныне.

Эрозионно-тектонический рельеф (39) подводного каньона Шахе выработан в отложениях палеогена и неогена. Каньон со сложнорасчлененным рельефом примыкает с востока к уступу, который пересекает материковый склон и выходит в область шельфа. Можно полагать, что этот уступ, разделяющий крупные блоки материкового склона, сопряжен с региональной тектонической зоной субмеридионального простираения. Перепад глубин на уступе достигает 650 м. У основания уступа проходят русла двух каньонов. Восточный каньон, выходящий на шельф, на глубине около 1100 м коленообразно изгибается, отклоняется к востоку и выходит на материковую подошву в 7 км от уступа. Ниже изобаты 1250 м в основании уступа проходит западный каньон. Каньоны V-образные в верхней части материкового склона, U-образные — в нижней, где ширина их днищ достигает 2 км. Относительное превышение бортов каньонов над днищами — до 600 м. Верховья восточного каньона располагаются на траверзе р. Шахе, сток которой в эпохи плейстоценовых регрессий через узкую полосу шельфа поступал на материковый склон. В эпохи трансгрессий вершина каньона, заходящая на шельф, перехватывает значительную часть вдольберегового потока наносов.

Заложение тектонической зоны может быть отнесено к неогену, начало образования эрозионных форм — ранний неоплейстоцен. Развитие продолжается.

Оползневой подводный тип рельефа (40) картируется по данным многолучевого эхолотирования на материковом подножии к западу от каньона Мзымты. В структурном плане эта область отвечает пологой моноклинали в выведенных в абиссальную котловину отложениях мелководного плейстоценового моря. Обращенную к западу моноклинали осложняют пологие локальные поднятия и понижения, отражающие неотектонические формы рельефа дочетвертичного субстрата. На склонах поднятий развиваются чешуйчатые структурные многоярусные оползни, которые формируют волнисто-грядовый рельеф морского дна. Расположение и облик оползневых тел контролируется расположением неотектонических поднятий и понижений в рельефе участка. Самый крупный оползень начинается в нижней части материкового склона к западу от каньона Мзымты, проходит 25 км в южном направлении и затем сворачивает к западу, образуя оползневой поток, ширина которого достигает 25 км, а общая протяженность — более 75 км. Площадь потока составляет около 2000 км². Перепад глубин верховьев потока над его дистальной частью достигает 900 м. Профиль верхнего (субмеридионального) участка оползня вогнутый, в верхней части оползня общий уклон дна достигает 4°, в нижней — снижается до 1°. Профиль нижнего, субширотного участка оползня — слабовогнутый, с уклонами дна от 1° в верхней части до 0,5° — в нижней. Высота оползневых гряд — от 10 до

30 м, ширина — от 0,5 до 1,5 км, длина — до 5–7 км. Уклон фронтальных поверхностей оползневых гряд достигает 3°. Поверхности оползневых ступеней — субгоризонтальные или запрокинутые в сторону склона.

Другой крупный оползневой поток, шириной до 20 км, берет начало к западу от каньона Шахе и протягивается на 35 км к юго-юго-западу. Общая площадь потока около 600 км². Перепад глубины от его верховьев до дистальной части достигает 500 м. Профиль потока вогнутый, в верхней части уклон дна составляет 3°, в нижней — уменьшается до 0,5°. Ступени оползневого потока, с запрокинутыми в сторону склона поверхностями, расширяются от его западной границы к востоку, образуя виргирующие оползневые гряды. За пределами описанных крупных потоков оползневые гряды не столь выразительны, хотя чешуйчато-оползневая структура осадочной толщи проявляется по всей присклоновой моноклинали площадью более 4300 км².

Заложение моноклинали обусловлено неотектоническим опусканием материкового подножия. Оползание осадков в этих условиях, вероятно, имеет сейсмогравитационную природу. В оползание вовлечены нормально-слоистые осадки эоплейстоцена—верхней чауды. Последнее обстоятельство позволяет датировать начало образования структурной поверхности моноклинали и осложняющих ее гравитационных форм верхним плейстоценом. Развитие продолжается.

История развития рельефа дна Черного моря. Рельеф Туапсинского прогиба заложился в предмэотическое время, когда в результате тектогенеза он превратился в обращенный антиклинорий, выведенный из-под уровня моря в виде низкогорной области. В мэотисе район вновь испытал погружение. На дне шельфового моря росли банки-антиклинали, а между ними заполнялись осадками конседиментационные синклинали в течение верхнего миоцена, плиоцена и эоплейстоцена. Бентосные остракоды по всему разрезу глин понта—апшерона подтверждают мелководность бассейна.

Структура прогиба вполне сформировалась в конце плиоцена, когда прошла мощная фаза складчатости с глубокой регрессией и размывом: апшеронские отложения залегают в нижней части материкового склона на плиоцене, выше — на миоцене, майкопе и эоцене. Мощность апшерона в синклиналях от 400 до 700 м, на сводах антиклиналей он иногда отсутствует. Рост складок за апшеронское время достиг 300 м.

По-видимому, после того, как структура прогиба вполне сформировалась, на фоне продолжающегося роста складок прошла мощная и быстрая тектоническая фаза.

К началу плейстоцена море опять покинуло область Туапсинского прогиба, где продолжения речных долин Кавказа образовали хорошо развитую сеть. Глубина врезов говорит о регрессии до 500 м, связанной, возможно, с образованием глубокой впадины в центральной части Черного моря с материковым склоном за валом Шатского. Нижнечаудинская ингрессия заполнила долины мелководными пелитами мощностью до 400 м с фауной остракод, аналогичной понтическо-апшеронской.

В середине нижнего плейстоцена заложился современный материковый склон Черного моря. Его начальная глубина была около 400 м. В настоящее время рост складок Туапсинского прогиба продолжается, но без заполнения синклиналей, т. к. материковый склон — зона транзита осадков.

В позднем плейстоцене сформировалась главная форма рельефа северо-западной части листа — глубоководный конус выноса палео-Дона—Кубани. Принятый его возраст 0,5 млн лет, с середины чаудинского века.

В эпохи оледенений водообмен Черного моря прерывался. Последнему из них, вюрму или вюрму II, соответствует посткарангатская регрессия.

Раковины двустворок в осадках материкового склона и абиссальной равнины показывают, что солоноватоводный новоэвксинский бассейн не был заражен сероводородом, хотя глубина его могла быть меньше. Черноморская трансгрессия обусловила заполнение бассейна тяжелыми водами Средиземного моря. По-видимому, дифференциация водных масс разной плотности привела к образованию пикноклина и прекращению аэрации придонных слоев. В этих условиях вода сравнительно быстро насыщалась сероводородом.

Каспийское море

В акватории Каспия выделены прибрежный и транзитно-аккумулятивный шельф, материковый склон и глубоководная котловина. На формирование современного рельефа повлияли новейшие тектонические движения и интенсивность процессов осадконакопления. Рельеф представлен тектоногенной, денудационной и аккумулятивной генетическими группами. Определяющим на современном этапе развития является рельеф аккумулятивной генетической группы.

Тектоногенная группа (41) представлена *пликативным типом рельефа* умеренно расчлененного материкового склона. Он начал свое формирование в начале нижнего неоплейстоцена (предбакинское погружение) и завершился в середине верхнего неоплейстоцена (предпозднихвалыньское опускание). Ширина материкового склона в Российском секторе Каспия от 25 до 90 км. Уклон дна от 1 до 16°, западный склон более крутой, а северо-восточный более пологий. Большую часть склона осложняют погребенные и современные морские оползневые подводные формы. На склоне выделена эрозионная нижнеоплейстоценовая (предбакинская) подводная поверхность. Склон прорезают подводные голоценовые каньоны, простирающиеся с севера и северо-запада на юг и юго-восток в направлении Дербентской впадины. Начинаясь у бровки шельфа, каньоны прослеживаются до глубин 640 м. Глубина каньонов до 40 м. Каньоны врезаны в хвалыньские отложения. Их активность на современном этапе подтверждается наличием четкого V-образного поперечного профиля и прирусловых валов высотой от 5 до 10 м.

Денудационная группа, абразионный тип рельефа (42) распространен на мелководной шельфовой равнине у побережья Дагестана. Здесь наблюдаются выходы коренных пород, сложенных сарматскими известняками с прослоями глин, перекрытые местами новокаспийскими осадками небольшой мощности. Выходы этих пород приурочены к сводам и крыльям складок морской антиклинальной зоны. Они образуют подводные гряды высотой от 1,5 до 7 м. Гряды вытянуты параллельно береговой линии. Выделено две зоны грядового рельефа. Первая расположена на траверзе г. Дербент

шириной до 6,5 км и протяженностью 32 км. Вторая расположенная на траверзах городов Избербаш, Манаскент, Каспийск и южнее Махачкалы шириной до 9 км и протяженностью 66 км. Формирование абразионной поверхности началось в верхнем миоцене и продолжается в голоцене.

Денудационная группа, эрозионный подводный тип рельефа (43) выделен на западе материкового склона, где его облекают морские оползневые подводные формы (погребенные — тюркянского, бакинского, хазарского и хвалынского возраста; а на современной поверхности дна — голоценовые). Эрозионная поверхность находится на глубинах от 220 до 520 м с уклоном дна от 10 до 16° на восток, на ней отсутствуют все послепашеронские осадки за исключением новокаспийских мощностью от 0 до 20 см. Ширина эрозионной поверхности до 4 км, протяженность 50 км. Формирование эрозионной поверхности началось и закончилось в начале нижнего неоплейстоцена.

Аккумулятивная группа, аллювиально-морской тип рельефа (44) авандельтового комплекса погребенной палеодельты р. Самур, представлен тюркянским конусом выноса. Ширина конуса выноса 10 км, протяженность 12 км. Авандельтовый комплекс, выделяемый по профилям НСАП, выклинивается в сторону глубоководья. Серия интенсивных сейсмоакустических отражений с четкой верхней и размытой нижней границей маркирует положение самой ранней стадии накопления грубозернистых осадков (галька, гравий, песок). Формирование аллювиально-морской поверхности началось и закончилось в начале раннего неоплейстоцена.

Аккумулятивная группа, морской волновой тип рельефа (45) прибрежной части шельфа, представляет собой область преимущественной аккумуляции в зоне активного волнового воздействия (до глубины 5 м) с транзитом в зоне действия стоковых течений. Важнейшим рельефообразующим агентом является волнение, формирующее многочисленные аккумулятивные острова и банки. Морская волновая голоценовая поверхность продолжает свое развитие.

Аккумулятивная группа, морской течениевой и волновой тип рельефа (46) транзитно-аккумулятивного шельфа в зоне действия придонных и ветровых течений с волнением моря. Шельф протягивается полосой от 5 до 140 км от прибрежной части шельфа до бровки. Глубина моря на транзитно-аккумулятивном шельфе от 5 до 100 м. Это выровненная плоская равнина с уклоном к югу от 0,1 до 1°, осложненная мелкими аккумулятивными формами и тальвегами палеорек. Тальвеги палео-Волги, палео-Кумы и палео-Терека прослеживаются из северной части в южном направлении, они образуют единую речную систему, соединяющуюся с глубоководными каньонами на материковом склоне. Формирование морской течениевой и волновой поверхности шельфа началось в эоплейстоцене и продолжается в голоцене.

Аккумулятивная группа, морской оползневой подводный тип рельефа (47) материкового склона и Дербентской впадины. Голоценовые оползневые фации распространены на большей части материкового склона и частично в Дербентской котловине, где на сейсмоакустических разрезах в маринии сейсмокомплекса Д—поверхность дна отмечено оползание без нарушения сплошности. Сейсмозапись «чешуйчато-волнистая» 3–4-фазная, полностью повторяющая рельеф дна. Волнообразный рельеф дна и характерный

тип записи объясняется условиями осадконакопления отсортированного тонкодисперсного материала на слабонаклонном дне, где неуплотнившиеся, пропитанные водой поверхностные отложения под воздействием силы тяжести образуют ступенчатые микрооползни. Высота оползней 5–10 м, ширина 300–500 м. При сохранении общего характера напластования, свойственного окружающим районам, внутренняя часть оползневых массивов несет черты мелкоблокового дробления и пликативных дислокаций вблизи их оснований. Голоценовая оползневая поверхность, расположенная на глубинах моря от 100 до 680 м, продолжает свое развитие. Ширина поверхности до 60 км, протяженность до 110 км. В разрезе материкового склона также выделяются самостоятельные погребенные оползневые поверхности хвалынского, хазарского, бакинского и тюркянского возраста, не наследующие рельеф ниже- и вышележащих поверхностей. Погребенные оползневые поверхности имеют различную площадь распространения.

Аккумулятивная группа, морской застойноводный тип рельефа (48) Дербентской котловины создан преимущественно морской седиментацией нижнеплейстоцен-голоценового возраста. Котловина заполнена осадками с повышенным содержанием тонких алевропелитовых фракций. Рельеф впадины представляет собой плоские субгоризонтальные или слабонаклонные участки морского дна, не затронутого активными гидродинамическими и гравитационными процессами.

История развития рельефа дна Каспийского моря. В послесреднеплиоценовое время установлены три импульса кратковременных опусканий: предпозднеплиоценовый (предакчагельский), предбакинский и предпозднихвалынский. Первый из них создал обширную котловину (до нескольких сот метров глубиной), занимавшую центральную часть Среднего Каспия. В виде далеко вдающихся заливов она проникала на запад по осевой зоне Терско-Каспийского краевого прогиба на территорию суши Восточного Предкавказья и на север на территорию суши запада Прикаспийской низменности. Предбакинское кратковременное погружение привело к возникновению Палеодербентской котловины (до 1 км) Среднего Каспия. Предпозднихвалынское опускание завершило образование современной Дербентской котловины.

Материковый склон Дербентской котловины начал формироваться в предбакинское время и завершился в предпозднихвалынское. Наличие разноплощадных и разновозрастных оползневых поверхностей материкового склона говорит о меняющемся угле наклона склоновой поверхности в неоплейстоцене, за счет активной седиментации и неотектонических подвижек.

Шельф Северного Каспия, как минимум досреднеплиоценовый, продолжающий свое развитие. В районе Мангышлакского порога в предакчагельское время уже существовал материковый склон обширной предпозднеплиоценовой котловины, занимавшей центральную часть Среднего Каспия. В акчагыле клиноформенные тела продолжили наращивание шельфа Северного Каспия. Шельф Среднего Каспия начал свое формирование в эоплейстоцене, о чем свидетельствуют апшеронские клиноформы бокового наращивания на шельфе и апшеронские конусы выноса (как минимум трех генераций) на материковом склоне. Формирование шельфа продолжается за счет активной седиментации.

В целом четвертичный этап развития акватории Каспия трансгрессивно-регрессивный, это связано преимущественно с климатическими особенностями и интенсивными нисходящими движениями в области Дербентского прогиба.

Каспийское море — бассейн исключительно аккумулятивный, поэтому более древние формы погребены молодыми, и даже голоценовые береговые линии устанавливаются по комплексу своеобразных аккумулятивных тел. Исключение в этом плане представляет лишь прибрежная зона Горного Дагестана, где многими отечественными учеными установлены и описаны береговые линии различного возраста. Но привязка древних регрессивных береговых уровней затруднена разнонаправленностью и большой амплитудой новейших тектонических движений.

В конце раннего—начале позднего апшерона наступил регрессивный этап, и часть акватории подверглась осушению. Последовавшая позднеапшеронская трансгрессия по своим размерам не превосходила раннеапшеронскую и была значительно меньше по масштабам.

В период предбакинской регрессии (тюркянское время) глубина бассейна составляла от 200 до 300 м, а береговая линия проходила в районе современных отметок глубин 500 м. Мелководное соленое озеро было размером 100 × 200 км. На северном берегу мелководного усыхающего бассейна находилась древняя плейстоценовая дельта Волги. Вероятно, это была наиболее глубокая за четвертичное время регрессия Каспия.

Бакинское время отвечает началу новой трансгрессии. Однако береговая линия бакинско-чаудинского моря по своим масштабам не выходила за пределы апшеронского бассейна.

Последовавшая за бакинским временем преурунджикская регрессия была незначительная. Затем произошла очередная — венецкая глубокая регрессия. Эта регрессия является рубежом, когда произошло наиболее резкое за четвертичное время изменение фауны моллюсков.

В среднелепистоценовое время наступила раннехазарская трансгрессия, происходившая в очень теплое микулинское межледниковье. Береговая линия хазарского моря примерно соответствовала границе бакинского бассейна. Море наступало скачкообразно. Дальнейшая межхазарская регрессия (астраханская или черная) была незначительной. Далее — незначительная позднехазарская трансгрессия. Ей на смену пришла ательская регрессия.

В хвалынское время отмечены следы двух трансгрессий — раннехвалынской (максимальной) и позднехвалынской. Во время максимальной фазы раннехвалынский бассейн достигал наивысшей аб. отметки +49 (50) м. Между раннехвалынской и позднехвалынской трансгрессиями зафиксирована енотаевская регрессия.

В конце позднечетвертичной эпохи произошел подъем территории — время кратковременной позднехвалынской трансгрессии. Часть района подверглась осушению.

В начале голоцена вновь произошла смена предыдущей трансгрессии глубокой регрессией — мангышлакской.

Следующий, преимущественно трансгрессивный новокаспийский этап, продолжающийся до настоящего времени, характеризовался в целом

высоким положением уровня моря с незначительными регрессивными отступлениями, во время которых уровень не опускался, по-видимому, ниже абсолютных отметок минус 32 м.

Все опускания уровня моря до бровки современного шельфа объясняются тем, что отметка минус 100 м служит определенным пределом усыхания Каспия.

Таким образом, эпохи четвертичных колебаний уровня моря занимают в истории Каспия весьма существенное место. Рельеф, сформировавшийся в периоды этих колебаний, в значительной мере определяет особенности рельефа дна современного Каспийского моря. В настоящее время море наступает на сушу и находится на абс. отм. минус 26,5 м.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади листов К-37, -38 и -39 (Российский сектор) известны месторождения, проявления и пункты минерализации горючих, металлических и неметаллических полезных ископаемых, солей, подземных вод и лечебной грязи. Практический интерес в настоящее время представляет нефть и газ, вольфрам-молибденовое, медное, свинцово-цинковое, золотое оруденение, химическое сырье (барит), строительные материалы, гипс, подземные воды и лечебные грязи. Запасы полезных ископаемых приведены по состоянию на 1.01.2008 г.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НЕФТЬ И ГАЗ

Описываемая территория располагается в границах Северо-Кавказско-Мангышлакской (1) и Большекавказской нефтегазоносных (2) провинций (Российский сектор), охватывая Терско-Каспийскую нефтегазоносную область (10) и газонефтеносную область горно-складчатого сооружения Северного Кавказа. На юго-западе небольшая часть морской территории располагается в границах Черноморской нефтегазоносной провинции (5) и включает участки прогнозируемых нефтегазоносных областей Туапсинского прогиба (12), вала Шатского (13), Восточно-Черноморской (14). Основная часть нефтегазоносных месторождений и проявлений разместилась в Терско-Каспийской области (10). Залежи нефти и газа приурочены к карбонатно-терригенным отложениям различных стратиграфических уровней, от верхней юры до неогена. В хорошо изученных районах они подразделяются на ряд самостоятельных терригенных и карбонатных подкомплексов, значения которых в общем балансе УВ сырья различные. Среднекаспийская (11) и Больше-Кавказская нефтегазоносные области на рассматриваемой территории изучены недостаточно и в настоящее время промышленных объектов УВ сырья не имеют.

В Терско-Каспийской нефтегазоносной области (10) все объекты УВ группируются в Чернолесско-Кабардинском (10.1), Терско-Сунженском (10.2) и Южно-Дагестанском (10.3) нефтегазоносных районах.

В Чернолесско-Кабардинском нефтегазоносном районе (10.1) известно четыре проявления газа и нефти: Марьинское (I-8-8), Золкинское

(I-8-9), Чегемское (I-8-22) и Заюковское (I-8-30). Они приурочены к Баксанской моноклинали. Продуктивными в районе являются верхнеюрские оксфорд-кимеридж-титонские («подсолевые» и «межсолевые»), нижнемеловые берриас-валанжинские, верхнемеловые и палеогеновые отложения. Для района характерны ловушки неантиклинального типа, в том числе тектонически экранированные зоны разуплотнения и трещиноватости, а на крыльях Нальчинской флексуры возможны также литологические коллекторы по битуминозным известнякам матламской свиты и песчаникам шагирской, кубинской и дарьинской свит. Здесь газовые, газоконденсатные и водогазонефтяные залежи преобладают над нефтяными, что, возможно, связано с повышенной тектонической активностью.

В *Терско-Сунженском нефтегазоносном районе* (10.2) известно 36 объектов УВ, из которых 27 месторождений чисто нефтяные, четыре месторождения – нефтегазовые, три – нефтегазоконденсатные и два – газовые. Продуктивными на нефть и газ являются отложения от верхней юры до сарматского яруса включительно. Месторождения УВ приурочены к складкам антиклинального типа, часто образуя на их крыльях литологически и тектонически экранированные залежи.

По стратиграфической принадлежности УВ объекты группируются следующим образом: в среднемеловых отложениях – 32 объекта, альбских – 2, аптских – 12, барремских – 1, готеривских – 1, валанжинских – 5 и верхнеюрских – 6.

Все известные месторождения приурочены к трем группам структур: к крупным складчатым образованиям плиоцен-антропогенного возраста, отражающимся на поверхности – Брагунское (I-10-7), Старогрозненское (I-10-14) и другие месторождения; к поднятиям-спутникам крупных структур, не отражающимся на поверхности, но расположенным сравнительно неглубоко – Северо-Малгобекское (I-9-5), Северо-Минеральное (I-10-3) месторождения; к выявленной в последнее время группе погребенных поднятий, расположенных в зоне глубоких прогибов – Ханкальское (II-10-2) месторождение.

Наиболее изученными и продуктивными являются залежи, связанные с карбонатной толщей верхнего мела. Все промышленные скопления нефти в отложениях верхнего мела приурочены к толще трещиноватых и кавернозных известняков с редкими прослоями глин и мергелей, образующих коллектора трещинно-каверново-порового и трещинно-порового типов. Большая часть фораминиферо-верхнемеловых залежей относится к типу массивных сводовых и реже массивно-пластовых с литологически ограниченными зонами развития трещиноватости, режим их упруговодонапорный, реже – замкнуто-упруговодонапорный.

Залежи нефти находятся в условиях весьма высоких пластовых давлений и температур. Начальные пластовые давления колеблются от 35 до 76 МПа, температура от 87 до 180 °С. Величины коэффициента гидродинамической напряженности варьируют от 1,0 до 1,89. От погруженных зон к приподнятым участкам наблюдается облегчение нефти, уменьшение сернистости, асфальтенистости, смолистости, парафинистости, увеличение выхода мелких фракций. Тяжелые нефти приурочены к западным месторождениям – Ахловское (I-9-4), Советское, Харбижинское (I-9-7), Севе-

ро-Малгобекское (I-9-5). На остальной части Терско-Сунженского (10.2) нефтегазоносного района распространены легкие нефти. Аналогично меняется и содержание серы. Максимальное ее содержание 0,3–0,33 %. В этой же последовательности изменяется содержание асфальтенов, смол и парафинов. Газонасыщенность на западе составляет 28–30 м³/т (на Харбижинской и Заманкульской площади), возрастая с продвижением на восток до 73–93 м³/т (Ахловская и Северо-Малгобекская площади) и до 500 м³/т и более (на Хаян-Кортовской и Гудермесской площади).

Исследование газов верхнемеловых отложений показало, что в основном они состоят из углеводородных компонентов. Содержание метана в них составляет 50–70 %, среди тяжелых компонентов главное место занимает этан, реже – пропан. Сравнительно низко содержание в газах азота и двуокиси углерода. Выработка верхнемеловых залежей составляет от 23,6 % (Правобережное (I-10-4) месторождение) до 100 % (Ахловское (I-9-3) месторождение). Как показали исследования, при большой высоте верхнемеловой залежи в качестве сопутствующей ей присутствуют залежи и в аптских отложениях, при малой высоте верхнемеловой залежи аптская залежь, как правило, отсутствует (Гудермесская и Минеральная площади). Продуктивность их невелика и почти на порядок ниже, чем соответствующих верхнемеловых.

Основные притоки нефти получены из песчаных пород II, III, IV и реже V пачек. Коллекторы аптского яруса относятся к типу микрокаверново-поровых с неравномерным развитием микрокавернозности. Общая пористость и проницаемость породы соответственно равны 1–30 % и 100–200 % × × 10⁻¹⁵ м². Эффективная пористость, рассчитанная для ряда площадей, составляет от 0,32 % (Ахловское месторождение) до 0,64 % (Старогрозненское (I-10-14) месторождение). Залежи относятся к массивно-пластово-сводовому типу. Режим залежей упруговодонапорный. Начальные ВНК, так же как в отложениях верхнего мела, наклонены с запада на восток, но для большинства залежей условно приняты горизонтальными. Малое количество отработанных проб нефти и газа не позволяет выявить закономерностей в изменении составов флюидов по площади и с глубиной. Выработка аптских залежей составляет от 5,1 % (Октябрьское (II-10-1) месторождение) до 100 % (Ахловское (I-9-4) месторождение). Залежи в валанжинских и верхнеюрских отложениях установлены на четырех площадях: Заманкульской, Малгобек-Горской, Харбижинской и Датыхской. Разрабатываются они лишь на Заманкульской площади. На Харбижинской и Малгобек-Вознесенской валанжинская и верхнеюрская надсолевая залежи законсервированы из-за высокого содержания в растворенных газах свободного сероводорода. На Датыхской площади в отложениях верхней юры ниже «солевой» толщи открыта газовая залежь, но из-за удаленности и трудной доступности она также введена в консервацию. Для валанжинских и верхнеюрских отложений, представленных карбонатным комплексом трещиноватых пород, характерным типом коллекторов является трещинно-каверново-поровый. Залежи массивные пластово-сводовые. Режим упруговодонапорный. Начальные ВНК для валанжинских залежей имеют значительный наклон, на Малгобек-Вознесенском (I-9-6) месторождении его величина составляет 300 м, на Заманкульском (I-9-8) – 80 м. ВНК

для верхнеюрских залежей в силу слабой изученности приняты горизонтальными.

Советско-Курская нефтегазоносная зона (10.2.1) обрамляет северный борт Терско-Сунженского нефтегазоносного района (10.2). Генетически она связана с системами Краевого и Гудермесско-Моздокского глубинных разломов. В пределах зоны известны Советское (I-9-1) и Курское (I-9-2) месторождения. Продуктивные горизонты Курского месторождения располагаются на палеоген-неогеновых стратиграфических уровнях. Предположительно залежь приурочена к трещинным карбонатным породам хадумской и кумско-керестинской свит в зоне сопряжения Ногайской ступени и Терско-Каспийского краевого прогиба. Объект изучается.

Месторождение Советское на уровне палеогена и верхнего мела представлено цепочками пологих брахиантиклинальных складок с залежами нефти водонефтяного характера. Продуктивными являются песчано-глинистые породы олигоцена (хадумская и баталпашинская свиты) и известняки маастрихского яруса (заюковская свита). Нефтеносность связана с зонами трещиноватости и разуплотнения. На продуктивном уровне нижнего мела месторождение представляет собой систему наклонных пологих ступеней, погружающихся к югу. Нефтеносными являются отложения альбского, аптского (шагирская, кубинская и дарьинская свиты) и валанжинского (баксанская свита) ярусов. Дебиты составляют десятки тонн в сутки. Запасы нефти по категории C_1 – 672 тыс. т.

Терская нефтегазоносная зона (10.2.2) приурочена к одноименной антиклинальной зоне и контролируется региональным Срединным разломом в фундаменте. Терская антиклинальная зона, выраженная в рельефе на западе Арак-Далатарекским хребтом, затем Терским, Брагунским и несколько наклонена к югу Гудермесским хребтом, построена в основном антиклинальными складками: Терской, Брагунской и Гудермесской. Все они линейно-вытянутые, сжатые и наклонены к северу. Осложнены они системой региональных разрывов, главным образом надвигового и взбросового типа. К структурам блок-антиклиналей приурочены известные месторождения (15 нефти и 2 газоконденсата).

К типичным объектам с многоуровневыми залежами относится Малгобек-Вознесенское (I-9-6) месторождение, приуроченное к узкой антиклинальной складке широтного простирания. Залежи нефти и газа промышленного значения установлены в палеогеновых (кумский горизонт), верхнемеловых, нижнемеловых (аптский, валанжин–барремский ярусы) и надсолевых верхнеюрских отложениях.

Кумская залежь нефти имеет размеры $57,0 \times 3,5$ км, высота 863 м, по изогипсе минус 2800 м, приурочена к толще трещиноватых мергелей. Тип коллектора трещинный. Пористость 7 %, газопроницаемость 0,02 мД. Залежь пластовая, сводовая, литологически экранированная. Начальное пластовое давление 486 кгс/м^2 , давление насыщения 234 кгс/см^2 , газовый фактор $208 \text{ м}^3/\text{т}$, температура в пласте $123 \text{ }^\circ\text{C}$. Режим залежи – упруговодонапорный. Плотность нефти на поверхности $0,827 \text{ г/см}^3$, содержание серы 0,17 %, парафина – 4,8 %. Выход легких фракций до $300 \text{ }^\circ\text{C}$ – 55 %. Плотность растворенного газа $0,843 \text{ г/см}^3$. Содержание метана 49,8 %, тяжелых углеводородов – 9,4 %. Начальный дебит нефти 93 т/сут на штуцере 8 мм.

Верхнемеловая залежь имеет размеры $42,0 \times 2,8$ км, высота 600 м. Глубина залегания продуктивного горизонта 2600–3250 м. Начальный ВНК контролируется гипсометрической отметкой минус 2510 м на западе и минус 2650 м на востоке. Коэффициент гидродинамической напряженности 1,89. Начальная температура 117 °С. Начальные дебиты 50–3900 м³/сут, газонасыщенность 225 м³/т, давление насыщения 20 МПа. Нефть залежи малосернистая, малосмолистая, парафиновая, плотность 837 кг/м³. Содержание легких фракций, выкипающих при температуре до 300 °С – 54 %. Растворенный в нефти газ жирный с относительной плотностью 0,977 (по воздуху). Содержание метана 56 %.

Аптская залежь имеет размеры 30,0 г 1,5 км, высота 420 м. Глубина залегания продуктивного горизонта 3160–3530 м. Начальный ВНК имеет наклон с запада на восток и контролируется гипсометрическими отметками минус 2870 и минус 3150 м. Коэффициент гидродинамической напряженности – 1,5, начальная температура 130 °С, начальные дебиты 50–300 м³/сут, газонасыщенность 365 м³/т, давление насыщения 28,3 МПа. Нефть малосмолистая, малосернистая, парафиновая. Плотность нефти 813–823 кг/м³. Содержание легких фракций при температуре до 300 °С – 59–67 %. Растворенный в нефти газ метановый, сухой, относительная плотность – 0,757 (по воздуху), содержание метана – около 70 %.

Валанжинская газоконденсатная залежь открыта в 1965 г. Размеры 28,4 × 0,5–1,4 км, высота 70–300 м. Начальный ВНК наклонен с запада на восток и контролируется гипсометрическими отметками на западе минус 3600 м, на востоке – минус 3900 м. Глубина залегания продуктивного горизонта 3920–4390 м, начальная температура 143 °С. Коэффициент гидродинамической напряженности 1,35. Газ, отобранный из валанжинских отложений, относительной плотностью 0,664–0,891 (по воздуху). Плотность конденсата в среднем равна 780 кг/м³. В газоконденсате присутствуют сера (0,122 вес. %) и сероводород (1,5–2 вес. %). Притоки газоконденсата и нефти с момента открытия залежи получены в семи скважинах.

Верхнеюрская газоконденсатная залежь открыта в 1971 г. Размеры залежи 15,0 × 1,2 км, высота 260 м. Глубина залегания кровли продуктивного горизонта 4280–4550 м. Начальный ВНК приурочен к гипсометрической отметке минус 4000 м. Коэффициент гидродинамической напряженности 1,25. Газы верхнеюрской залежи жирные, с содержанием гомологов метана до 41 вес. %, метана – до 55 вес. %. Относительная плотность газа 0,698–0,886 (по воздуху). В газе присутствует сероводород от 5 до 7,2 %.

На северо-востоке Терской нефтегазоносной зоны (10.2.2) к брахиформным малоамплитудным поднятиям прерывистого типа приурочены Правобережное и Червленое месторождения.

Месторождение Правобережное (I-10-4) приурочено к двум параллельно простирающимся антиклинальным складкам субширотной ориентировки, причленяющихся к разрывному нарушению. Промышленные скопления нефти установлены в верхнемеловых отложениях. Верхнемеловая залежь имеет размеры 28,2 × 4,3 км, высоту 750 м. Глубина залегания продуктивного горизонта 4600–5360 м. Начальный ВНК приурочен к гипсометрической отметке минус 5300 м. Коэффициент гидродинамической напряженности составляет 1,72. Начальные дебиты колеблются от 50 до

930 т/сут. Газонасыщенность 340–360 м³/т, давление насыщения 25 МПа. Нефть в верхнемеловой залежи малосернистая, парафиновая, плотностью 823–824 кг/м³. Выход легких фракций, выкипающих при температуре до 300 °С, колеблется от 66 до 69 об. %. Газ, растворенный в нефти, метановый (содержание метана – 62,6 об. %), относительная плотность газа 0,826–0,915 (по воздуху).

Месторождение Червленое (I-11-1) приурочено к асимметричной антиклинальной складке, имеющей сложное боковое строение. Залежь нефти установлена в верхнемеловых отложениях одной скважиной. Коллекторы верхнего мела относятся к трещинно-каверново-поровому и трещинно-поровому типу. Открытая пористость 0,37–4,16 %. Режим залежи упруговодонапорный. Начальное пластовое давление, приведенное к гипсометрической отметке минус 5210 м, составляло 94,5 МПа. Газонасыщенность 208 м³/т, давление насыщения 24,6 МПа, начальный дебит 118 т/сут. Нефть верхнемеловой залежи малосернистая, малосмолистая, парафиновая. Плотность нефти 831 кг/м³. Выход легких фракций при температуре до 200 °С составляет 46 вес. %.

Сунженская нефтегазоносная зона (10.2.3.). Представлена системой сложнопостроенных блок-антиклиналей, к сводам которых приурочены многопластовые месторождения (10 – нефть, 2 – нефть и газ). Наиболее изучено месторождение Заманкульское (I-9-8), приуроченное к Кабардинской антиклинальной складке широтного простирания. Залежи нефти промышленного значения установлены в верхнемеловых, барремских, валанжинских и верхнеюрских «надсолевых» отложениях. Верхнемеловая залежь имеет размеры 9,4 × 2,1 км и высоту 240 м. Глубина залегания продуктивного горизонта 2040–2260 м. Барремская залежь имеет размеры 7,2 × 1,5 км, высота 100 м, глубина 2940 м; валанжинская залежь – 10,2 × 2,1 км, высота 240 м, глубина 2850–3090 м; верхнеюрская залежь: 6 × 1 км, высота 160 м, глубина 3960–4120 м. Коэффициент гидродинамической напряженности 1,29–1,64. Начальная температура 90–130° С, начальные дебиты 68–518 т/сут; газонасыщенность 28,8–409 м³/т, давление насыщения 4,2–36,6 МПа. Нефть парафиновая, малосернистая, малосмолистая, смолистая, плотностью 816–891 кг/м³. Содержание легких фракций при температуре 300 °С – 58–70 %. Растворенный в нефти газ жирный, тяжелый, относительная плотность попутного газа 0,90–1,16. Содержание (%) метана – 44,6–74,0, этана – 9,5, пропана – 14,2, высших – 24,3.

Черногорская нефтегазоносная зона (10.2.4.) характеризуется главным образом моноклиналильным залеганием неоген-олигоценых и мезозойских пород, образующих Датыхскую и Бенойскую антиклинальные складки, к которым приурочены одноименные месторождения.

Месторождение Датыхское (II-10-4) в геологическом отношении – брахиантиклинальная складка, вытянутая в юго-восточном и северо-западном направлениях. Залежи нефти установлены в альбских, аптских, готеривских, валанжинских и верхнеюрских (ниже «солевой» толщи) отложениях. Глубина залегания продуктивных горизонтов нижнемеловых залежей – от 1400 до 2200 м. Начальные дебиты нефти: 8–10 м³/сут – в альб-аптских, 340 м³/сут – в готеривских отложениях. При опробовании валанжинских отложений получены притоки нефти дебитом 5,8 м³/сут и

газа дебитом более 5,9 тыс. м³/сут. Коэффициенты гидродинамической напряженности изменяются от 1,4 в апте до 1,24 в валанжине, газонасыщенность 300 м³/т. Начальная пластовая температура 70 °С. Нефти малосернистые, малосмолистые, парафиновые (7–10,3 %). Плотность 805–817 кг/м³. Содержание легких фракций при 300 °С – 50 %. Газ нижнемеловых залежей легкий, с относительной плотностью 0,696 (по воздуху). Содержание метана 86–87,4 %. Промышленные притоки газа и газоконденсата получены в 1979 г. при испытании верхнеюрских отложений и горизонтов, залегающих ниже соленосной толщи верхней юры. Глубина залегания продуктивного горизонта 4100–4300 м. Коэффициент гидродинамической напряженности 1,4. Начальные дебиты до 250 тыс. м³/сут. Газ, полученный из верхнеюрских отложений, легкий, относительной плотностью 0,599 (по воздуху). Содержание метана от 80 до 97,5 %. Характерным является присутствие в газах углекислоты (1,5–15,7 %), сероводорода (0,3–6,3 %) и гелия (до 0,2 %).

Нефтегазоконденсатное месторождение Бенойское (II-11-12). С 1926 по 1939 г. разведывались неоген-олигоценые, а с 1958 г. меловые и верхнеюрские горизонты. Разведанность недостаточная. Месторождение в верхнеюрско-миоценовых породах приурочено к своду субширотной антиклинали, осложненной разрывами северо-восточной ориентировки. Объекты сложные, многозалежные. В чокракских отложениях промышленные запасы нефти отсутствуют, хотя в XIX в. здесь велась колодезная добыча. В нижнем майкопе выявлено пять не имеющих самостоятельного значения залежей, полностью не разведанных и не оконтуренных. Продуктивны верхнемеловые и фораминиферовые отложения. Мощность толщи газонасыщения составляет 94,2 м, глубина залегания 2200 м. Газ растворенный и свободный метановый, с содержанием (%): азота – 0,63; углекислоты – 1,98; гелия – до 0,016. Верхнемеловая нефть темно-розовая, иногда коричневая, легкая (0,82 г/см³), маловязкая, с содержанием парафинов до 14,1 %, смол – до 6 % и газовым фактором 200–290 м³/т. Коэффициент извлечения нефти 0,3. Выход легких фракций при 350 °С составляет 63–70,6 %, начало кипения при 64–72 °С. Содержание стабильного конденсата 116 г/м³, серы – 0,01 %, парафинов – 0,4 %, плотность 0,744 г/см³. Балансовые запасы составляют: газа по кат. С₁ – 1643 млн м³; по кат. С₂ – 1076 млн м³; конденсата по кат. С₁ – 383/105 тыс. т, по кат. С₂ – 224/134 тыс. т; нефти по кат. С₁ – 977/28 тыс. т (степень выработанности 85,6 %). Предполагается, что майкопские залежи содержат 4652 тыс. т забалансовых запасов нефти.

Южно-Дагестанский нефтегазоносный район (10.3) расположен в прибортовой зоне Терско-Каспийского прогиба известной как зона третичной складчатости. Месторождения этой зоны нефтяные, газовые, конденсатные и газоконденсатные. Размещаются они в структурно-литологических ловушках на нескольких стратиграфических уровнях, в том числе: на верхнеюрском–нижнемеловом (1 месторождение), апт-альбском (3), верхнемеловом (4), палеогеновом (8), чокракском (7), караганском (1). В подавляющем большинстве месторождения многоярусные. При этом месторождения газа и газоконденсата преобладают в интервале от юры до майкопа включительно, тогда как в чокраке они исключительно нефтяные.

В Южно-Дагестанском районе выделяются Западная (месторождения III-12-22, 25) и Восточная (месторождения II-12-1, 2, 6; III-12-3, 5, 6;

III-13-1, 2, 3, 5; IV-13-1) нефтегазоносные зоны. Девять месторождений и одно проявление – нефтяные, месторождение Хошмензил (IV-13-1) – нефтегазовое, месторождения Димитровское (II-12-6) и Махачкала-Тарк (II-12-2) нефтегазоконденсатные, Дагестанские Огни (III-13-5) – газоконденсатное. Все открытые залежи нефти и газа залегают на глубинах 300–1100 м. Восемь месторождений к настоящему времени практически выработаны. В объеме Восточной нефтегазоносной зоны находится естественное крупное нефтегазоконденсатное Димитровское месторождение. Оно интенсивно эксплуатируется, имеет остаточные запасы на 1.01.09 г. свободного газа – 62 млрд м³, а растворенного – 838 млн м³ и обеспечивает до 25 % добычи газа в Северо-Кавказском регионе.

Месторождение Димитровское (II-12-6) расположено в 15 км юго-восточнее г. Махачкала. Географические координаты: с. ш. 42° 49'; в. д. 47° 39'. Абсолютные отметки от минус 18 до + 20 м. Структурно-тектоническое положение приурочено к Дагестанскому клину, юго-восточной части Нараттюбинской моноклинали. Вмещающая структура – Димитровская моноклираль. Структура представлена системой тектонических блоков (I, II, III, IV) разделенных тектоническими нарушениями. Каждый блок имеет форму брахиантиклинали северо-западного простирания с незначительным колебанием гипсометрических отметок кровли верхнего мела. Размеры Димитровской блок-структуры 21 × 7 км при высоте более 600 м. Коллекторы смешанные, карбонатные. Пористость 0,4 %. Покрышка глиняная, мощностью от 1200 до 1900 м. Размеры пласта (залежи) площадью газовой части 11 131 км² с высотой газовой части 668 м. Глубина в своде (м): кровли – 3538, подошвы – 4206, мощность – 530. Типы залежи: по флюиду – газоконденсат, по характеру резервуара или ловушки – пластосодовая. Пластовые воды хлоркальциевые. Дальнейшие перспективы прироста запасов связываются с поисками залежей в нижнемеловых и юрских отложениях.

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Каменные угли. Месторождения каменных углей сосредоточены в четырех угленосных районах: Лабинском, Кубанском, Баксанском и Дагестанском. Объекты имеют маломощные, невыдержанные угольные пласты, осложненные дизъюнктивными нарушениями, малые запасы. Все они не представляют интереса даже для местной промышленности. В Лабинском угленосном районе угленосные горизонты приурочены к терригенным отложениям среднего карбона. В Кубанском и Баксанском угленосных районах уровни углеобразования располагаются в пределах синемюр-плинсбахского возрастного интервала, а в Дагестанском – тоар-ааленского. Повсеместно угле вмещающими являются прибрежно-морские терригенные образования, в том числе пачки чередования песчаников, алевролитов, аргиллитов.

Лабинский угленосный район расположен в пределах Никитинско-Пщцерской грабен-синклинальной зоны. Месторождения каменного угля приурочены к угленосным отложениям толстобугорской и малоурупской свит. Здесь известно пять месторождений каменного угля: Малолабинское

(I-5-9), Бескесское (I-5-26), Большелабинское (I-5-37), Толстобугорское (I-6-26), Кяфарское (I-6-28). Мощность угленосной толщи от 500 до 1200 м. Насчитывается более 100 прослоев и пластов угля, из них рабочую мощность имеют только 16 (9 + 3 + 4). Мощность пластов от 0,20 до 1,97 м, протяженность от 200 до 4000 м. Удельный вес углей 1,320—1,173; в среднем 1,56. Угли относятся к марке ПЖ Донбасса. Месторождения законсервированы, запасы отнесены к забалансовым.

Кубанский угленосный район расположен в среднегорной части горного сооружения, на восточном фланге северного склона Центрального Кавказа, в пределах Лабино-Малкинской зоны прерывистой складчатости Северо-Кавказского краевого массива. В стратиграфическом отношении угленосными являются отложения хумаринской свиты общей мощностью до 850 м. Залегают они моноклинально, тектонически слабо нарушены. Угленосная хумаринская свита представлена песчаниками, алевролитами и аргиллитами с угольными пластами и редко с туфами андезито-дацитового состава. Угленосность хумаринской свиты неустойчивая как по выдержанности угольных пластов, так и по их строению, качеству угля и количеству. Здесь выделены и в различной степени изучены Хумаринское (I-6-14), Кубано-Малкинское (I-7-60), Картджюртское (I-7-85) и Подкумское (I-7-33) месторождения. Максимальное количество угольных пластов установлено на Кубано-Малкинском месторождении, из которых 4—6 достигают рабочей мощности. Строение рабочих пластов и простое и сложное. Мощность пластов невыдержанная. Все месторождения законсервированы.

Баксанский угленосный район расположен на восточном погружении Северо-Кавказского краевого массива. Контуры района эрозионные. Расположен он в междуречье Тызыл—Кестанты. Угленосными являются отложения той же хумаринской свиты, мощность которой здесь сокращается до 350 м, а вещественный состав остается неизменным. В пределах района выявлены Тызыльское (I-7-83) и Былымское (I-8-41) месторождения. Количество пластов колеблется от 1 до 7. Число пластов с рабочей мощностью достигает трех, из которых лишь один имеет мощность 0,8 м. Былымское ранее эксплуатировалось. Оба месторождения законсервированы.

Дагестанский угленосный район располагается на восточном фланге складчато-глыбового поднятия Восточного Кавказа. Угленосные отложения здесь обнажаются на склонах или в ядрах антиклинальных структур и представлены по литолого-стратиграфической номенклатуре карахской свитой, по составу мало чем отличающейся от хумаринской. В этом районе известно более 200 углепроявлений, большая часть которых сгруппирована в 12 месторождений: Датунское (III-11-28), Ункидское (III-11-47), Акушинское (III-12-20), Бугунчайское (III-12-21), Кара-Куркли (III-12-22), Улучай-Кайтагчайское (IV-12-1), Рубасчайское (IV-12-7), Хурсантельское (IV-12-8), Хиванское (IV-12-12), Лакское (IV-12-16), Архитское (IV-12-18) и Фирегское (IV-12-20). На каждом месторождении установлено по несколько пластов угля мощностью до 0,75 м, из которых некоторые периодически разрабатывались для нужд местной промышленности или использовались местным населением для отопления и в кузнечном деле. Изученность Дагестанского угленосного района в целом неравномерная, что позволяет дать обобщенную характеристику объектам угленакопления. Вскрытые пласты

угля характеризуются резкой фациальной изменчивостью и непостоянством их качеств. Все месторождения малые, законсервированы.

Торф. На площади работ известно одно месторождение торфа – Адлерское (на карте четвертичных образований).

Месторождение Адлерское (I-4-73) расположено в 2 км к юго-востоку от г. Адлер. Высота над уровнем моря 10 м. Известно с 1935 г. Торфяная залежь приурочена к 1-й аккумулятивной морской террасе, где подстилается пластичными глинами. Площадь залежи 216 га, промышленного контура – 77,3 га. Средняя мощность 0,93 м. Ботанический состав торфа древесный, с осокой и тростником. Основные показатели торфа: повышенная крошимость, степень разложения 40 %, средняя зольность 14,3 %, выделяемая энергия при сгорании от 4611,6 до 5050,4 кал. Торф отвечает кондиционным требованиям, но из-за сложных гидрогеологических условий месторождение не разрабатывается. Запасы в количестве 671 580 м³ не утверждались.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

В пределах описываемой территории зарегистрировано четыре разновозрастных месторождения железа и одно проявление хрома. Они относятся к различным генетическим типам и закономерно размещены в отдельных составных частях горного сооружения Большого Кавказа, которые выделяются в качестве самостоятельных металлогенических зон.

Железо. Железо обнаружено главным образом в остаточных и осадочных месторождениях и проявлениях киммерийской металлогенической эпохи. Они размещаются в границах Лабино-Малкинской тектонической зоны прерывистой складчатости. Здесь сосредоточено четыре месторождения. Железо-хром-никелевые руды Малкинского месторождения (I-7-41) парагенетически связаны с корой выветривания на ультрабазитах Малкинского серпентинитового массива. Бечасын-Бермамытское (I-7-78), Мало-Бамбакское (I-5-7) и Дигорское (II-8-49) месторождения представлены осадочными и осадочно-инфильтрационными оолитовыми рудами, приуроченными к песчано-глинистым отложениям юрского возраста. Все месторождения малые, законсервированы. Эксплуатируется только Бечасын-Бермамытское месторождение, руды которого используются в качестве минеральных красителей.

Хром. Хром в виде хромита образует рудопроявления магматического типа в некоторых массивах пород ультраосновного состава.

Проявление Беденское (I-5-22) расположено в Передовом хребте, в обоих бортах долины Бол. Лабы в 5 км к юго-востоку от устья р. Бескес. Оруденение приурочено к серпентинитам Беденского массива и представлено шлировыми скоплениями массивного хромита в виде гнездообразных и линзовидных тел. Простираение их северное (15–35°), падение вертикаль-

ное. Протяженность самого крупного тела 80 м, мощность 0,9–1,0 м. Выявлено 12 рудных тел. Содержание окиси хрома в них составляет 39–48 %. Запасы хромита – 600 т, из них 280 т добыто при разведке [54].

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. Медные и медьсодержащие месторождения и проявления приущи всем минерагеническим эпохам Кавказа. Собственно медные месторождения сосредоточены в основном в минерагенических зонах Передового хребта и Приводораздельной. В комплексе с другими металлами медь установлена также в минерагенических зонах Главного хребта и Самуро-Белореченской. Промышленное и потенциально промышленное медное оруденение Кавказа представлено 13 месторождениями и, в общем случае, разделяется на три типа – месторождения и проявления колчеданного семейства рудных формаций (медноколчеданная), гидротермально-метасоматические (колчеданно-полиметаллическая в гнейсовых и сланцевых толщах) и гидротермальные. Незначительное количество рудопроявлений относятся к скарновому (формация медно-цинковых скарнов) и молибден-медно-порфировому типам, а также к формации медистых песчаников.

Промышленно наиболее важными являются месторождения колчеданного семейства рудных формаций, размещающиеся в уран-золото-меднорудной минерагенической зоне Передового хребта (6). Здесь в междуречье Малки и Малой Лабы на протяжении около 200 км в границах раннегерцинских Теберда-Кубанского, Худесского и Урупо-Лабинского рудных районов размещены все основные колчеданные месторождения Большого Кавказа, а также большое количество зон гидротермально измененных пиритизированных пород с медным и цинковым оруденением.

Теберда-Кубанский меднорудный район (6.2) приурочен к Канделяр-Суарыкской структурно-формационной подзоне. Рудовмещающий комплекс подзоны представлен вулканитами контрастно дифференцированной риолит-базальтовой формации. В границах Теберда-Кубанского рудного района известны Даутское месторождение и множество проявлений меди.

Месторождение Даутское (I-7-90) расположено в левом борту р. Даут в области максимальных мощностей лав и пирокластических пород кислого состава даутской свиты. В структурном плане участок месторождения приурочен к южному крылу Даутской антиклинали субширотного простираения с падением пород на юг под углом 20–60°. Объект представлен многочисленными (более 40) небольшими телами цинково-медноколчеданных прожилково-вкрапленных руд с нечеткими границами, залегающими среди сульфидизированных метасоматитов хлорит-серицит-кварцевого состава. Они занимают участок размером 750 × 250 м. По падению отдельные тела прослежены на 535 м. Минеральный состав: пирит, халькопирит, сфалерит, редко теннантит, галенит, аргентит, барит, гематит. Содержания полезных компонентов в рудных телах составляют: медь – 2,27–3,64 %; цинк – 0,05–0,12 %; золото – 0,1–0,9 г/т; серебро – до 117 г/т. Запасы по категории C₁ + C₂ составляют: руды – 2,9 млн т, меди – 44,6 тыс. т и цинка – 17,8 тыс. т.

По уровню запасов меди месторождение относится к мелким. Проведенные на месторождении геологоразведочные работы позволяют предполагать увеличение мощности рудных тел с глубиной и наличие на глубине линз массивных медноколчеданных руд. При размерах прогнозной площади (1500–1700) г (700–800) м, глубине прогнозирования 500 м и среднем содержании меди 2,4 % прогнозные ресурсы меди по кат. P_2 – 400 тыс. т при 18 млн т руды. Целесообразна постройка поискового бурения на юго-западном фланге месторождения. Южная зона сульфидизации (левый борт р. Даут) представлена двумя полосами пиритизированных кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов мощностью 150 и 10 м, общий протяженностью около 2,5 км по туфам кислого состава даутской свиты с редкой вкрапленностью халькопирита, сфалерита, галенита, теннантита. Содержание (%) меди – до 0,04; свинца – до 0,1; золота – до 0,6 [147].

Худесский меднорудный район (6.3) в пространственном отношении совпадает с границами Картджуртской структурно-фациальной подзоны. Здесь расположено Худесское месторождение и три (I-7-84, 102, 103) проявления. Рудовмещающим комплексом является риолит-андезит-базальтовая, последовательно дифференцированная формация, представленная базальтами, андезитами, риолитами кызылкольской свиты и имеющая максимальную для всего Передового хребта; мощность до 2000 м.

Месторождение Худесское (I-7-95) расположено в верховьях р. Тохан. Медноколчеданные руды месторождения локализируются внутри двух рудоносных зон – Центральной (Главная залежь) и Промежуточной (Промежуточная залежь), представляющих собой цепь крупных тел кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов. Главные запасы медноколчеданных руд (94,8 %) сосредоточены в Главной залежи, представляющей собой крутопадающую линзу с общим падением к югу под углами 65–80°. Длина ее по простиранию 1060 м, по падению – 560 м, средняя мощность 33 м.

На месторождении выделяются три типа промышленных руд: медноколчеданный, медно-цинковый, колчеданный и серноколчеданный. В минеральном составе рудных тел преобладают пирит, халькопирит, мельниковит, марказит, сфалерит, борнит. Второстепенными минералами являются халькозин, самородная медь, куприт, темнацит, малахит, азурит, ковеллин, гематит, магнетит, самородное серебро и золото, хальконтит, электрум. В рудах месторождения отмечается большое количество промышленно ценных компонентов – меди, цинка, серы, золота, серебра, кобальта, селена, теллура и аксессуарных примесей – кадмия, индия, таллия, галлия, германия и висмута. Балансовые запасы меди [32] при среднем содержании 1,54 % составляют: по кат. $B + C_1$ – 388,2 тыс. т; по кат. C_2 – 127,4 тыс. т, что соответствует среднему месторождению. Кроме меди Государственным балансом по кат. $B + C_1$ утверждены запасы серы – 14 997,8 тыс. т при среднем содержании 51,12 %, цинка – 269,8 тыс. т (0,84 %), по кат. C_2 золота – 26 585 кг (0,869 %), селена – 9856 т (88,0 г/т), теллура – 2234 т (50,0 г/т), серебра – 347,6 т (11,36 г/т), кобальта – 7076 т (0,02 %). Кроме того, с баланса сняты и переведены в забалансовые запасы индия (85,3 т, среднее 2,5 г/т) и германия (51,2 т, среднее 1,5 г/т). Месторождение законсервировано и является Государственным резервом.

Промышленный интерес представляет рудная зона б. Колчеданной, а также Кызылкольская и Восточная залежи, располагающиеся на 1–2 км

Худесского месторождения на юго-восточном продолжении Центральной рудоносной структуры. Вмещающими породами здесь являются толщи вулканитов различного состава кызылкольской свиты. Рудные тела непосредственно залегают в пиритизированных кварц-хлорит-серцитовых метасоматитах и представлены массивными (медно- и серноколчеданными, медно-цинковоколчеданными) и вкрапленными разностями. Минеральный состав руд – пирит, халькопирит, сфалерит [147].

Уруп-Лабинский меднорудный район (6.1) расположен в междуречье Урупа и М. Лабы. Медноколчеданное оруденение локализовано в девонских вулканогенных отложениях, представленных базальтовыми порфиритами, андезитовыми порфиритами, кварцевыми альбитофирами, туфами, туффитами и кремнистыми сланцами. В пределах рудного района известно шесть промышленных медноколчеданных месторождений – Урупское (I-6-19), Власинчихинское (I-6-16), Первомайское (I-6-15), Скалистое (I-6-11), Бескесское (I-5-27), Быковское (I-5-33) и ряд проявлений (I-6-12, 13, 18). Из них эксплуатируется только Урупское, остальные рентабельны только при наличии льгот.

Наиболее изучено Урупское (I-6-19) месторождение, которое располагается в южном крыле крупного брахиантиклинального поднятия. Структура месторождения в общем моноклиальная, но осложнена системой пострудных продольных складок и гравитационных сбросов. Промышленное медное и цинковое оруденение представлено многократно пережимающейся согласной пластовой залежью сплошных колчеданных руд, а также в виде мелких тел прожилково-вкрапленных сульфидных руд. Рудовмещающий вулканогенно-осадочный комплекс дифференцирован на нижнюю эффузивную (диабазы, риолиты) и верхнюю туфогенно-осадочную (туфы среднего и кислого состава, кремнистые сланцы) толщи. Рудная залежь контролируется контактом между этими толщами. Главное рудное тело месторождения представляет собой тесную ассоциацию согласно залегающих отдельных колчеданных линз и пластов нескольких типов: серно-, медно- и медно-цинковоколчеданных сплошных, слоистых медноколчеданных, медно-свинцово-цинковых кремнисто-колчеданных, прожилково-вкрапленных и рудных микрокварцитов. Медноколчеданные руды являются главным типом промышленных руд. Состоят из пирита (до 80 %), халькопирита (10–50 %), борнита (до 30 %), примеси сфалерита, блеклых руд, а также кварца, карбоната и хлорита. Средние содержания полезных компонентов по месторождению: Cu – 2,71 %, Zn – 1,33 %, Ag – 37,42 г/т, Au – 2,42 г/т. Запасы [84]: Cu – 581,8 тыс. т, Zn – 258,8 тыс. т, Ag – 952,9 т. Генезис месторождения вулканогенно-осадочный, по размерам оно относится к средним [155].

В пределах Приводораздельной меднорудной минерагенической зоны (9) выделяются рудные районы с колчеданным оруденением: на северо-западе – Лауро-Головинский, на юго-востоке – Аваро-Андийский и Ахтычайский.

Лауро-Головинский прогнозируемый меднорудный район (9.1) Приводораздельной минерагенической зоны располагается на северо-западном окончании Большого Кавказа в его водораздельной части и протягивается от верховьев р. Бол. Лаба на востоке до р. Шахе на западе. В его объеме выде-

ляются Лаурское и Головинское поля минерализации с наложенным медно-пирротиновым, скарновым и медно-полиметаллическим оруденением. Район располагается на юго-восточном погружении Чугушского поднятия и сложен вулканогенно-осадочными осадками нижней и средней юры.

Лаурское поле минерализации объединяет 13 рудных зон, наиболее крупными из которых являются Лаурская (I-5-48) и Бзерпинская (I-5-49). Минеральный состав всех рудных зон Лаурского поля минерализации отличается простотой. Основными рудными минералами являются пирит, халькопирит, сфалерит и марказит, второстепенными – галенит, пирротин, мельниковит и арсенопирит. Жильные представлены кварцем, кальцитом и хлоритом, реже – баритом и серицитом. Оруденение бедное. Кроме меди, цинка и свинца установлены никель, кобальт, молибден, вольфрам, висмут, кадмий, олово.

Головинское поле минерализации объединяет многочисленную группу медно-пирротиновых и медно-цинковых скарновых рудопроявлений, локализованных в толще глинистых сланцев нижнего и среднего лейаса, пермских осадочных пород и метаморфических пород протерозоя, прорванных дайками основного, среднего и кислого состава. В структурном отношении все они контролируются надвигом Главного хребта. Представлены гнездовидными и линзовидными телами скарнов с вкрапленностью пирротина, халькопирита, пирита, галенита и сфалерита.

Гидротермальный тип оруденения представлен многочисленной группой комплексных медьсодержащих жильных полиметаллических и кварц-халькопиритовых месторождений и проявлений, районированных в Самуро-Белореченской минерагенической зоне. Проявления медистых песчаников известны в Горной Осетии в верховьях рек Гизельдон и Баддон. Молибден-медно-порфиновый тип оруденения пространственно и генетически связан с интрузиями гранодиорит-порфиров теплинского комплекса и известен в Горной Осетии.

В *Аваро-Андийском прогнозируемом меднорудном районе* (9.2) известно 27 рудопроявлений (III-10-7; 8; 10; 11; 12; 13; 14; 17; 18; 19; 20; 22; 24; 30; III-11-66; 67; 68; 69; 70; 71; 72; 73; IV-11-8; 9; 10; 13; 14). Оруденение сосредоточено в зонах брекчирования и окварцевания и представлено линзами массивных колчеданов, иногда сопровождающихся штокверками прожилково-сетчатых руд. По минеральному составу выделяются пиритовые, пирит-халькопиритовые, пирротин-халькопиритовые и галенит-сфалеритовые руды. Преобладают пирит-пирротин-халькопиритовые. Содержание меди в рудах колеблется от 0,01 до 4,80 %; кобальта – от 0,002 до 0,070 %; цинка – от 0,01 до 0,23 %; свинца – от 0,01 до 0,20 %. Большинство проявлений изучены недостаточно и из-за низких содержаний меди, кобальта, свинца и цинка, а также небольших размеров рудных тел оценены как с неясными перспективами.

Ахтычайский меднорудный район (9.3) расположен в водораздельной части Главного хребта в бассейне рек Ахтычай и Самур. Для этого района характерно развитие песчано-глинистых отложений верхнего аалена, в том числе продуктивной на колчеданное оруденение кызылдеринской толщи. В границах района известно промышленное месторождение Кызыл-Дере и семь (IV-12-37, 38, 44, 45, 48, 55, 56) проявлений с медным и свинцово-

цинковым оруденением, относящимся к медноколчеданной и медно-кварц-сульфидной формациям.

Месторождение Кызыл-Дере (IV-12-52) располагается на южном крыле Шахнабад-Мазинского антиклинория, и приурочено к лежащему боку Ахтычайского разлома. Локализовано в песчано-сланцевых отложениях верхнего аалена (кызылдеринская толща), характеризующихся глинистым (70–80 %) составом и наличием значительного количества сингенетического пирита. На месторождении устанавливается относительно крупная синклиальная складка северо-западного простирания (II и III порядков) с размахом крыльев 1,5–2,0 км. Синклиналь осложнена многочисленными тектоническими нарушениями и складками более высокого порядка. Разрывные нарушения образуют системы северо-западного, субширотного, северо-восточного и субмеридионального простираний. Преобладают северо-западные (300–330°) круто падающие на юго-запад разрывы, сопровождаемые зонами смятия и дробления пород с кварцевой, хлоритовой, карбонатной и сульфидной минерализацией. Субширотные разломы близки к ним по морфологии и характеру минерализации. Субмеридиональные – редкие, малоамплитудные и затухают по простиранию. На поверхности месторождения в бортах ущелья р. Кызыл-Дере отмечены узкие, сжатые просадки в рельефе, связанные с зонами окисления рудных тел. Глубина зоны окисления от 20 м – на западном берегу, до 120 м – на восточном. В этой зоне – бурые железняки, кварцевые сыпучки с ярозитом и реликтами первичных сульфидных руд. Ниже зоны окисления над Правобережной залежью развита зона вторичного сульфидного обогащения из халькозиновых руд, имеющая глубину распространения до 35 м.

Рудные тела месторождения представлены несколькими линзами массивных колчеданных руд протяженностью до 1500 м, при мощности 50–100 м, кулисообразно расположенными, склоняющимися и погружающимися к северо-западу. Они имеют общее простирание (290–310°) и падение, близкое к вертикальному. Правобережное рудное тело состоит преимущественно из халькопирит-пирротиновых руд, богатых в центре залежи и более бедных (с пиритом) по периферии. Левобережное тело в основном объеме представлено этими же рудами, в верхах – сфалерит-пиритовыми с халькопиритом и галенитом, в лежащем боку – серноколчеданными, практически без полиметаллической минерализации. Аналогичные серноколчеданные руды, обогащенные сфалеритом или галенитом, слагают верхние части слепых рудных тел – Северного, Южного и Нового. По текстурным особенностям минеральных агрегатов выделяются массивные и прожилково-сетчатые руды. Первые составляют основную массу рудных залежей, вторые – оконтуривают массивные руды либо образуют отдельные блоки внутри них. По составу среди прожилково-сетчатых руд установлены кварц-пиритовые, кварц-халькопиритовые, халькопирит-пирротиновые, пирротиновые и пиритовые разновидности.

Содержания основных компонентов руд изменяются: меди – 0,33–9,95 %; цинка – 0,06–2,10 %; свинца – 0,01–0,05 %; кобальта – 0,001–0,032 %; серы – 28,68–44,80 %; золота – 0,1–0,2 г/т и серебра – 3,00–5,62 г/т. Околорудные изменения вмещающих пород выражены в превращении на отдельных участках глинистых терригенных отложений в кварцитовидные, серицит-кварце-

вые, кварц-хлоритовые, кварц-хлорит-серицитовые породы с вкрапленностью и прожилковыми образованиями пирита, пирротина и халькопирита. Мощность ореола прожилковой минерализации в подрудной части достигает 20–40 м, висячем боку и к флангам залежей сокращается до нескольких метров. Границы распространения метасоматических изменений примерно совпадают с ореолом прожилковой минерализации. Запасы месторождения Кызыл-Дере по категории В + С₁ + С₂ составляют: руды – 48,6 млн т, меди – 1174 тыс. т, цинка – 84,4 тыс. т, кобальта – 20 тыс. т, серы – 24 млн т. Месторождение среднее, законсервировано [155].

Свинец, цинк. Свинец и цинк образуют самую многочисленную группу месторождений и проявлений. Большинство известных месторождений сосредоточены в восточной части Центрального Кавказа и относятся к свинцово-цинковому жильному (садонскому) геолого-промышленному типу, и лишь отдельные месторождения (Буронское, Лабагом и др.) некоторые исследователи относят к полиметаллически-колчеданному типу.

Формирование полиметаллического оруденения происходило в каждую из выделенных на Кавказе металлогенических эпох. Наиболее продуктивным является киммерийский этап, который вместе с герцинским образует основные металлогенические зоны: Самуро-Белореченскую, Черек-Кубанскую и Приводораздельную.

Самуро-Белореченская медно-полиметаллическая минерагеническая зона (8) приурочена к южному краю складчато-глыбового поднятия Главного хребта, охватывая площадь выходов кристаллических пород и ниже-среднеюрских пород осадочного чехла (Восточного Кавказа, Адайхох-Дарьяльской, Дигоро-Осетинской, Архыз-Гузерицкой и Псеашхинской структурно-формационных зон). Она объединяет самую многочисленную группу киммерийских жильных полиметаллических месторождений и проявлений. В составе минерагенической зоны выделяются четыре рудных района – Садонский в центральной части, Софийский и Чугушский на западе, Хаснат-Тюалойский на востоке Большого Кавказа и Курушский рудный узел на юго-востоке.

Садонский медно-полиметаллический рудный район (8.3) объединяет большую группу полиметаллических месторождений и проявлений, характеризующихся однотипностью рудоконтролирующих структур, стадий минерализации, морфологии рудных тел и возраста оруденения. В его составе разными исследователями выделяется от шести до десяти рудных зон. Здесь выявлено 11 месторождений, 28 рудопроявлений свинца и цинка, пространственно объединенных в Садоно-Унальскую, Фиагдонскую и Архми-Ассиновскую рудные зоны, Фаснал-Казатхохский рудный узел, Донифарское рудное поле. Все рудные объекты относятся к свинцово-цинковому жильному (садонскому) геолого-промышленному типу. Генезис свинцово-цинкового оруденения гидротермальный. На карте показаны минерагенические таксоны до ранга рудного узла.

Садоно-Унальская рудная зона включает в себя Садонское и Архон-Холстинское рудные поля. В пределах зоны расположено Садонское (II-9-22), Згидское (II-8-67), Архонское (II-9-26), Октябрьское (II-9-27), Холстинское (II-9-28), Левобережное (II-9-24) и Джимидонское (II-9-29) месторождения.

К настоящему времени в разведочно-эксплуатационном состоянии находятся два месторождения (Джимидонское, Архонское). Остальные законсервированы либо отработаны. Перспективы промышленного использования при дальнейшем изучении может иметь месторождение Джимидон.

Месторождение Джимидон (II-9-29) приурочено к южной части Джимидонского блока Садоно-Унальского горста. Рудная зона Бозанг занимает западную часть Джимидонского рудного поля. В его восточной части расположена Восточно-Джимидонская рудоносная зона. Обе зоны, обнаруживая общность структурной позиции, образуют собственно Джимидонское месторождение. Основные запасы полиметаллических руд заключены в главной зоне (Бозанг), которая по результатам проведенных работ прослежена по простиранию на 1000 м. Положение зоны в целом характеризуется субмеридиональным (северо-восточным) простиранием и крутым (от 75 до 88°) падением, меняющимся по простиранию с восточного на западное. Линейный характер зоны осложняется серией субширотных поперечных нарушений, по которым рудоносная структура разобщена на отдельные сегменты. Большой своей частью основное рудное тело локализовано среди кристаллических сланцев и амфиболитов джимидонского метаморфического комплекса позднего протерозоя. В меньшей степени оно отмечается среди гранит-порфиров, где промышленное оруденение в настоящее время установлено только в их апикальной части. В северо-восточном направлении оруденение достигает кровли джимидонского комплекса, перекрытого конгломератами базального горизонта и вулканитами садонской свиты. На отдельных участках полиметаллическая минерализация проникает и в конгломераты, где концентрируется в метасоматических зонах прожилкового и гнездово-вкрапленного типа оруденения.

Среди вулканитов садонской свиты сульфидная минерализация представлена маломощными, быстро выклинивающимися прожилками. В пределах зоны повсеместно развито массивное сфалеритовое и пирит-сфалеритовое оруденение, включающее гнезда и «струи» крупнокристаллического галенита. Среднее содержание по месторождению свинца – 2,39 %, цинка – 5,65 %, меди – 0,43 %, серебра – 20,86 г/т, золота – 0,07 г/т. Запасы на Восточном фланге по категории C_2 : руды – 316,953 тыс. т, свинца – 6,180 тыс. т, цинка – 17,714 тыс. т, меди – 1,243 тыс. т, серебра – 47,7 т. Запасы по участку Бозанг составляют по категории $C_1 + C_2$ (тыс. т): руды – 1116,173, свинца – 32,968, цинка – 89,05, меди – 6,156. Общие запасы по месторождению Джимидон составляют по категории $C_1 + C_2 + C_2$ (тыс. т): руды – 1433,126; свинца – 39,149; цинка – 106,764; меди – 7,393. Запасы попутных компонентов по категории $C_1 + C_2$: серебра – 302,18 т, золота – 24,0 кг [146].

Фиагонская рудная зона. В пределах зоны расположено четыре месторождения: Ханикомское (II-9-32), Какадурское (II-9-33), Кадатское (II-9-31) и Хампаладагское (II-9-30) (фиагонский тип оруденения), а также восемь проявлений. Месторождения мелкие, законсервированы. Совместные запасы Какадур-Ханикомской группы месторождений составляют по категории $A + B + C_1 + C_2$: руды – 8625 тыс. т, Pb – 148,4 тыс. т, Zn – 141,9 тыс. т, Bi – 368,7 т, Ag – 113,8 т, Au – 12,52 т, при средних содержаниях свинца – 1,95 %, цинка – 1,95 %, висмута – 0,0043 %, серебра – 14,02 г/т, золота – 0,292 г/т [146].

Совместные запасы месторождений Кадат и Хампалодагского по категории А + В + С₁ + С₂: руды – 6700 тыс. т, Pb – 87 тыс. т, Zn – 165,9 тыс. т, Bi – 603 т, Ag – 131,0 т при средних содержаниях свинца – 1,19 %, цинка – 2,45 %, висмута – 0,009 %, серебра – 19,59 г/т [146].

Армхи-Ассиновская рудная зона расположена в восточной части Дигоро-Осетинской тектонической зоны, в пределах Бейнинского и Фиагдон-Ассинского тектонических блоков. Группа из семи свинцово-цинковых рудопроявлений образует здесь четко выраженную узкую полосу широтно-го простирания, протягивающуюся от р. Терек на западе до р. Аргун на востоке. Все рудопроявления имеют одинаковый минеральный состав, залегают в однообразных песчано-глинистых породах зинцарской свиты, в однотипных структурах и являются разновозрастными образованиями. Рудопроявления локализованы в малоамплитудных разрывах северо-западного и меридионального простирания. Длина минерализованных зон до 3 км при мощности, меняющейся от первых метров до 100 м. Рудоносные зоны представляют собой скопления трещин, расположенные под значительным углом к слоистости и выполненные жильными и рудными минералами. При многочисленности трещин и различной их ориентировке жильная рудоносная зона может переходить в зону брекчирования. Тела минерализованных брекчий имеют линзообразную форму. Мощность линз 1–3 м, реже 5–8 м. Мощность жил не превышает 1–2 м. Главными рудными минералами являются пирит, галенит и сфалерит, жильными – кварц и кальцит. Второстепенными можно назвать арсенопирит, халькопирит, марказит, сидерит, диккит, хлорит.

Поисково-оценочные работы на рудопроявлении Гули (II-10-13) не дали положительных результатов, тем не менее широкое развитие гидротермальных образований, свидетельствующее об интенсивности гидротермальных процессов, и низкотемпературный облик гидротермальных жил, обнажающихся на поверхности, не исключает возможности наличия на глубоких горизонтах промышленных руд [146].

В междуречье Чегем–Урух в пределах Казатхох-Смадихохского и Фаснальского рудных полей расположено пять мелких месторождений: Фаснальское (II-8-62), Стуризда (II-8-61), Демонзагатское (II-8-65), Вакацкое (II-8-60), Галиатское (II-8-63) и 15 проявлений свинца и цинка. Месторождения частично отработаны, частично законсервированы из-за малых запасов свинца и цинка и недоизученности. Оруденение представлено жильной свинцово-цинковой формацией. Локализовано в гранитах фаснальского комплекса. Средние содержания (%): свинца – 3,98, цинка – 2,62. Суммарные запасы полиметаллов по четырем месторождениям (тыс. т): руды – 158,9, свинца – 4,5, цинка – 3,7. Типичным представителем является Фаснальское месторождение.

Месторождение Фаснальское (II-8-62) локализовано в гранитах фаснальского комплекса и представлено несколькими кварц-сульфидными жилами, из которых основными являются жилы № 1, 2, 3. Жила № 1 имеет северо-восточное простирание (45–55°) и крутое юго-восточное падение. Разведано по простиранию на 325 м, по падению – на 360 м. Мощность от 0,1 до 1,5 м, в среднем 0,54 м. Среднее содержание (%): свинца – 3,03, цинка – 2,19. Жила № 2 – субмеридиональная, падение крутое восточное. Раз-

ведана на 125 м по простиранию и 225 м — по падению, средняя мощность 0,42 м. Содержание (%): свинца — 4,14, цинка — 3,49. Жила № 3 имеет северо-восточное простирание, вскрыта на 5 м, среднее содержание (%): свинца — 4,79, цинка — 2,18 при средней мощности 0,7 м. Минеральный состав рудных жил: пирит, марказит, пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит, кварц, карбонат, хлорит, серицит. По трем жилам запасы (тыс. т): руды — 76,7, свинца — 2,6, цинка — 2,0. Месторождение частично отработано [145].

В пределах Донифарского рудного поля расположено одно месторождение (Тоторс) и 10 рудопроявлений свинца и цинка. Оруденение представлено двумя генетическими типами: гидротермальными кварцевыми и кварц-карбонатными жилами с гнездово-прожилковой минерализацией галенита, сфалерита, пирита и гидротермально-метасоматическими зонами кварц-хлоритовых и кварц-гидрослюдистых метасоматитов с рассеянной вкрапленностью и линзовидными скоплениями пирита, галенита, сфалерита и халькопирита. Примером первого типа оруденения могут служить рудопроявления Мессина, Бакалагы-Рабын, Вазахохское и др. Примером второго типа — рудопроявления Ардаркол-II, Заозерное и др. Практического значения они не имеют. На месторождении Тоторс представлены оба генетических типа оруденения.

Месторождение Тоторс (II-8-50) известно с 1903 г. Изучалось в период с 1933 по 1990 г. В 1963 г. проведены поисково-разведочные работы. Месторождение представлено 10 субпараллельными рудными зонами. Главной является рудная зона № 1, залегающая в северной части участка. Зона разведана на 1700 м по простиранию. В ней выделено семь разобнесенных рудных тел протяженностью от 10 до 35 м. Длина безрудных интервалов от 10 до 80 м. Минеральный состав рудных тел: сфалерит, халькопирит, пирротин, жильный кварц, карбонат, эпидот, хлорит. Содержание: свинца — 4,05 % цинка — 4,82 %. С глубиной интенсивность оруденения убывает. Вмещающими породами являются кристаллические сланцы и гнейсы кти-тебердинской свиты, а на восточном фланге — глинистые сланцы и алевролиты плинсбах-тоарского возраста. Запасы категории $C_1 + C_2$ по сумме свинца и цинка составляют 27,4 тыс. т при средних содержаниях: свинца — 92, цинка — 2,26 %.

Прогнозные ресурсы, подсчитанные по Донифарскому рудному полю, по категории P_2 (тыс. т): свинца — 73,6, цинка — 124,2, меди — 3,7. Рекомендуется доизучение западного и восточного флангов месторождения [145].

Западнее Садонского рудного района располагается *Штулу-Харесская рудная зона*, в пределах которой известно одно мелкое месторождение (Уллу-Чиранское) и ряд рудопроявлений свинца, цинка и меди. Оруденение приурочено к зонам дробления субширотного, северо-западного и северо-восточного простирания и концентрируется, как правило, в замковых частях линейных антиклинальных складок.

Месторождение Уллу-Чиранское (II-8-48) расположено на западном фланге Штулу-Харесской рудной зоны. На его площади в 15 км² выявлены 92 рудные жилы, преимущественно северо-западного простирания с падением на северо-восток под углом 50–90°. На месторождении выделяется три участка: западный (южный склон горы Кельбаши), центральный (склон пика Семеновского) и восточный (южный склон горы Дыхтау). Орудене-

ние локализовано в плагиогранитах и гнейсах, а на участке Кельбаши — в юрских песчано-глинистых породах. Рудная минерализация представлена пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, висмутином, арсенопиритом, пиритом, магнетитом. Содержания полезных компонентов от жилы к жиле очень изменчивы (%): свинца — от 0,02 до 9,03, цинка — от 0,02 до 0,66, меди — от 0,02 до 1,31. Повсеместно отмечаются повышенные содержания висмута — до 0,54 %. Суммарные запасы по всем жилам по категории С₂ (тыс. т): свинца — 12,2, цинка — 16,2, меди — 10,7.

Говоря о возможном промышленном значении Уллу-Чиранского полиметаллического месторождения, следует учитывать его крайне неблагоприятные горнотехнические условия и расположение его на территории Госзаповедника [145].

Хаснат-Тюалойский прогнозируемый меднорудный район (8.4). Северная граница района проходит по Сагадино-Уруджскому разлому. На восток, запад и юг площадь района уходит за пределы России. Пространственно рудный район совпадает с восточным флангом Казбекского диабазового пояса, охватывая территорию междуречья Асса—Шароаргун.

Проявления (III-10-3, 4) представлены прожилково-вкрапленным халькопирит-галенит-сфалеритовым оруденением в зонах брекчирования мощностью от 1–2 до 10 м и протяженностью от первых сотен до 500 м. По простиранию зоны иногда переходят в линзы колчеданных руд и горизонты пирит-марказитовых конкреций. Содержание меди в рудах колеблется от 0,4 до 2 %; цинка — до 1,4 %; свинца — до 0,75 %. Промышленного значения не имеют.

Курушский прогнозируемый медно-полиметаллический рудный узел (8.0.1) объединяет группу месторождений и проявлений восточного звена Самуро-Белореченской минерагенической зоны. Здесь, на площади около 200 км² располагается ряд мелких месторождений и несколько десятков проявлений свинца и цинка, наиболее исследованными из которых являются Курушское (V-12-6), Скалистое (V-12-8), Джиг-Джигское (V-12-1). В структурном отношении рассматриваемая площадь является юго-восточным окончанием антиклинория Главного хребта и, в частности, Шахнабат-Мазинской антиклинали, разбитой многочисленными разломами. Крупнейшими из них являются Главный Кавказский (Ахтычайский), ограничивающий район с юга, Гляратинский и Фалфанский. Разломами второго порядка рудный район разбит на ряд узких блоков (антиклиналей) северо-западной ориентировки. Выделяемые в районе рудные поля приурочены к этим горстоподобным блокам. Положение отдельных месторождений и рудопроявлений контролируется разломами северо-западного (290–315°) простирания. Рудный район сложен породами аспидной формации, представленной аргиллитами, алевролитами и печаниками тоарского и ааленского возраста. Известны также дайки диабазов, ориентированных в общекавказском направлении. Месторождения и проявления представляют собой рудоносные зоны — скопления жил и прожилков в дробленной зоне, реже жилы массивных руд. Они не выдержаны по простиранию, часто образуют раздувы и пережимы. Их протяженность варьирует от нескольких метров до 3,5 км, мощность — от 0,2 до нескольких метров. Генезис оруденения гидротермальный. Наиболее перспективными для поста-

новки поисковых работ являются Курушский, Джиг-Джигский и Хал-Туркильский участки.

Чугушский прогнозируемый медно-полиметаллический рудный район (8.1) располагается на западном окончании выходов кристаллического фундамента, в пределах одноименного поднятия и перекрывающих ниже-среднеюрских осадков Псеашхо-Гузериписьской СФЗ. В границах района известна довольно многочисленная группа рудопроявлений свинца и цинка, локализованных в разнообразных литологических комплексах от протерозоя до средней юры (I-4-2, 3, 6, 7, 13–15). Большинство полиметаллических проявлений и пунктов минерализации локализуется в доюрских породах в непосредственной близости от контакта с юрой. Оруденение иногда затрагивает и юрские отложения. Рудовмещающими в основном являются тектонические нарушения, оперяющие крупные разломы северо-западного простирания. Отмечено выклинивание по падению рудных тел, локализованных в доюрских породах. Мощность тектонических зон, контролирующих оруденение, достигает 20–25 м, мощность рудоносных жил не превышает 1 м. Минеральный состав руд сравнительно прост – пирит, галенит, сфалерит, редко халькопирит и пирротин. Жильные минералы представлены кварцем, карбонатом и баритом. Жилы, как правило, крутопадающие, не выдержанные по простиранию и падению. Содержания свинца и цинка в рудах обычно составляют, соответственно, 0,3–0,5 и 0,5–0,8 %, крайне редко достигают 4,69 % (свинец) и 8,0 % (цинк) [132]. Промышленного значения не имеют.

Софийский прогнозируемый медно-полиметаллический рудный район (8.2) располагается в пределах выходов кристаллического фундамента в одноименном поднятии Главного хребта в верховьях Бол. и Мал. Лабы. Свинцово-цинковое оруденение аналогично описанному в Чугушском рудном районе, контролируется разломами вблизи интрузий Санчаро-Кардывачского комплекса и даек Лаурско-Казбекско-Кохетинского комплекса (I-5-67; I-6-32, 40). Мощность жил и зон колеблется, обычно, от нескольких сантиметров до 1 м, изредка превышая эту цифру, протяженность – от нескольких до десятков, а иногда и первых сотен метров. Содержание свинца и цинка большей частью не превышает 1 %, иногда достигая, соответственно, 17–18 и 7–12 %. Основными рудными минералами являются галенит, сфалерит и пирит, гораздо реже встречается халькопирит. На некоторых объектах установлены довольно высокие содержания серебра и золота. Промышленного значения оруденение свинца и цинка не имеет.

Вольфраморудная минерагеническая зона Главного хребта (7). Полиметаллические месторождения сосредоточены в Балкаро-Осетинском (7.3) и Лабино-Аксаутском (7.1) рудных районах и Буронском рудном узле, причем большинство промышленных месторождений располагаются в границах Буронского рудного узла. Они представлены группами специфических месторождений и рудопроявлений спорного генезиса, в числе которых Буронское (II-9-35), Здидаг (II-8-59), Бетлучи (II-8-56), Лабагом (II-9-36), Старо-Цейское (II-8-78). В своей основе они представляют собой зоны метасоматически измененных пород (кварц-хлоритовых, кварц-хлорит-эпидитовых, кварц-гидрослюдистых метасоматитов) с колчеданно-полиметаллической минерализацией, сформированные

в экзоконтактовой зоне среднепалеозойских плагиигранитов белореченского комплекса и иногда формирующих линзовидные тела колчеданно-полиметаллических руд (Буронское месторождение). Их характерными признаками являются гранобластические и колломофные структуры руд, аномальная олово-золотоносность (до 20 г/т), наличие рудных столбов. В качестве примера приводится описание месторождения Бурон.

Месторождение Буронское (II-9-35) располагается в пределах Бурон-Саухохского рудного поля. Месторождение имеет черты как медноколчеданной, так и медно-полиметаллической формации и поэтому отнесено к сложному, переходному типу. Локализуется в буронском метаморфическом комплексе верхнего протерозоя, сложенном кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, гнейсами, амфиболитами, кварцитами и кварц-слюдистыми графитизированными сланцами. Приурочено к мощной зоне смятия. Оруденение размещается в участках дробления, развитых в местах изгибов зоны смятия по простиранию и падению, иногда в зонах межпластовых отслоений. Характерно также развитие оруденения на пересечении поперечных дорудных нарушений субмеридионального пространства с трещинами межпластовых отслоений, где образуются мощные рудные столбы.

Главное рудное тело представляет собой сложную линзообразную залежь, состоящую из кулисообразных, заходящих друг за друга, сближенных субширотных линз и трех обособленных линз. На поверхности залежь имеет два выхода. Один из них представлен окисленными, а второй – пирит-пирротиновыми рудами. Общая протяженность Главного рудного тела 500 м, по падению – 350 м. Средняя мощность залежи 7,5 м, наибольшая – 30 м. Углы падения крутые, от 20 до 50°. По восстанию и падению залежь утоняется и переходит в шов с пирит-пирротиновым оруденением. Размеры отдельных линз от 30–50 до 150 м. Они соединяются между собой проводниками мощностью до 0,5 м или зонами вкрапленных руд. Выделяется два типа руд: массивные пирит-пирротинового состава со свинцово-цинковой вкрапленностью (буронский тип) и прожилково-вкрапленные свинцово-цинковые руды в кварц-карбонатных жилах (садонский тип). Помимо этого, выделяются массивные сфалеритовые руды, пирротиновые и халькопирит-пирротиновые. Среднее содержание основных и сопутствующих компонентов: цинк – 6,42 %, свинец – 2,4 %, медь – 1,49 %, олово – 0,14 %, серебро – 37 г/т, висмут – 0,014 %, индий – 55 г/т, галлий – 17 г/т, селен – 9,6 г/т, таллий – 2,5 г/т. Запасы по месторождению на 1.01.1999 г. составляют: цинка – 18,5 тыс. т, меди – 4,3 тыс. т, свинца – 6,9 тыс. т, олова – 124,8 т, серебра – 5,9 т [146].

Черек-Кубанская золоторудная минерагеническая зона (5) представляет собой четко ограниченную структуру с палеозойским и мезозойским свинцово-цинковым оруденением кварц-карбонат-полиметаллической рудной формации. Палеозойские структуры и породы зоны перекрыты моноклиально залегающими осадками юры, и лишь на юго-западе палеозойские и более древние образования вскрыты долинами Баксана, Гижгита, Малки, Мушта, Кубани. В этих эрозионных окнах, локализуясь только в доюрских породах, располагаются свинцово-цинковые месторождения. Здесь известно три месторождения: Эльбрусское (уч. Даутский I-7-73, уч. Каку I-7-74, уч. Центральный I-7-75, уч. Худесский I-7-76),

Муштинское (I-7-62), Тызыльское (I-7-82) и ряд рудопоявлений свинца и цинка, в общем случае объединяющиеся в *Эшкакон-Подкумский* (5.0.1) и *Эльбрусский* (5.0.3) *рудные узлы*. Эльбрусское месторождение отработано, остальные являются нерентабельными и законсервированы.

Месторождение Тызыльское (I-7-82) располагается в долине одноименной реки в эрозионном окне палеозойских пород среди юрских отложений. В структурном плане месторождение приурочено к зоне сопряжения Бечасынского антиклинория и Хасаутской синклиналиной зоны, где предполагается наличие разлома северо-западного простирания, инъецированного серпентинизированными гарцбургитами. Месторождение приурочено к узлу пересечения указанного разлома и поперечной ему системы нарушений, трассирующих р. Тызыл. В центральной части узла обнажается интрузия мусковитовых гранитов, прорывающая кристаллические сланцы. Она сопровождается жилами гранит-аплитов и аплитов. Рудные тела залегают в гранитах, серпентинитах и во вмещающих их кристаллических сланцах, причем в последних они выклиниваются. Они представляют собой жилы, линзы, серии жил кварцевого, кварц-карбонатного состава с сульфидами, зоны брекчий, цементированные жильными и рудными минералами. Наиболее богатыми являются те, что локализованы в гранитах и серпентинитах.

Всего выделяется 15 рудоносных зон. Наиболее крупные из них прослеживаются на первые километры и на сотни метров по падению. Ориентировка рудоносных зон северо-восточная, субмеридиональная и северо-западная. Минеральный состав: главные – сфалерит, галенит, пирит, кварц, кальцит; второстепенные – халькопирит, марказит, арсенопирит, пирротин, блеклая руда, хромит, барит. Запасы: свинца – 36,5 тыс. т, цинка – 68,1 тыс. т (Савин, 2001). Месторождение относится к забалансовым [147].

Мезозойское полиметаллическое оруденение свинцово-цинковой жильной формации сосредоточено в границах *Хуламского золоторудного узла* (5.0.4) и представлено золотополиметаллическим месторождением Безенги (Радужное) (II-8-16), расположенным в среднем течении р. Черек Безенгийский.

Полиметаллические проявления (III-10-9, 15, 16, 21, 23, 25–29, 31–33; IV-11-17, 20; IV-12-44, 45, 48) Приводораздельной меднорудной минерагенической зоны (9) сосредоточены в основном в ее восточном сегменте. Оруденение представлено гидротермальными кварцевыми и кварц-карбонатными жилами с гнездово-прожилковой минерализацией галенита, сфалерита, пирита и халькопирита свинцово-цинковой жильной формации. Руды распространены в стратиграфическом интервале от плинсбах до низов верхнего аалена включительно. Рудные жилы протяженностью до 100 м и мощностью не более 1 м. Оруденение контролируется крупными разломами северо-западного простирания. Рудные жилы локализуются не в самих разломах, а в оперяющих их трещинах, преимущественно со стороны лежачего бока. Содержание (%) свинца – 0,02–0,54; цинка – 0,03–2,2; меди – до 0,6. Полиметаллическое оруденение Приводораздельной минерагенической зоны характеризуется мелкими проявлениями и практического значения не имеет.

Альпийская минерализация уран-полиметаллической минерагенической зоны Скалистого хребта (3) известна в грани-

цах Кубань-Баксанского и Ардонского прогнозируемых рудных полей. Оруденение приурочено к карбонатным и терригенно-карбонатным отложениям бермамытской серии. Пласты полимиктовых песчаников в ее разрезе обогащены углефицированным детритом и содержат рассеянную вкрапленность, линзы и гнезда сфалерита, галенита, пирита, марказита и церуссита; распределение оруденения неравномерное, обогащенные сульфидами интервалы сменяются безрудными. Рудные минералы цементируют кварц, биотит и мусковит, пирит и марказит иногда замещают остатки флоры. В восточной части минерагенической зоны Скалистого хребта оруденение приурочено к терригенно-карбонатным отложениям восточнопредкавказской серии и локализуется обычно в обогащенной алевритовым материалом части разреза. Представлено рассеянной вкрапленностью галенита и сфалерита в ядрах уплощенных глинисто-сидеритовых конкреций и в распадающихся заохранные известняки трещинах.

Кобальт, никель. В пределах описываемой территории данный вид полезных ископаемых является сопутствующим, самостоятельных промышленных объектов они не образуют. Эти металлы образуют заметные концентрации в некоторых эндогенных (медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических) и экзогенных (железорудных) месторождениях. Вместе с тем на Северном Кавказе известно одно месторождение, девять рудопроявлений кобальта и восемь рудопроявлений никеля.

Промышленные скопления кобальта (совместно с медью) установлены в гидротермальных месторождениях киммерийской металлогенической эпохи. Все они размещаются в Ахтычайском (9.4) (месторождение Цимирцы) и Аваро-Андийском (9.5) (проявления IV-11-1, 6, 7, 12, 15, 16, 19) рудных районах восточного фланга Приводораздельной минерагенической зоны (9).

Месторождение Цимирцы (IV-12-31) приурочено к тектоническим зонам дробления и окварцевания, имеющим общекавказское простирание, крутое падение (80–85°) в песчано-аргиллитовых отложениях тоарского яруса (свиты цейлаханская и ногайская). Рудные тела представляют собой кварцевые жилы, окварцованные брекчии и зоны скопления мелких кварцевых прожилков в дайках или вблизи них, несущие прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию. Основные рудные минералы – кобальтин, халькопирит и пирит, а второстепенные – пирротин, галенит и сфалерит, из вторичных часто встречается эритрин и малахит.

Наиболее перспективны на кобальт зоны № 1, 2, 3, Центральная, «Кобальтовая стенка» и «Малахитовая стенка». Зона № 1 на глубине 40 м от поверхности вскрыта штольной, не вышедшей из области окисленных руд. Рудоносные зоны прослежены по простиранию на 250–700 м, а на глубину не изучены. Содержания кобальта крайне неравномерны, варьируют от следов до 1,13 %, меди от 0,02 до 8 %, церия – 0,3 %, лантана – 0,07 %, гадолина – 0,03 %. Руды легко обогащаются флотацией. Выход сульфидно-кобальтового концентрата составляет 2,2 %, содержание кобальта в нем 4,07 %, извлечение 91,5 %. Принимая во внимание слабую изученность месторождения, выявленные ресурсы кобальта оцениваются как прогнозные кат. P₁ + P₂ – 18,4 тыс. т. Месторождение среднее, законсервировано [72].

Проявления никеля представлены медно-никелевой сульфидной формацией. Сюда относятся проявления Беденское (I-5-23) и балки Никелевая (I-5-24), где установлены первичные сульфиды, арсениды и антимониды никеля и, реже, кобальта. В Беденском проявлении оруденение приурочено к зоне дробления непосредственно в серпентинитах, а в б. Никелевая — к зоне дробления на контакте серпентинитов протерозоя, а филлитов андрюкской свиты среднего—верхнего девона. Оруденение гидротермальное, вероятнее всего герцинское.

Проявления рек Бол. Андрюк (I-5-6), Бескес (I-5-13), с аннабергитом, гарниеритом и ревдинскитом, относящимся к гипергенным минералам коры выветривания серпентинитов. Они образуют вкрапленность в линзах кварц-карбонатного состава, как в серпентинитах, так и на контактах с филлитами андрюкской свиты. Промышленного значения эти объекты не имеют.

Форма нахождения никеля в рудах различных месторождений изучена более детально. На Малкинском (I-7-41) железорудном месторождении установлены такие минералы как миллерит, пентландит и бравоит, в Больше-Лабинском рудопроявлении — никелин, артит и миллерит, в Андрюковском — гарниерит. Содержание металла в последних колеблется в пределах от 0,01 до 0,24 %, реже до 0,8 %. На Малкинском месторождении содержание кобальта от 0,01 до 0,59 %, никеля 0,14—0,88 %.

Молибден. На площади Большого Кавказа выявлено одно месторождение и восемь проявлений молибдена, которые сосредоточены в основном в Балкаро-Осетинском (7.3) и Казбек-Цурунгальском (7.2) рудных районах минерагенической зоны Главного хребта. Единичные проявления молибдена известны в минерагенической зоне Передового хребта.

В границах *Балкаро-Осетинского прогнозируемого вольфраморудного района* (7.3) известно два рудопроявления молибдена грейзенового и гидротермального генетических типов — Кунюм-Комбаш (II-8-37), Бичек-Чегет (II-8-46) и знаковая минерализация молибденита в некоторых редкометалльных рудопроявлениях. Оруденение приурочено к экзо- и эндо-контактной зоне мелких штоков гранитов. Рудная минерализация представлена единичными зернами молибденита, арсенопирита и пирита и концентрируется в кварц-мусковитовых и кварцевых жилах и прожилках. Практического значения оруденение не имеет.

В границах *Казбек-Цуругальского золото-вольфрам-молибденоворудного района* (7.2) известно одно месторождение (Сонгутидонское) и шесть рудопроявлений (II-8-51, 68, 69, 70, 71, 77) молибдена. По формационным особенностям объекты относятся к кварц-молибденовой и молибден-медно-порфировой рудным формациям.

В геологическом строении месторождения Сонгутидонское (II-8-72) принимают участие различные по возрасту магматические, вулканогенно-осадочные и осадочные образования. Весь комплекс пород прорван штоком гранодиоритов теплинского комплекса. Шток имеет эллипсоидную в плане форму, вытянутую в северо-восточном направлении. В центральной части штока гранодиоритов расположен изометричный в плане некк (400—500 м), периферические части которого сложены агломератовыми лавами, а внутренние — однородными дацитовыми порфирами. Основные рудонос-

ные зоны месторождения расположены в северо-западной части контакта некка с гранодиоритами.

Выделяются две рудоносные зоны. Первая рудоносная зона локализована в интенсивно дробленных, рассланцованных окварцованных, серицитизированных и турмалинизированных гранодиоритах. Зона имеет субмеридиональное простирание и крутое падение. Протяженность зоны 140 м, мощность 5–16 м. Оруденение представлено мелкой вкрапленностью молибденита и ассоциирует с тонкозернистым кварцем, халькопиритом, турмалином, цементирующими брекчию гранодиоритов.

Вторая рудоносная зона локализована в 100–150 м северо-западнее их контакта с некком и представлена прерывистой дугообразной полосой повышенной трещиноватости и дробления пород. Оруденение в зоне распределено крайне неравномерно. Зона прослежена на 350–370 м по простиранию, мощность ее от 3 до 12–13 м. Молибденитовая минерализация, изредка ассоциирующая с халькопиритовой, приурочена к маломощным кварцевым и турмалиновым прожилкам, иногда представлена тонкими примазками молибденита в неминерализованных трещинах. На северном фланге продуктивность зоны падает. Минеральный состав руд: арсенопирит, пирит, молибденит, халькопирит и марказит. Редко встречаются пирротин, магнетит, шеелит, висмутин, сфалерит, галенит и вольфрамит. Основная масса нерудных представлена кварцем и турмалином, реже встречаются хлорит, карбонат, мусковит, апатит и жильбертит. Содержание (%): молибдена – до 0,47, в среднем – 0,15; меди – 0,12–0,47. Встречаются мышьяк, цинк, свинец, кадмий, кобальт, висмут, олово, вольфрам и серебро. Запасы руды – 10 млн т; молибдена – 15 тыс. т. Месторождение законсервировано из-за удаленности и сложности горнотехнических условий [145].

Месторождения Тырныаузское (I-7-105) и Гитче-Тырныаузское (I-7-104) развиты в пределах *Тырныаузского молибден-вольфрамоворудного узла* (6.0.4). Оруденение альпийского возраста имеет контактово-метасоматический и гидротермальный генезис. Минерализация молибденовой скарновой формации сосредоточена в телах Тырныаузского и Гитче-Тырныаузского месторождений, молибденовой апогранитовой формации – молибденовом штокверке Гитче-Тырныаузского месторождения. Молибден является основным попутным компонентом месторождений. Подробное описание месторождений приведено в разделе «Вольфрам».

Вольфрам. Специализированной на вольфрам является минерагеническая зона Главного хребта. Единичные проявления вольфрама известны в минерагенической зоне Передового хребта и Черек-Кубанской. Всего на площади известно три месторождения и более 30 проявлений.

В вольфрамоворудной минерагенической зоне Главного хребта (7) вольфрамовая минерализация распространена в Лабино-Аксаутском вольфрамовом и Балкаро-Осетинском олово-редкометалльном рудных районах. Все проявления вольфрама приурочены к выходам кристаллического фундамента и локализуются в околоинтрузивной зоне гранитов уллукамского и белореченского комплексов.

Лабино-Аксаутский вольфрамоворудный район (7.1) расположен в верхнем течении рек Аксаут и Бол. Лаба и объединяет три рудных узла – Кургашинчатский, Малолабинский и Аркасарский.

Кургашинчатский вольфраморудный узел (7.1.3) расположен в верховьях р. Аксаут в бассейне ее правого притока р. Кти-Теберда. Сложен толщей протерозойских кристаллических пород: кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами дуппукской и кургашинчатской свит и телами палеозойских гранитов уллукамского комплекса. Породы смяты в крупную пологую антиклинальную складку (Кти-Тебердинскую антиклиналь), осложненную рядом ступенчатых сбросов. В пределах рудного узла расположено месторождение вольфрама Кти-Теберда и целый ряд вольфрамовых рудопроявлений (АК, Верх. Дуппук и др.) на участке АК-I (I-6-51), (Хагега, Ниж. Дуппук, Усть-Джаловчатское, Джаловчатское) на участке Джаловчат (I-6-56) и проявление Уллу-Муруджу-1 (I-6-53) и др., а также несколько молибденовых, полиметаллических и мышьяковых проявлений.

Месторождение Кти-Тебердинское (I-6-57) располагается в юго-западном крыле Кти-Тебердинской антиклинали, над пологим склоном обнаженного в ядре гребня уллукамских гранитов и приурочено к верхней подсвите дуппукской свиты. Его большая, слепая часть прослеживается под вышележащей кургашинчатской свитой, бронирующей юго-западный склон Кургашинчатского хребта. Все метаморфиты смяты в линейные поперечные складки северо-восточного простирания. В замковых частях складок прослеживаются тела ортоамфиболитовых рудолокализирующих тел, несущих в себе субсогласные кварцево-жильные зоны с арсенопирит-шеелитовой минерализацией. Основными рудовмещающими структурами являются широтные трещины разрыва и меридиональные трещины скола.

Всего на месторождении выделяются три рудные зоны — две меридиональные (Западная и Восточная) и широтная. Морфологически они представлены густой сетью сближенных четкообразных кварц-полевошпатовых жил и прожилков мощностью от нескольких мм до 60 см. Протяженность их 520–900 м, на глубину от 80 до 100 м. Содержание WO_3 в Западной зоне колеблется от 0,02 до 0,8 %, в Восточной — 0,03–0,85 %. Широтная рудная зона имеет вертикальное падение и прослежена на 2,5 км. Содержание WO_3 варьирует от 0,34 до 0,86 %. При пересечении рудными зонами пластов амфиболитов содержание рудного компонента увеличивается на порядок. Запасы WO_3 по категории В + С₁ + С₂ по состоянию на 1.01.2006 г. составляют 109,9 тыс. т при среднем содержании 0,364 % [121].

Месторождение сопровождается обширными геохимическими аномалиями вольфрама и золота. При этом северо-западный фланг аномалии вольфрама, по размерам более чем в два раза превышающий аномалию, связанную непосредственно с месторождением, пока в полной мере не оценен. Здесь же известны наиболее перспективные и недостаточно изученные рудопроявления Аксаутское и Кара-Кая, которые практически являются западным продолжением Кти-Тебердинского месторождения.

Малолабинский вольфраморудный узел (7.1.1) расположен в верховьях М. Лабы в междуречье М. Лаба–Уруштен. В его границах установлено несколько рудопроявлений, основным из которых является Стожары (I-6-50). Прожилково-вкрапленная минерализация приурочена к пласту амфиболитов, измененных в зоне трещиноватости северо-восточного простирания. Содержания WO_3 колеблется от 0,01 до 1% (среднее 0,24%). Опробованная мощность рудного тела до 8 м, протяженность более 50 м. Другие

объекты характеризуются незначительными размерами и невысокими содержаниями вольфрама [134].

Аркасарский вольфраморудный узел (7.1.2) расположен в верховьях Бол. Лабы в междуречье М. Лаба—Уруштен, в полосе выходов сланцев, гнейсов и амфиболитов дуппукского метаморфического подкомплекса, пород аналогичных Кургашинчатскому рудному узлу и залегающих в кровле уллукамского гранитного комплекса. Здесь выявлено значительное число проявлений вольфрамовой минерализации гидротермального, скарнового, пегматитового, грейзенового типов, многочисленные шлиховые ореолы и значительные по площади геохимические аномалии с вольфрам-молибденовой минерализацией.

Наиболее значительными являются проявления Аркасара (I-6-38) и Надежда (I-6-39). Первое расположено в истоках р. Пхия. В пределах проявления отмечаются субширотные разломы, сопровождаемые крутопадающими кварцевыми и кварц-полевошпатовыми жилами и прожилками, имеющие четкие ровные контакты. В пределах пересечения ими пластов амфиболитов они образуют штокверковые зоны с метасоматическими изменениями амфиболитов (фельдшпатизация, актинолитизация, лейкоксенизация). Мощность кварцевых жил до 1 м, штокверковых зон — до 10 м. Шеелит в жилах приурочен к их контактовым зонам, кроме того вкрапленность шеелита отмечается в измененных амфиболитах. Содержания WO_3 от следов до 0,8 %.

Проявление Надежда расположено в правом борту р. Дукка, в истоках ее притока ручья Дучинка. Оруденение приурочено к пласту амфиболитов видимой мощностью до 3 м. Амфиболиты подвергнуты окварцеванию, актинолитизации, эпидотизации, в меньшей мере — полевошпатизации. Окварцевание идет как по слоистости, так и в виде секущих жилок (до 10 см). Шеелит установлен по всей массе амфиболитов в виде вкрапленности и прожилков, наиболее богатая минерализация тяготеет к участкам максимального окварцевания в сочетании с зонами трещиноватости субмеридионального простирания. Содержания WO_3 колеблются от 0,04 до 0,56 % при среднем значении 0,18 % на мощность 3 м [134].

Балкаро-Осетинский прогнозируемый вольфраморудный район (7.3) расположен в междуречье Баксана и Ардона. Проявления размещены в образованиях макерского метаморфического комплекса верхнего протерозоя. Магматические породы представлены гранитоидами белореченского и уллукамского комплексов. Вольфрамовое оруденение локализовано в пластовых телах амфиболитов и относится к кварц-шеелитовому минеральному типу. В его пределах расположены все рудопроявления вольфрама, выявленные в 1980-х годах. Большинство рудопроявлений имеет гидротермально-метасоматический генезис оруденения, которое относится к шеелит-сульфидной скарноидной рудной формации. Прогнозные ресурсы Балкаро-Осетинского рудного района по категории P_2 составляют около 20 тыс. т WO_3 .

Оруденение Черек-Кубанской золоторудной минерагенической зоны (5) размещено в доюрском фундаменте в бассейнах рек Малка, Мушт, Кубань и представлено шестью проявлениями. В бассейнах рек Малка—Мушт проявления Каргашеликольское (I-7-56) и Балки Кон-

тактной (I-7-57) расположены в пределах Малкинского рудного узла и приурочены к метасоматитам по амфиболовым сланцам, амфиболитам кубано-баксанского ряда метаморфических комплексов. Метасоматиты биотитового, серицит-кварц-полевошпатового состава мощностью от первых см до нескольких десятков метров, с редкими линзами гранатовых скарноидов мощностью 0,2–1,1 м, приурочены к зонам тектонического расщепления и трещиноватости. Оруденение прожилково-вкрапленное. Прогнозные ресурсы вольфрамового оруденения для проявлений Каргашеликол и б. Контактной по категории P_2 составили 5,3 млн т руды и 16,0 тыс. т трехоксида вольфрама.

В районе слияния р. Кубань и ее левого притока р. Даут известны Индышское (I-7-64) и Аминкольское (I-7-66) проявления вольфрамового оруденения, приуроченные к метасоматитам по амфиболовым сланцам и амфиболитам, мраморизованным известнякам индышского метаморфического подкомплекса, залегающим в экзоконтактной зоне, соответственно, Индышского и Аминкольского массивов гранитов малкинского комплекса. Оруденение контактно-метасоматического типа шеелитовой, молибденовой скарновой формаций. Прогнозные ресурсы категории P_2 по обоим проявлениям составляют в суммарном количестве 5 тыс. т молибдена и трехоксида вольфрама (соотношение 1 : 3) при глубине подсчета 100 м и морфологии рудных тел – пластообразные зоны скарирования.

Вольфрамовое оруденение альпийского возраста развито в Тырнаузском рудном узле и Казбек-Цурунгальском рудном районе.

В *Тырнаузском вольфрамоворудном узле* (6.0.4) известно два вольфрам-молибденовых месторождения – Тырнаузское и Гитче-Тырнаузское.

Месторождение Тырнаузское (I-7-105) расположено в левом борту р. Баксан в 2 км северо-западнее г. Тырнауз на высотах 2000–3200 м. Площадь месторождения сложена вулканогенно-осадочными породами девонского возраста Карджуртской подзоны и терригенно-карбонатными породами девона–нижнего карбона Канделляр-Суарыкской подзоны зоны Передового хребта. Породы ороговикованы, в узких тектонических блоках перекрыты молассовыми отложениями верхнего палеозоя и песчано-глинистым субплатформенным комплексом нижней юры. Интрузивные образования представлены протрузиями серпентинитов (апоперидотиты и апопироксениты) протерозоя, массивом трондьемитов и телами диорит-порфиоров среднего палеозоя, комплексом неинтрузий, состоящим из мелких тел лейкократовых гранитоидов, биотитовых гранитов Эльджуртинского массива, некков и даек риолитов, даек витрофиоров, гранит-порфиоров, риолито-дацитов.

Тырнаузское месторождение относится к контактно-метасоматическому типу, рудными формациями ведущего молибден-вольфрамового оруденения являются шеелитовая скарновая и молибденовая скарновая. Месторождение крупное, запасы руды на 1.01.2000 г. составляют по кат. А + В + C_1 – 401 448 тыс. т, по кат. C_2 – 88 746 тыс. т; запасы трехоксида вольфрама соответственно 599 823 т и 105 481 т, молибдена – 155 470 т и 33 642 т. Кроме вольфрама и молибдена по категории C_1 подсчитаны запасы: меди – 1474 т, висмута – 410 т, золота – 1278 кг, серебра – 10,5 т. В настоящее время не эксплуатируется по экономическим соображениям [147].

Месторождение Гитче-Тырныаузское (I-7-104) расположено северо-восточнее Тырныаузского месторождения в пределах Северного участка Тырныаузского рудного узла. Включает в себя серию рудных объектов, в том числе Молибденовый штокверк и скарны рудной зоны № 69. Молибденовый штокверк состоит из отдельных зон мощностью 20–110 м, вытянутых в запад-северо-западном направлении на 200–250 м, совпадающей с простираем вмещающих пород и прослеженных по падению на 250 м. Оруденение гидротермальное, кварц-молибденитового формационного типа. Скарново-шеелитовое оруденение по масштабам уступает кварц-молибденитовому. Рудная зона № 69 расположена южнее молибденового штокверка и объединяет тела метасоматитов пироксен-полевошпатового состава. Оруденение гидротермально-метасоматического типа, шеелитовой скарновой формации. Рудная минерализация представлена рассеянной, прожилковой, гнездовой вкрапленностью шеелита и молибденита. Балансовые запасы на 1.01.2000 г. трехоксида вольфрама при среднем содержании 0,028 % по кат. А + В + С₁ составляют 10 653 т, по С₂ – 209 т, запасы попутного молибдена при среднем содержании 0,065 % соответственно 24 624 т и 1211 т, что соответствует среднему месторождению. Месторождение законсервировано и является Государственным резервом [147].

Несмотря на длительный, более 60 лет, период изучения Тырныаузского рудного узла, его опойскованность все еще далека от предельной. До сих пор остается реальной возможность выявления новых рудных тел, что свидетельствует о наличии еще неисчерпанного рудного потенциала.

Казбек-Цурунгалский золото-молибден-вольфрамоворудный район (7.2) характеризуется рудопроявлениями Водораздельное и Тепи-II. Проявление Тепи-II приурочено к неоген-четвертичным образованиями теплинского комплекса. Оруденение редкометалльно-сульфидно-скарновое. Рудоносная зона представлена жилообразным телом эпидот-актинолит-гранат-пирротиновых метасоматитов с шеелитом, халькопиритом и золотом. Содержание (%) меди – 0,2; вольфрама – 0,02; кобальта – до 0,02; молибдена – 0,005. Суммарные прогнозные ресурсы по зонам № 3 и № 4 по категории Р₂ составляют: вольфрама – 7200 т; меди – 26 200 т; золота – 2 т.

Олово. Оловянное оруденение представлено двумя месторождениями (II-8-19, 53) и несколькими рудопроявлениями. Они относятся к оловяно-рудной пегматитовой и скарновой формациям и сосредоточены в *Тырныаузском вольфрамоворудном узле (6.0.4)* и *Балкаро-Осетинском прогнозируемом вольфрамоворудном районе (7.3)* соответственно минерагенических зон Передового и Главного хребтов.

Месторождение Билягидонское (II-8-53) локализовано в габбро-диоритах туялинского комплекса и, частично, в мигматизированных сланцах и гнейсах кти-тебердинского комплекса. На месторождении выявлено 90 пегматитовых жил с вкрапленностью касситерита. Рудоносные жилы сгруппированы на трех участках. Западный участок, объединяющий 47 пегматитовых жил в гнейсах и габбро-диоритах, Восточный – с 34 жилами пегматитов с вкрапленностью касситерита и танталита и Южный участок, где выявлено девять жил. Жилы секущие и межпластовые, мощность от 0,1 до 1,5–2,0 м, простираение запад-северо-западное, падение 20–40°, протяжен-

ность до 250 м. Минеральный состав: касситерит, шеелит, молибденит, танталит, кварц, альбит, полевой шпат, мусковит. Содержания (%): олова – 0,1–0,3, трехокси вольфрама – до 0,14, бериллия – 0,003–0,030, ниобия – 0,003–0,030, лития – 0,3, тантала – до 0,01. Запасы олова при содержании 0,1–0,2 % – 1570 т [145].

Месторождение Илипсар (II-8-19) расположено в Илипсарском оловоредкометалльном поле рассеянной рудной минерализации. Оруденение приурочено к пегматитовым жилам, генетически связанным с гранитами уллукамского комплекса. Содержание (%): олова – 0,29, трехокси вольфрама – 0,17, мышьяка – 2,74. Запасы, подсчитанные по категории $C_1 + C_2$ составили: олова – 40,3 т, трехокси вольфрама – 47,2 т, мышьяка – 411 т [145].

Алюминиевое сырье. Алюминиевое сырье (бокситы) представлено шестью проявлениями. Пять из них открыты в междуречье Кубани и Малки. В настоящее время сравнительно хорошо изучены бокситы осадочного типа, выявленные на участке Таракул-Тюбе. Проявления алюминия осадочного генезиса киммерийской эпохи представлены линзами и пластами бокситов бокситовой латеритной (I-7-67, 68, 72) и бокситовой терригенной (I-7-89) рудных формаций. Первые приурочены к коре выветривания вулканитов шоанской свиты и представлены пластами бемит-диаспоровых бокситов мощностью до 2 м, протяженностью до 1 км, при ширине до 500 м. Проявления бокситовой терригенной формации представлены залежами бокситов диаспорового, давсонит-диаспорового состава в песчаниках и конгломератах тоара мощностью до 3,5–5,5 м, протяженностью до 900 м, образовавшимся за счет размыва и переотложения латеритной коры выветривания. Содержание глинозема от 18–26 % в бокситах терригенной формации до 51–58 % в латеритной формации.

Ртуть. На описываемой территории ртутное оруденение выявлено в основном в пределах Причерноморской и Прикаспийской минерагенических зон и, в меньшей степени, в минерагенической зоне Передового хребта. Всего на площади выявлено два месторождения и более 10 крупных проявлений ртути.

В *Краснополянско-Абхазском прогнозируемом ртутнорудном районе* (1.1) Причерноморской минерагенической зоны ртутное оруденение представлено несколькими проявлениями (I-4-28, I-5-63, I-6-30 и др.) и несколькими пунктами минерализации, из которых наиболее крупным является Бзгское. Проявление и пункты минерализации объединены в Головинский и Бабукаульский рудные участки. Оруденение контролируется Краснополянским и Гогопсинским разломами и оперяющими их нарушениями различной ориентировки. Оно относится к ртутной аргиллизитовой терригенной формации и имеет гидротермальное происхождение. Вмещающими породами являются отложения средней юры, а также магматические и осадочные породы альба–сеномана.

На участке Бзгского проявления (I-4-28) выявлено шесть разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простираний, контролирующих ртутное оруденение. Они представляют собой зоны дробления в пестроцветях и базальтах альба–сеномана с кварц-карбонатными жила-

ми мощностью от 1–3 до 11 м и протяженностью от нескольких м до 35 м. Киноварь в виде единичных кристаллов отмечается в кварц-карбонатных прожилках, в обломках брекчированных пород, а в виде примазок – в трещинах скалывания и отделимости, в тектонических глинках и по плоскостям напластования бурых аргиллитов альба–сеномана. Изредка в кварц-карбонатных прожилках с киноварью ассоциируют пирит и халькопирит. Содержание ртути не превышает 0,049%.

В *Рача-Осетинском прогнозируемом ртутнорудном районе* (9.3) известно Тибское (II-8-84) месторождение и два проявления – Зруг (III-9-1) и Пуриат (III-9-2). Возраст оруденения альпийский, генезис – гидротермальный телетермальный. По рудноформационной принадлежности относятся к ртутной аргиллизитовой терригенной формации. Месторождение малое, законсервировано.

В границах *Южно-Дагестанского прогнозируемого ртутнорудного узла* (2.0.1) Прикаспийской минерагенической зоны известно Хпекское (IV-12-22) месторождение, которое приурочено к сопряжению двух крутых сбросо-сдвигов северо-восточного простирания, секущих песчаники и сланцы унадагской свиты верхнего аалена. Оруденение локализовано в зонах дробления песчаников. Руды монометалльные, сложены киноварью, образующей сплошные агрегаты, прожилки, рудные брекчии и вкрапленность. Месторождение малое, законсервировано [72].

В уран-золото-меднорудной минерагенической зоне Передового хребта (6) представителем палеозойской группы месторождений, относимых к ртутной аргиллизитовой терригенной формации, является Кишкитское проявление (I-6–35). Приурочено к красноцветам нижней перми, прорванных штокообразными телами фельзодацитов. Проявление объединяет шесть обособленных рудоносных участков, удаленных друг от друга на 100–1200 м и расположенных по периферии штока фельзодацитов в радиальных структурах. Ртутное оруденение содержится в зонах дробления и окварцевания нижнепермских конгломератов и песчаников. Представлено киноварью. Содержание ртути – от 0,1 до 0,19 %. Работы на объекте законсервированы [121].

Мышьяк. Всего на площади выявлено три месторождения и восемь крупных проявлений мышьяка. Большинство их сосредоточены в *Балкаро-Осетинском прогнозируемом вольфраморудном районе* (7.3) минерагенической зоны Главного хребта. Основной рудной формацией для мышьяка является кварц-арсенопиритовая. В комплексе мышьяк присутствует в золото-сульфидной, мышьяково-полиметаллической и ртутно-сурьмяно-мышьяковой рудных формациях. Типичными месторождениями герцинского типа являются Горстовое (I-5-12), Чегет-Джара (II-8-29), Куспарты (II-8-32).

Месторождение Горстовое (I-5-12) расположено в Передовом хребте, в бассейне р. Андрюк. Оруденение реальгар-аурипигментовой формации, приурочено к брекчированной зоне в метапесчаниках и метагравелитах девона. Зона прослежена на 110 м, мощность 10 м. Рудные минералы в виде вкрапленности и гнезд – арсенопирит (до 10 мм), киноварь (до 10 мм), реальгар (до 3 мм) и антимонит (до 3 мм). Максимальное содержание мышь-

яка в бороздовых пробах — 17,75 %, ртути — 0,008 %, сурьмы — 0,01 %. Среднее содержание мышьяка на мощность 5 м — 0,7 %. Прогнозные запасы мышьяка составляют 3750 т. Разведочные работы на месторождении не проводились.

Месторождение Чегет-Джара (II-8-29) представляет собой совокупность кварц-арсенопиритовых жил (14), развитых среди кристаллических сланцев и гнейсов кти-тебердинской метаформации, составляющих надын-трузивный купол штока гранитов уллукамского комплекса. Вещественный состав руд: кварц, арсенопирит, скородит, серицит, мусковит, турмалин, апатит, редко пирит и халькопирит, шеелит. В рудах содержится (г/т) золото (до 12,9, в среднем 2,12) и серебро (до 37,5). Кроме 14 рудных жил на площади известно 108 рудных точек, предположительно связанных с не-вскрытыми рудными жилами [145]. Запасы мышьяка по категориям $C_1 + C_2$ составляют 2804 т при среднем содержании 4,65 %. Запасы золота, которое может быть извлечено как попутный компонент, составляют 273 кг. Прогнозные ресурсы золота, подсчитанные по Чегет-Джаринскому рудному полю, в состав которого входит месторождение, составляют 6,0 т. По данным разведки, среднее содержание попутного золота — 2,12 г/т, запасы — 1273,269 кг. Месторождение малое, закосервировано [145].

Месторождение Куспарты (II-8-32). Выявлено 20 кварц-арсенопиритовых жил, из них восемь — сравнительно крупные, протяженностью до 200 м, а жила № 1 — 860 м. Мощность жил от 0,02 до 2,00 м, в раздувах — до 3 м. Падение жил — юго-восточное, 65–80°. Запасы, подсчитанные по кат. $C_1 + C_2$, составляют 9 тыс. т мышьяка, по кат. $A_2 + B + C_1 + C_2$ — 6,6 тыс. т. Содержание: мышьяка — от 0,3 до 8,6 %, в среднем 1,86 %; цинка — 0,84 %; висмута — 0,09 %; золота — 1,22 г/т; серебра — 5,06 г/т [145].

Реальгар-аурипигментовые проявления редки и незначительны по масштабам (II-7-6, 7).

Сурьма. Сурьмяные месторождения образовались на Кавказе в те же периоды, что и месторождения ртути. Оруденение в большинстве случаев пространственно и во времени ассоциирует с ртутными месторождениями и реальгар-аурипигментовыми проявлениями. Размещено в тех же поясах и структурах, что и ртутное, располагаясь в центральном сегменте Большого Кавказа. К настоящему времени известно два малых месторождения и два рудопроявления (I-7-97, 117). Месторождения и рудопроявления сурьмы относятся к гидротермальному типу сурьмяной аргиллизитовой формации.

Месторождение Гитче-Тырныаузское (I-7-98) альпийского возраста расположено в пределах Тырныаузского рудного узла и контролируется зонами Северного и Джугуртаусского разломов. Месторождение расположено на склонах хр. Гитче-Тырныауз, представлено четырьмя рудоносными участками площадью около 3 км². Вмещающими породами являются терригенные отложения верхнего карбона с редкими покровами эффузивов основного состава. Рудные тела локализуются преимущественно в песчаниках и конгломератах на контакте с аргиллитами и представлены линзами, жилами, системами сближенных жил, залегающими в зонах дробления и смятия, мощностью до 10–12 м, прослеженных по простиранию на 110 м.

Руды представлены брекчией кварца, окварцованных песчаников и алевролитов, сцементированных антимонитом. Встречаются также кварц-карбонатные жилы и прожилки с вкрапленностью, гнездовыми скоплениями сурьмяных минералов. Основными рудными минералами являются антимонит и джемсонит, второстепенными – сфалерит, галенит, тетраэдрит, халькопирит, пирит, из редких минералов следует отметить самородное золото и висмут. На месторождении выделены антимонитовый, антимонит-джемсонитовый и полиметаллический типы руд. Содержание сурьмы – до 22,7 %, свинца – до 12,02 %, цинка – до 11,35 %, меди – до 6,71 %, золота – до 200 г/т. Месторождение малое, законсервировано [147].

Месторождение Хуландойское (III-10-5) находится в Самуро-Белореченской минерагенической зоне (8), в верховьях р. Шаро-Аргун на территории Чечни. Район месторождения сложен монотонными толщами аргиллитов и алевролитов с пачками песчаников позднеарского возраста. Толща смята в субширотные складки и пересекается крутым Холикортским взбросом. Вблизи его развиты субпараллельные зоны дробления и смятия, к которым приурочены кварц-антимонит-ферберитовые жилы. Месторождение включает 24 жилы, развитые к северу от Хуландойской антиклинали. Оруденение приурочено к субвертикальным окварцованным зонам смятия и дробления. Руды представлены антимонитом и ферберитом, редко присутствуют пирит, галенит, арсенопирит, касситерит, кобальтин, халькопирит, пирротин, киноварь, реальгар. Основной жильный минерал представлен кварцем, встречаются карбонат и хлорит. Содержание сурьмы в рудных телах колеблется от 0,5 до 6,6 %, содержание вольфрама в единичных случаях достигает 0,02 %. Запасы сурьмы по категориям В + С₁ оцениваются в 162 т при среднем содержании 3,76 %. Месторождение мелкое, законсервировано [155].

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ

В пределах описываемой территории не выявлено крупных объектов редких металлов, они представлены группой мелких рудопроявлений. На данный момент выявлено семь рудопроявлений бериллия и одно проявление тантала и ниобия.

Бериллий. Оруденение бериллия герцинского возраста, относящееся к рудной формации берилл-редкометалльных пегматитов, известно только в минерагенической зоне Главного хребта. Ассоциирует пространственно и парагенетически с гранитами среднего и верхнего палеозоя (I-5-34; I-6-44, 50; II-8-34, 52, 54, 55). Пегматитовые жилы и линзообразные тела залегают в гранитах белореченского и уллукамского комплексов и кристаллических сланцах дуппукского метакомплекса и гондарайского мигматитового комплекса протерозоя. Повышенные концентрации бериллия имеют также пегматитовые жилы Билягидонского (II-8-53) месторождения олова и рудопроявления Илипсар (II-8-19). Типичным примером рудопроявлений бериллия могут служить рудопроявления Псыган-Су и Верхняя Туяла.

Рудопроявление Псыган-Су (II-2-54) представляет собой совокупность жил и даек лейкократовых гранитов мощностью от 1 до 50 м на площади 1,5 × 3,5 км. Оруденение в одном случае локализуется в грейзенизированной

ных гранитах эндоконтактовой зоны, в другом приурочено к дайкам и жилам альбитизированных и грейзенизированных гранитов в эндоконтактовой зоне интрузива. Максимальные содержания редких элементов приурочены к наиболее интенсивно альбитизированным и грейзенизированным жильным породам (%): тантал – 0,03, ниобий – 0,025, бериллий – 0,07, литий – 0,034, рубидий – 0,083, цезий – 0,011. Прогнозные ресурсы пятиокси тантала составляют 30 т, при содержании Та в руде 0,01 %. Ресурсы окиси бериллия ориентировочно оцениваются в 1000 т с содержанием Ве в руде от 0,01 до 0,02 %.

Рудопроявление Верхняя Туяла (II-8-52) представлено пегматитовой жилой с кристаллами берилла и вкрапленностью колумбита. Минеральный состав жилы: кварц, микроклин, мусковит, апатит, турмалин, колумбит, берилл. Аз. пад. 300°, угол 35°, мощность до 2 м, протяженность 5 м. Вмещающие породы – микроклинизированные, огнейсованные граниты белореченского комплекса. Содержание двуокси бериллия – 0,5 %. Представляет только минералогический интерес.

Тантал и ниобий. Все известные рудопроявления и пункты минерализации относятся к герцинской эпохе. Как и бериллий, они известны в вольфрамоворудной минерагенической зоне Главного хребта. Наиболее распространенные руды редкометалльной пегматитовой формации приурочены к кварцевым жилам. Последние залегают в слюдяных сланцах и огнейсованных кварцевых диоритах, слагающих кровлю массива герцинских гранитов. Примером может служить единственное рудопроявление Кору (II-8-26).

Участок рудопроявления сложен кристаллическими сланцами дуппукской метаформации, в которых локализованы многочисленные пегматитовые жилы. Мощность жил от 0,30 до 1,37 м, протяженность от 15 до 100 м, падение крутое на северо-восток. В одной из жил установлена мелкая вкрапленность и гнезда пирита, халькопирита, танталита, колумбита. По результатам химического анализа содержание олова – 0,085–0,110 %, суммы пятиокси тантала и ниобия – 0,06 %.

Промышленного значения тантал-ниобиевая минерализация не имеет, в связи с незначительными размерами рудных тел, их разобщенностью и труднодоступностью.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. Золото представлено эндогенным и экзогенным оруденением. Оно образует как собственно золоторудные объекты, так и присутствует в рудах вольфрам-молибденовых, медных, полиметаллических и мышьяковых месторождений всех минерагенических зон. Экзогенная золотоносность представлена древними морскими и четвертичными аллювиальными россыпями.

К эндогенному оруденению относятся одно мелкое месторождение и несколько проявлений золота герцинского, киммерийского и альпийского возраста. Золоторудные формации – золоторудная малосульфидная, золоторудная кварцевая, золоторудная листовенитовая, а также золоторудная черносланцевая.

Гидротермальное оруденение золота киммерийской эпохи известно в Черек-Кубанской и Самуро-Белореченской минерагенических зонах.

В Черек-Кубанской золоторудной минерагенической зоне (5) золоторудная минерализация ассоциирует с узлами развития вулканоплутонических пород. Оруденение районировано в Хуламском золото-свинцово-цинковом рудном узле и в Маринском рудном узле.

Единственное месторождение с золотополиметаллическим оруденением – Безенги (Радужное) (П-8-16) расположено в среднем течении р. Черек Безенгийский, в рамках *Хуламского рудного узла* (5.0.4). В геологическом строении месторождения принимают участие породы кристаллического фундамента и терригенные и вулканогенно-терригенные образования нижней–средней юры. Магматические образования представлены базальтовыми порфиритами, трахиандезитами, трахидацитами, трахиандезидацитами хуламского комплекса. Они образуют разнообразные по форме и размерам покровы, штоки, дайки и силлы. На месторождении широко развиты постмагматические процессы окварцевания, каолинизации, кальцитизации, доломитизации, сульфидизации и березитизации, с которыми и связано оруденение. Рудная минерализация приурочена к телам вулканитов трахириолитового состава и зонам межпластовых тектонических срывов надвигового типа, концентрирующихся, как правило, на границах раздела, соответственно, кристаллического фундамента и плинсбахских отложений, плинсбахских и тоарских, тоарских и ааленских. К границе раздела аален-байосских отложений приурочены и силлы трахиандезитов–трахиандезидацитов. Здесь же расположены основные разведанные рудные тела.

Минеральный состав рудных зон – золото, серебро, кюстелит, акантит, халькозин, галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, киноварь; жильных зон – кварц, барит, доломит, гипс, хлорит, каолин, гидрослюда, адуляр, апатит; вторичные – лимонит, смитсонит, церуссит, малахит и др. Золото присутствует как в самородной, так и в связанной форме в пирите, галените и халькопирите.

На месторождении выделяется шесть участков, из них наиболее перспективными являются Радужный, Правобережный, Кордон и Кишлык-Су. Наиболее изученным является участок Радужный. Здесь выделяются четыре рудные зоны: Первая, Вторая, Лагерная и Гипсовая. По Первой рудной зоне подсчитаны запасы по кат. $C_1 + C_2$ и прогнозные ресурсы. Общие запасы $C_1 + C_2 + P_1$, по оперативному подсчету, составляют: руды 2,2 млн т, золота – 8,8 т, серебра – 162 т, полиметаллов (меди, свинца и цинка) – 140 тыс. т. Расчетные содержания: золота – 4 г/т, серебра – 74 г/т. На участке Радужный изучалась Орлиная рудная зона. Запасы золота по категориям: C_1 – 4,094 кг и C_2 – 257 кг, серебра по C_1 – 2,581 т и C_2 – 4,094 т утверждены на ДИЗ Министерства геологии СССР (протокол № 36 от 14.11.1991 г.), для серебра – 450 т. Прогнозные ресурсы, подсчитанные СКРО ВИЭМС (1998), по состоянию на 1.10.1997 г. составляют: по категории P_3 по Хуламской рудной зоне для золота – 35 т, для серебра – 1050 т [147].

В *Маринском рудном узле* (5.0.1) золоторудные объекты представлены двумя проявлениями – Ковалевское (I-7-38), Зона Бесланевского (I-7-42) золото-серебряной формации. Проявление Ковалевское представлено гидрослюдистыми метасоматитами, в которых выделены три рудоносные зоны

шириной 45–150 м, прослеженные по простиранию на 640–820 м, на глубину – 200–250 м. Содержание золота в них достигает 20 г/т, в среднем около 4 г/т, золото свободное, размер золотинок 1–3 мм, реже 5–9 мм, пробность золота 610–630. Прогнозные ресурсы золота 10–15 т при его содержании 5–10 г/т, серебра – 180 т при содержании 50 г/т.

Проявление Зона Бесланевского представлено зоной пропицитизированных, пиритизированных андезитовых порфиристов маринского комплекса, окварцованных и пиритизированных песчаников урлешской свиты северо-западного направления. Кварц-гидрослюдистые метасоматиты развиты в центре полосы вокруг зон трещиноватости. Кроме пирита присутствует редкая вкрапленность халькопирита, сфалерита, галенита, киновари. Содержание золота в бороздовых пробах до 7,5 г/т.

В Самуро-Белореческой минерагенической зоне (8) золотое оруденение киммерийской эпохи тесно связано с полиметаллическим и медным оруденением жильного типа. Это кварц-карбонатные, кварц-баритовые жилы мощностью до 1 м и протяженностью первые десятки метров с вкрапленностью и прожилками сульфидов (пирит, сфалерит, галенит, халькопирит) в метаморфических породах протерозоя. Содержание золота до 2,7 г/т.

В минерагенической зоне Передового хребта (6) золото практически всегда в тех или иных содержаниях (от следов до 5,5–7 г/т) содержится в рудах медноколчеданных месторождений, а также в многочисленных зонах сульфидизации (до 1 г/т), залегающих в вулканитах кызылкольской и даутской свит. Кроме того, известно одно проявление золота золоторудной малосульфидно-кварцевой рудной формации в вулканитах андезит-дацитовой формации нижней перми и гранидиорит-порфирах чучкурского комплекса, в бассейне р. Чучкур (рудопоявление Зона б. Лесной).

Рудопоявление Зона б. Лесной (I-7-94) расположено в левом борту р. Чучкур и представлено полосой кварцево-гидрослюдистых и кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов с прожилками кварца и карбоната шириной 200–400 м, прослеженных по простиранию на 2,5 км. На флангах она перекрыта четвертичными отложениями и не оконтурена. Изучен (редкая сеть каналов, три скважины) лишь ее фрагмент протяженностью 450 м. Основными рудными минералами являются самородное золото и пирит, встречаются халькопирит, тетраэдрит, реальгар, арсенопирит, пирротин, молибденит, сфалерит, галенит, киноварь. Золото обычно мелкое, свободное в виде зерен размером 0,05–0,5 мм; также в виде изоморфной примеси оно содержится и в пирите (до 70 г/т). Содержание золота в метасоматитах колеблется от 0,1 до 20 г/т. Запасы категории C_2 руды – 2,98 млн т, золота при среднем содержании 1,84 г/т – 4,12 т; прогнозные ресурсы категории P_2 соответственно 1,89 млн т и 4,84 т при среднем содержании золота 2,56 г/т. Общие прогнозные ресурсы Чучкурской рудоносной зоны по категории P_2 достигают 6,84 млн т руды, 9,8 т золота при его среднем содержании 1,9 г/т [147].

Оруденение малосульфидной формации также отмечается в районе г. Ташлы-Сырт и балки Гранитная Худесского месторождения. Здесь в пропицитизированных вулканитах кызылкольской свиты развиты жилы, жильные зоны карбонат-кварцевого состава мощностью до 3–11 м и про-

тяженностью до 230–300 м с вкрапленностью и прожилками сульфидов (борнит, халькозин, халькопирит, пирит). Встречаются также самородные медь, золото и электрум. Содержание золота, по данным золотоспектрального анализа, — 0,04–3,00 г/т, серебра — 10–20 г/т.

Оруденение золоторудной листовитовой формации представлено зоной листовитизации шириной до 70 м, протяженностью 1,8 км в серпентинитах протерозоя, развитыми в районе Чучкурского перевала. Рудная минерализация бедная и представлена рассеянной вкрапленностью, прожилками пирита, магнетита, гарниерита, халькопирита, антимонита. Содержание золота в основном тысячные–сотые доли г/т, в двух пробах — 1 г/т.

Оруденение золоторудной черносланцевой формации известно в правом борту р. Тохана, где в филитизированных сланцах с прослоями известняков (тоханская свита) выявлена зона смятия с кварцевыми жилами, линзами и прожилками, содержащих рассеянную вкрапленность сульфидов (пирит, халькопирит, сфалерит, блеклые руды, кобальтин). Породы зоны интенсивно заохрены, выщелочены, содержат примазки карбонатов меди. Протяженность рудоносной зоны до 160 м, мощность 0,6–2,4 м, содержание золота — до 6,8 г/т, серебра — до 185 г/т.

В Черек - Кубанской золоторудной минерагенической зоне (5) оруденение представлено проявлением (I-7-55) и другими золоторудной (кварцево-сульфидной) формации и присутствует в существенных количествах (до 5–7 г/т) в рудах всех полиметаллических месторождений и проявлений. Собственно золоторудный кварцевый тип оруденения известен в бассейне р. Мушта, в правом притоке р. Хасаут.

Оруденение золоторудной сульфидной формации (проявление I-7-77) развито в правом борту р. Кубань, где в зонах смятия метаморфических сланцев, прослоях кварцитов, зачастую окварцованных, расположенных в экзоконтактной части массива гранитов малкинского комплекса, наблюдается густая вкрапленность, прожилки пирита (до 30 % и более). С поверхности они выветрены, лимонитизированы, избилуют пустотами выщелачивания. Мощность пиритизированных зон достигает 70 м, кварцитов — 1,5–2,0 м, прослежены по простиранию на десятки и сотни метров. Содержание золота невысокое и колеблется по результатам пробирного анализа от «следов» до 1,1 г/т. В этом районе пиритизация метаморфических пород развита довольно широко, зоны и участки с содержанием пирита от 10–20 до 30 % и более встречаются на протяжении 20 км от бассейна р. Ташлыккол на северо-западе до приустьевой части долины р. Худес. Содержание золота в них по результатам золотоспектрального анализа колеблется от сотых долей до 3 г/т. Участок перспективен на промышленное золото и нуждается в проведении детальных поисковых работ.

Альпийское золотое оруденение концентрируется в *Тырныаузском* (6.0.4) и *Эльбрусском* (5.0.3) *рудных узлах*. Золотоносными являются все скарные тела, послескарновые метасоматиты Тырныаузского и Гитче-Тырныаузского вольфрам-молибденовых месторождений, подробное описание которых приведено ранее в разделе «Вольфрам». Максимальные содержания золота до 1900 г/т установлены в скарнах с золото-теллур-висмутовой минерализацией, где оно является одним из основных рудных минералов. В скарнах данного типа резко преобладает самородное золото, менее раз-

вито тонкодисперсное золото в тетрадимите, гранате, полевоом шпате, в единичных случаях установлено химически связанное золото. Самородное золото образует пластинчатые и дендритовидные зерна размером преимущественно до 0,05 мм, в отдельных случаях до 3–3,5 мм. Золоторудная минерализация тяготеет к апикальным частям скарново-рудной зоны, поэтому основное ее количество сосредоточено в скарнах, расположенных к северу от Центрального разлома. В вольфрам-молибденовых и магнетитовых скарнах золота значительно меньше (не более 6 г/т), чем в золото-теллур-висмутовом, и оно является сопутствующим вольфрам-молибденовому оруденению. Золото преимущественно тонкодисперсное и концентрируется в шеелите, молибдените, пирите, сфалерите, галените, халькопирите.

Оруденение участка Сухие Балки представлено золоторудной малосульфидной формацией. Участок расположен в правом борту р. Тырнауз-Су. Он представлен зонами трещиноватости субмеридиональной ориентировки с серией кварц-сульфидных жил в ороговикованных вулканогенных кызылкольской свиты. Протяженность золотоносной зоны до 600 м при максимальной ширине 80–100 м. Рудные минералы представлены арсенипиритом, пиритом, сфалеритом, галенитом, пирротинном, тетрадимитом, мальдонитом, самородным золотом. Золото в рудах свободное, в виде пластинчатых и нитевидных зерен (0,01–0,1 мм) в сростках с тетрадимитом, а также дисперсное в сульфидах (до 100 г/т). Содержание золота колеблется от сотых долей до 60 г/т.

Запасы золота по рудным телам категории C_2 составляют 1645 кг. Суммарные запасы участка Сухие Балки оцениваются в 5–6 т золота при средних содержаниях металла 2–3 г/т. Карбонатно-антимонитовая ассоциация с тонкодисперсным золотом в минералах сурьмы, как и кварц-карбонатно-полисульфидная с сульфосолями, наиболее широко проявлена на Гиче-Тырнаузском месторождении. Содержание золота в рудных телах месторождения достигает 200 г/т.

Экзогенная золотоносность представлена древними морскими и четвертичными аллювиальными россыпями формации золотоносных россыпей.

К древним морским россыпям относится месторождение Малолабинское (I-5-16), расположенное в верховьях балки Кировская (правый приток М. Лабы). Золотоносный пласт представлен конгломерато-песчаниками большелабинской свиты нижней–верхней перми. Протяженность пласта 500 м, мощность 2 м, площадь проекции пласта на горизонтальную плоскость – 2,25 км². Среднее содержание золота в нем – 1,5 г/т. Золото приурочено в основном к галечниковым фациям. Наиболее обогащена золотом приплотиковая часть. Галька конгломератов на 70 % состоит из полупрозрачного кварца. Содержание золота в гальке кварца – до 0,002–0,020 г/т. Информации о запасах отсутствует. Месторождение законсервировано [54].

Аллювиальные промышленные россыпи были открыты и введены в эксплуатацию по бассейнам рек Бол. Лаба (I-5-18,38), М. Лаба (I-5-25), Кубань (I-7-63), Малка (I-7-53, 51, 52, I-8-15), Баксан (I-7-99, I-8-21), Чегем (I-8-33, 59 и др.), Шахе (I-4-26) и Сочи (I-4-35, 36). За все время эксплуатации россыпей, с 1933 по 1941 г., на Северном Кавказе добыто 1245 кг золота. По геолого-промышленному типу выделяются мелкозалегающие рус-

ловые россыпи малых, средних и крупных долин, глубокозалегающие долинны россыпи крупных и средних долин, глубокозалегающие террасовые россыпи. Все россыпи аллохтонные. При всем своем разнообразии основная их масса образована за счет размыва золотоносных конгломератов карбона и нижней перми. Россыпи частично отработаны. Большая часть законсервирована. Суммарные ресурсы P_1 – P_2 составляют 4160 кг.

Несмотря на то, что некоторые россыпи являлись объектами старательской добычи в 1933–1944 гг., россыпные месторождения Кавказа изучены слабо.

Серебро. В минерагенической зоне Передового хребта известно одно проявление серебра – Малахитовое (I-5-39), локализованное в известняках джентинской свиты. Кроме того, известно несколько пунктов минерализации, залегающих в виде кварц-карбонатных жил в породах ацгаринского метаподкомплекса, в отложениях нижней перми и верхнего карбона.

Проявление Малахитовое (I-5-39) расположено в 2,2 км от устья Бол. Блыби, левого притока Бол. Лабы. Оруденение приурочено к участку выклинивания линз серпентинитов, где развиты зоны лиственитизации мощностью до 8 м и протяженностью около 50 м. По латерали зона лиственитизации переходит в измененные известняки с тонковкрапленным медным оруденением. Мощность оруденения до 30 м, протяженность до 300 м. В этом интервале выделяется рудный столб трубообразной формы диаметром до 19 м, идущий параллельно границе выклинивания серпентинитов. Содержание сульфидов в рудном столбе достигает 7% объема. Оруденение приурочено к контакту лиственитов и углеродистых известняков. Основными рудными минералами являются борнит, блеклые руды (тетраэдрит и теннантит) и халькопирит. Второстепенные минералы представлены пиритом, сфалеритом и герсдорфитом, редкие – бравоитом, леллингитом, пентландитом, галенитом и минералами серебра. Из гипергенных установлены халькозин, дигенит, ковеллин, малахит, азурит, гидроокислы железа, халькопирит и пирит. Содержание меди в рудном теле – до 2,35 %, серебра – до 160 г/т, свинца – 0,1 %, цинка – 0,1 %. Установлены повышенные содержания Ba и Sr (более 1 %). Серебро установлено в тетраэдрите (до 1 %), борните (до 0,5 %) и теннантите. Практического интереса не представляют.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран. Урановое оруденение представлено девятью месторождениями и 15 проявлениями герцинского, киммерийского и альпийского возраста. Генетический тип – гидротермально-осадочный, рудные формации – полигенная в зонах несогласия, ураноносных лигнитов, известняков, фосфатных пород.

В границах *Эшкаконского рудного узла* (3.0.1) минерагенической зоны Скалистого хребта известно Эшкаконское месторождение (I-7-31) и два проявления (I-7-15, 35) альпийского возраста. Оруденение стратиформно-эпигенетического типа располагается в пестроцветных карбонатно-терригенных отложениях верхней юры–нижнего мела в зонах перехода конти-

нентальных терригенных фаций осадков в карбонатные морские. Для него не характерен четко выраженный стратиграфический контроль. Чаще оруденение локализовано в доломитах, реже в аргиллитах и песчаниках, обогащенных углефицированной растительной органикой. Морфология тел пластово-линзовидная, иногда прожилково-вкрапленная. Мощность от 0,1–0,3 до 2,0 м, протяженность оруденелых пластов до 200 м. Минеральный состав руд – урановые черни, редко настуран, в зоне окисления – карнотит. Содержание урана в рудах – 0,06 %.

В герцинскую эпоху сформировалось оруденение гидротермального типа, связанное как с верхнепалеозойскими субвулканическими телами кислого состава (месторождения: Пскентское (I-6-10) – бассейн р. Уруп, Нарытайское (I-6-29) – р. Аксаут и ряд проявлений, главным образом на Западном Кавказе), так и с зонами дробления и метасоматоза в домезозойских образованиях Большого Кавказа (месторождение Гизельдонское (II-9-66) в Северной Осетии, ряд проявлений в минерагенических зонах *Главного* (7) и *Передового* (6) хребтов). К этой же эпохе относится стратиформное (фосфорно-урановое) оруденение в верхнепалеозойской молассе: месторождения: Бамбакское (I-5-14), Гидамское (I-6-36) и Аксаутское (I-6-33) бассейн р. Аксаут, Чиликское (I-6-24) и ряд проявлений).

Месторождение Гизельдонское (II-9-66). Пространственно урановое оруденение минерагенической зоны Главного хребта тяготеет к верхнепалеозойским молассовым образованиям, обнажающимся в ядре Гизельдонской антиклинали и Геналдонского тектонического блока. Было установлено три ураноносных участка широтного направления протяженностью 500–1500 м: Хрустальный, Скальный и Дончита.

Участок Хрустальный расположен в левом борту р. Мидаграбиндон, в 6 км от горы Сырхыбарзонд (4148 м) на восток. Рудные тела на участке приурочены к зоне разлома и сконцентрированы в группы, расположенные в западной, центральной и восточной его частях. Вмещающими породами являются рассланцованные и частично милонитизированные конгломераты верхней части баддонской свиты. Протяженность рудных тел от первых метров до 75 м, ширина от 2 до 15–20 м. Самое крупное рудное тело имеет длину 75 м и ширину 15–20 м с залеганием аз. пад. 175°, угол пад. 75°. Радиоактивность в пределах крупного тела колеблется от 300 до 2500 гамм. Рудная минерализация представлена урановой чернью, силикатами (уранофан и др.), гидроокислами (гуммит и беккерелит), слюдками (стенит, торнбернит и др.). Кроме этих минералов, в виде мелкой вкрапленности присутствуют титаны урана и редких земель типа браннерита. Минерализация урана сопровождается мелкими вкраплениями и прожилками пирита, халькопирита, арсенопирита, пирротина, молибденита и изредка сфалерита, галенита. Содержания (%) урана – 0,01 до 2,54; иттербия и никеля – 0,001–0,100; молибдена – до 0,18; кобальта и иттрия – 0,001–0,010; свинца и хрома – 0,001–1,000; меди – 0,001–1,000; мышьяка – 0,1–1,0. Генезис оруденения – гидротермальный.

Участок Скальный расположен в правом борту р. Мидаграбиндон, в 4 км от горы Шаухох (4636 м) на запад. Небольшая часть участка расположена в русле р. Гизельдон, разделяющем Северный и Южный ледниковые цирки. Оруденение представлено разрозненными рудными телами в виде линз и

гнезд, находящихся на одном небольшом участке в пределах средней части баддонской свиты. Они не имеют видимой четкой связи с тектоническими нарушениями, но какая-то часть из них, возможно, является тектонически-разобщенными частями одного или нескольких рудоносных горизонтов. Самым крупным телом Скального участка является пластообразная залежь, почти непрерывно прослеженная на 165 м, шириной от 0,2 до 2–3 м. Залежь расположена в массивных серых и сероцветных метаморфизованных конгломератах, пересеченных параллельными прожилками аплитов, литологически ничем не отличаются от вмещающих безрудных конгломератов. Она была выделена и оконтурена на местности исключительно благодаря своей повышенной гамма-активности. Оруденение в этой полосе по простиранию распределено крайне неравномерно. В пределах ее выделяется ряд рудных линз с промышленным содержанием урана, чередующихся с участками с низкими содержаниями, но на всем протяжении в ее пределах породы имеют активность 3–4 натуральных фона. Урановая минерализация полосы оруденения Скального участка представлена урановой смолкой, чернью, уранофаном, гуммитом и слюдками смешанного состава. Она повсеместно сопровождается вкрапленностью и мелкими прожилками сульфидов (пирита и халькопирита), а в отдельных линзах – эритрином и кобальтином. Содержание (%) урана – 0,001; мышьяка – 0,01–10,00; кобальта – 0,05; меди – 0,01; молибдена и никеля – 0,001–1,000; свинца, хрома и цинка – 0,001–0,100. Общая длина полосы оруденения – 330 м, падение зоны – на север под углом 40°. Генезис оруденения осадочно-инфильтрационный.

Участок Дончита расположен в левом борту р. Мидаграбиндон, в 500 м севернее участка Хрустальный. Оруденение представляет собой группу разобщенных линз и гнезд с урановой минерализацией. Здесь выявлено более 20 рудных тел размером от 0,2 × 1,0 до 15–30 м. Все они находятся в массивных метаморфизованных конгломератах средней части баддонской свиты и не имеют видимой связи с каким-либо тектоническим нарушением или определенным стратиграфическим горизонтом. Степень опробованности этих линз различна и находится в прямой зависимости от степени их доступности. Геохимический комплекс элементов на участке, установленный спектральными анализами, почти не отличается от такового на Скальном участке. Урановая минерализация в самой крупной линзе представлена чернью, торбернитом, уранофаном и другими силикатами, а также слюдками смешанного состава. По данным химического анализа, в 11 бороздовых пробах содержания урана колеблется от 0,31 до 0,30 %, в среднем – 0,15 %. Генезис оруденения – осадочно-инфильтрационный.

Месторождение Бамбакское (I-5-14) расположено в центральной части Бамбакского нагорья, в границах *минерагенической зоны Передового хребта* (6). Участок месторождения сложен пестроцветными терригенными озерными отложениями аксаутской свиты нижней перми. Рудоносны прослои кремнисто-фосфорных доломитов, углистых и фосфорных аргиллитов, алевролитов и песчаников (9 прослоев) мощностью от 0,15 до 1,50 м и прослеженной протяженностью от 50 до 620 м. Содержание U_3O_8 – 0,005–0,160 %, обычно – первые сотые доли процента. В рудных телах установлены тонкодисперсные окислы урана и урансодержащий керит. Месторождение забалансовое [54].

Значительная группа мелких полигенных проявлений урана сосредоточена в пределах *Садонского рудного района* (8.3) в Северной Осетии и приурочена к основанию юрской осадочной толщи — Хукали-II (II-8-75) и др.

Более молодые гидротермальные проявления урана связаны с субвулканическими телами юрского возраста — Юбилейное (I-7-87) и др. Проявления плиоцен-раннечетвертичного возраста инфильтрационного типа приурочены к моноклинали северного склона, бортам Терско-Каспийской впадины.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Все объекты пьезооптического сырья представлены кварцем оптическим и пьезоэлектрическим и располагаются в границах Фиагдонского и Тлярата-Рутульского минерагенических полей, выделенных соответственно в составе минерагенических зон Главного Хребта и Известнякового Дагестана.

Кварц оптический и пьезоэлектрический. Тлярата-Рутульское поле включает 10 проявлений и Айшат-Кулинское (III-11-55) месторождение горного хрусталя. Горный хрусталь встречается в отложениях ранней юры в виде друз с мелкими кристаллами, представляющими интерес как коллекционный материал. Обычно кварц молочно-белый, преимущественно друзовидный и шестоватый, нематаморфизованный. Может использоваться для получения оптических стекол и производства свинцового хрусталя, но объемы его обычно незначительны, а разработка весьма затруднительна.

Фиагдонское хрусталеносное поле охватывает бассейн верховьев р. Фиагдон в границах развития песчано-глинистых сланцев и песчаников плинсбаха (песчаниково-глинистая формация нижней—средней юры). В его состав входят четыре проявления. Жилы кварцевого и кварц-карбонатного состава содержат гнезда и полости, выполненные кристаллами горного хрусталя. Размер кристаллов до 5–7 см в поперечнике и до 5 см по длинной оси. Изучены недостаточно. Запасы не подсчитывались. Требуется дальнейшее изучение.

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Известны месторождения серы, барита, целестина и известняков для химической промышленности.

Сера. Месторождения и проявления самородной серы Северного Кавказа по условиям образования можно отнести к гидротермальным, самородной инфильтрационной формации. Объекты сосредоточены в Дагестане, Чеченской и Кабардино-Балкарской республиках и в Краснодарском крае, где они локализируются в сульфатно-карбонатных отложениях позднеюрского, мелового и четвертичного возраста. Здесь известно четыре мелких месторождения: Могохское (III-11-9), Кхиутское, Гиик-Салганское и Сенгель-Кортское и около 20 проявлений самородной серы.

В Эльбрусской минерагенической зоне известно четыре проявления серы, являющихся продуктом деятельности вулкана Эльбрус.

Месторождения отработаны. Проявления представляют лишь минера-логический интерес. Некоторые перспективы возможны для Баксанской минерагенической зоны, где наличие битумов, парагенного самородной сере целестина в сульфатно-карбонатных породах верхней юры, позволяет предполагать возможность формирования самородной серы инфильтраци-онно-метасоматического типа.

Барит. Барит представлен месторождениями и проявлениями жильного (семь объектов) и, в меньшей степени, стратиформного типа. Большая часть баритовых месторождений и проявлений жильного типа размещается в зоне Передового хребта. Здесь известны Уруштенское и Кизильчукское месторождения, проявления Архызское, Безымянное и др., формирующие Зеленчукский баритоносный район. Типичным представителем оруденения жильного типа является Уруштенское месторождение.

Месторождение Уруштенское (I-5-32) расположено в левом борту р. Уруштен, вблизи устья р. Алоус. Представлено шестью крупными субмеридиональными кварц-кальцит-баритовыми жилами, секущими гранитоиды чиликского интрузивного комплекса. Самая крупная жила «а» мощностью 3,7 м прослежена по простиранию на 360 м, по падению – на 67 м. Запасы барита в жиле – 44 500 т. Месторождение законсервировано.

Баритовое оруденение Бечасынской зоны представлено Алык-Башским (I-7-59), Индышским (I-7-65), Джаланкольским (I-7-70) месторождениями и проявлениями Чочу-Кулак, Кич-Чатал, Муштинским.

Месторождение Алык-Башское (I-7-59) локализовано в пределах Кубанского выступа, в метаморфических диафторитовых сланцах джаланкольской и индышской свит протерозоя. Месторождение представляет собой круто падающую на запад зону, в которой заключены кварцево-баритовые жилы мощностью 0,2–0,5 м, разделенные прослоями (от 0,5 до 10 м) кристаллических сланцев. Содержание барита от 11 до 80 %, в среднем 45–50. Состав рудных тел: кварц, барит, пирит, кальцит, доломит, фуксит, серпентин, реже галенит, сфалерит, халькопирит, магнетит, гематит, пирролюзит. На 1.01.1960 г. запасы выработаны и списаны. Остаточные запасы по категориям В + С₁ составляют 68,7 тыс. т барита.

Минерализация стратиформного типа отмечаются только в Лабино-Малкинской зоне. Залежи барита установлены в доломитизированных известняках оксфорда в бассейне рек Подкумок и Эшкакон, барремских отложениях и глинах апта у с. Элькуш; баритоносные известняки валанжина наблюдаются в бассейне рек Гунделен и Чегем (Харчук, 1986).

Целестин. Основная часть месторождений и проявлений целестина (стронция) сосредоточена на Восточном Кавказе, образуя Дагестанский стронциеносный район. Здесь расположены месторождения Синие Камни (III-12-15) и Вицхинское (III-12-16), крупные перспективные проявления Кули-Меэр (III-12-7), Бакдакули (III-12-12), Чохское (III-11-44). Месторождения и проявления целестина (стронция) стратиграфически четко приурочены к низам нижнего мела и локализуются в отложениях берриаско-

го яруса, выделенным здесь как кулимеэрская свита. Геолого-промышленный тип месторождений и проявлений осадочно-эпигенетический. Типичными для рудных тел почти всех этих объектов являются их пластовый характер и значительное площадное распространение при небольших мощностях по разрезу.

Наиболее представительным является месторождение Синие Камни (III-12-15), расположенное в верховьях р. Гамриозень. Месторождение выявлено в 1972 г., в 1973–1974 гг. проведена предварительная разведка Северного участка месторождения. В структурном отношении приурочено к северной части западного крыла Мугринской антиклинали. Рудная залежь приурочена к отложениям берриаса, имеет пластовую форму, мощность от 4,6 до 5,9 м, углы падения от 20 до 50°. Наибольшая ширина составляет 200 м, залежь прослежена по падению на 450 м. Оруденение представлено брекчевидно-прожилковыми, массивными и вкрапленными рудами. Целестин присутствует в форме сплошных прослоев, гнезд, цемента брекчий, прожилков и вкрапленности. Качество руд достаточно хорошее – среднее содержание окиси стронция в центральной части залежи Северного участка достигает 18,5 %, в окраинной части – 9 %. Технологические исследования на обогащенность руд показали возможность получения качественного концентрата по простой технологической схеме. Лабораторными работами (КИМС) впервые установлена принципиальная возможность одностадийной выплавки комплексных сплавов кремний–марганец–кальций–стронций (КМКС) и кремний–марганец–кальций–алюминий–стронций (КМКАС) углетермическим способом, практически бесшлаковым процессом. Рудные залежи месторождения не обводнены, рельеф и инженерно-геологические условия благоприятные для эксплуатации штольневым способом. Богатые залежи месторождения Синие Камни представляют промышленный интерес. Запасы руды по категории С₁ составляют 2056 тыс. т. Месторождение отнесено в резерв.

Бораты. Месторождения и проявления датолитовых руд Северного Кавказа пространственно и генетически связываются с неогеновыми интрузиями гипабиссальных трахилипаритов (типа лакколитов). В пределах описываемой территории известно месторождение датолитовых руд Золотой Курган, входящее в состав датолитоносной провинции Кавказских Минеральных Вод (КМВ). Датолитовое оруденение приурочено к скарнированным карбонатным породам сводовых и боковых частей неогеновых интрузий завершающей стадии альпийской складчатости.

Месторождение Золотой Курган (I-8-5) приурочено к кровле граносиенитового массива, представляющего собой сложный слепой шток с двумя выступами (сателлитами) – «Главным куполом» и «Южным бугром». Обнажаются лишь частично граносиениты последнего. Вмещающие породы – известняки заюковской свиты и мергели эльбурганской свиты. Месторождение представлено пятью рудными телами, располагающимися вдоль южного склона горы в седловине между двумя указанными выступами. Рудные тела имеют форму пластообразных залежей с раздувами и пережимами и контролируются тектоническими нарушениями в толще осадочных пород. Четыре рудных тела – слепые, а одно (рудное тело № 1), являющееся

наиболее крупным, выходит на дневную поверхность. Среднее содержание борного ангидрида по месторождению – 4 %. Разведанные запасы по состоянию на 1.01.1965 г. составляют 109 тыс. т, в том числе по промышленным кат. А + В – 90,9 тыс. т. Месторождение законсервировано.

Известняк (химическое сырье). В пределах описываемой территории известно Длиннодолинское (р. Терек) месторождение известняков, используемых для сахарной и химической промышленности.

Месторождение Длиннодолинское (II-9-17) приурочено к карбонатно-терригенным отложениям верхней юры–нижнего мела. Полезная толща, состоящая из известняков мощностью 150–172 м, прослежена по простиранию на 700 м, по падению на 350 м. По литологическому и химическому составу в ней выделяются три пачки – 2, 3, 4. Пачка 2 мощностью 102–118 м сложена светло-серыми известняками со средним содержанием CaCO_3 – 97,5 % и MgCO_3 – 1,06 %; пачка 3 – серовато-коричневые доломитизированные известняки мощностью 13,5–15,0 м с повышенным содержанием MgCO_3 – от 1,22 до 22,11 %; пачка 4 мощностью 42–50 м состоит из известняков, аналогичных пачке 2, с содержанием CaCO_3 – 98,13 % и MgCO_3 – 1,29 %. Запасы сырья для производства карбида кальция, кальцинированной и каустической соды, применения в сахарной, стекольной и металлургической промышленности (известняки пачек 2 и 4) по кат. А + В + C_1 составляют 100 535 тыс. т, по C_2 – 362 723 тыс. т. (протокол № 6516 от 7.04.1972 г.). Запасы известняков для получения магнезиальной извести, строительного щебня в пачке 3 по кат. А + В + C_1 составляют 9727 тыс. т, C_2 – 55 303 тыс. т. (протокол № 562 от 1.09.1971 г.). Суммарные балансовые запасы этих категорий по месторождению составляли 110 262 и 418 026 тыс. т; на 1.01.2002 г. – 105 692 и 418 026 тыс. т соответственно. Известняки всех пачек пригодны для бутового камня, щебня в бетонах и облицовочных работ. По количеству разведанных запасов месторождение крупное, перспективное; разрабатывалось с 1964 г., в настоящее время законсервировано.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ ФОСФАТНЫЕ

Минеральные удобрения представлены только фосфатными рудами (апатитом и фосфоритом).

Апатитовые руды локализованы в кристаллических и метаморфических сланцах зоны Передового хребта и представлены Маркопиджским месторождением и рядом проявлений (I-5-30, 31).

Месторождение Маркопиджское (I-5-29) расположено в бассейне р. Маркопидж (правый приток Мал. Лабы). Генетический тип – гидротермально-метасоматический. Приурочено к серпентинитовому массиву, залегающему на северо-восточном крыле Блыбской антиклинали в зоне долгоживущего Уруштен-Маркопиджского разлома общекавказского простирания. Апатитсодержащие карбонатные породы представляют собой узкие линзовидные тела. В пределах месторождения выявлены Центральная, Восточная и Западная рудные залежи. Содержание апатита в жилах меняется

по простиранию и падению от первых до 20–30 % (среднее содержание P_2O_5 в рудах – 4,56–7,28 %, редкоземельных элементов – 0,126 %). Запасы P_2O_5 составляют 503,13 тыс. т (Молчанов Е. Г., 1989). В связи со сложными горнотехническими условиями освоение месторождения признано нерентабельным и дальнейшее изучение его прекращено.

Месторождения и проявления **фосфоритовых руд** Северного Кавказа представлены оруденением морского биохемогенного генезиса. Фосфориты, преимущественно желваковый тип, встречаются в юрских и меловых отложениях Центрального Кавказа – Бечасынское (I-7-109) месторождение и ряд проявлений и Дагестана – Касумкентское и другие проявления. Всего установлено 63 залежи фосфоритов. Практического интереса не представляют.

Месторождение Бечасынское (I-7-79) – генезис морской биохемогенный. Фосфатсодержащие конкреции сидерита образуют прослой мощностью 5 м в алевролитах ааленского возраста. При размыве вмещающих пород конкреции накапливаются в конгломератах. Выход конкреций сидеритов составляет 6 %, содержание в них P_2O_5 – 9,2–24 %.

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Керамическое и огнеупорное сырье представлено месторождениями и проявлениями кварцита, пегматита керамического, полевого шпата, андалузита и огнеупорных глин.

Месторождения и проявления **кварцитов** известны в границах Верхне-Чегемского и Буронского перспективных полей. Верхне-Чегемское поле располагается в восточной части Северо-Кавказского краевого массива в бассейнах среднего течения р. Чегем и его левого притока р. Джунгу-Су. Здесь в полосе развития метаморфических пород чегемской свиты (формация порфиروبластовых плагиогнейсов протерозоя–нижнего палеозоя) зафиксировано Актопракское (I-8-64) месторождение кварцитов, где мощность продуктивных пластов достигает 50 м. Содержание кремнезема – 98,5–99,0 %. Подсчитанные запасы по двум блокам кварцитов по категории С₂ составляют 642 тыс. т.

Буронское поле в тектоническом плане приурочено к Садоно-Унальскому выступу. В поле зафиксировано одно Хукальское проявление кварцитов, приуроченных к кристаллическим сланцам буронской свиты протерозоя. Здесь, в балке Сайченпайон обнаружены три пачки кварцитов мощностью 10–40 м. Проявление не разведано, требует дальнейшего изучения.

Керамическими являются проявления **пегматитов**, сосредоточенных на западе Центрального Кавказа. В качестве керамического сырья также могут использоваться кварцевые альбитофиры и дациты Цейского и Холстинского месторождений, расположенных на восточном фланге Центрального Кавказа, андалузиты Мукуланского (I-7-106) месторождения, расположенного в ущелье р. Баксан и приуроченного к зоне контакта юрских сланцев с интрузиями неогенового возраста. Месторождения среднеюрских огнеупорных глин Красногорское-I и II (I-6-7), Эшкаконское (I-7-24) и др. известны на Центральном Кавказе.

Месторождения **полевошпатового сырья** выявлены в Кабардино-Балкарии — Гитче-Тырныаузское (I-7-135), Безенгийское (II-8-15); в Северной Осетии — Цейское (II-8-76); в Карачаево-Черкесии — Маринское (I-7-37), Кишкитское (I-6-39). Для сырья всех месторождений установлена возможность получения фарфоровых изделий. Фарфоровый камень обладает высоким калиевым модулем (до 54) и довольно низким содержанием окислов титана (сл. — 0,03 %) и марганца (0—0,0007 %). Типичным представителем является Безенгийское месторождение.

Месторождение Безенгийское (II-8-15) — генезис магматический. Вмещающая формация вулканогенно-терригенная. Месторождение приурочено к субинтрузивным образованиям хуламского комплекса. Полезным ископаемым являются светлые, фарфоровидные разности кварц-полевошпатовых метасоматитов, образующие силлообразные тела № 2 и № 6 среднеюрского возраста, расположенные на контакте аргиллитов тоарского и ааленского ярусов. Максимальная мощность их до 80 м; средняя по телу № 2 — 26,6 м, по телу № 6 — 27,9 м. Выходы метасоматитов на дневную поверхность составляют не более 10 %. Большая часть их перекрыта чехлом четвертичных отложений мощностью 0,5—58,0 м и аргиллитами ааленского яруса (более 120 м). Месторождение крупное по масштабам, весьма перспективное. Запасы по категории C_1 — 3472,9 тыс. т, C_2 — 1537,6 тыс. т [145].

Глины огнеупорные и керамические представлены месторождениями и проявлениями в Краснодарском крае — Адлерское (I-4-52), Карачаево-Черкесии — Красногорское II (I-6-7), Эшкаконское (I-7-24), Картджуртское (I-7-88). Глины относятся к аллохтонным образованиям, связанным с размывом и переотложением глинистых продуктов коры выветривания. Месторождения приурочены к отложениям юрского и четвертичного возраста. Ниже приводится описание наиболее типичных месторождений.

Месторождение Эшкаконское (I-7-24). Рудовмещающая формация — сероцветная песчано-глинистая (плинсбах—тоар). Генезис осадочный, прибрежно-морской. Месторождение приурочено к песчано-глинистым угленосным отложениям хумаринской свиты (нижняя юра). Глины (от 2 до 4 пластов) приурочены к зальбандам пластов каменного угля и характеризуются мощностью от 0,3 до 3—4 м. Пласты прослежены по простиранию до 1 км. Выделяются темные уплотненные глины, слоистые аргиллиты и рыхлые глинистые разности. Огнеупорность глин 1620—1710 °С. Шильтракские сухарные глины пригодны для получения бесшамотных огнеупорных изделий. Месторождение детально не разведывалось. Запасы по категории C_2 — 3,6 млн т. Запасы сырья могут быть увеличены за счет прилегающих участков на левом склоне долины р. Гижгит [147].

Картджуртское месторождение (I-7-88) керамических глин расположено в 8 км северо-восточнее с. Хумалаг. Представлено пластообразной залежью глин четвертичного возраста мощностью 10 м. Сырье относится к кислым, реже полукислым глинам с высоким содержанием солей. Среднее число пластичности 10,1. Коэффициент чувствительности к сушке 1,2; воздушная усадка 6,6 %; огневая усадка 0,5—1,36 %; глины не спекающиеся. Запасы глин утверждены ТКЗ и составляют по кат. А + В + C_1 — 867 тыс. м³; по C_2 — 878 тыс. м³. Месторождение мелкое, перспективное, законсервированное.

Высокоглиноземистое сырье (андалузит, силлиманит) известно в Кабардино-Балкарии (Мукуланское месторождение). Оно исследовалось как сырье для выплавки алюминия, однако обогащение не обеспечивает достаточного увеличения содержания алюминия (до 25 %), запасы сырья недостаточны для создания рудника.

Месторождение Мукуланское (I-7-106). Рудовмещающая формация — песчано-глинистая, генетический тип — контактово-метаморфический. Район месторождения входит в состав Тырнаузской тектонической зоны, сложенной метаморфизованными породами верхнего и среднего палеозоя и нижней юры. Месторождение приурочено к нижнеюрским песчаникам и конгломератам мукуланской свиты. Рудная залежь состоит из андалузитовых сланцев с небольшим количеством песчаников. Протягивается залежь в виде узкой полосы через водораздел от б. Мал. Мукулан на северо-востоке до б. Бол. Мукулана на юго-западе. Простирается она — северо-восточное с падением на северо-запад под углом 35–75°. По падению залежь вскрыта балками на 270 м. Протяженность залежи 1120 м со средней мощностью 42 м. Форма залежи пластообразная, состоит она из отдельных слоев и линз, характеризуется непостоянством состава и различной степенью метаморфизма. Содержание андалузита колеблется от 1 до 20 %, среднее 8,4 %. Запасы сырья по кат. В + С₁ — 29 млн т. Запасы не утверждались, месторождение законсервировано. Практического интереса не представляет [147].

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Абразивные материалы представлены группой проявлений гранатов, тремя небольшими месторождениями пемзы и вулканического пепла (верховья р. Кубань).

Гранат. Проявления гранатов известны в зоне Передового и Главного хребтов, где они приурочены к амфиболит-кристаллосланцево-гнейсовой и скарновой формациям, развитым в пределах Верхнелабинского (четыре проявления), Тырнаузского (два проявления) и Софийского (одно проявление) минерагенических полей. Ориентировочные запасы граната — 6,3 млн т. Необходимо отметить, что целенаправленные работы на изучение объектов на этот вид сырья практически не проводились.

Пемза. Пемзы и пеплы являются продуктами вулканической деятельности плиоцен-четвертичного возраста. Месторождения Кисловодское (I-7-121) и Кобанское (I-7-123) представлены линзами светло-серой пемзы и вулканического пепла вулкана Эльбрус в аллювиально-озерных глинах эоплейстоцена, перекрытых современным коллювием и делювием. Запасы Кисловодского месторождения около 3 тыс. м³, Кобанского месторождения — 20 тыс. м³. Месторождения периодически разрабатывались кустарным способом. Практического значения не имеют.

Месторождение Тырнаузское (I-7-136) также приурочено к аллювиально-озерным глинам эоплейстоцена, сохранившимся под современными гляциофлювиальными отложениями террасы р. Баксан. Представлено линзообразной залежью протяженностью 250 м, шириной 70–80 м, мощностью до 14 м

в голоценовых отложениях. Залежь состоит из двух слоев: слой белой пемзы мощностью 3–4 м и слой пумицита мощностью до 1,4 м. Запасы по категории А + В + С₁ для пумицита – 59 тыс. м³, для пемзы – 46,3 тыс. м³. Запасы не утверждались, месторождение законсервировано. Практического интереса не представляет [147]. Практического значения не имеет.

Камни точильные. Камни точильные представлены мелкозернистыми кварцево-слюдистыми песчаниками. Мелкие месторождения (Махческ-Фаснальское (II-8-58), Унальское) известны в Северной Осетии, где периодически разрабатываются местным населением. Песчаники месторождений залегают в алеврито-глинистых отложениях галиатской свиты. Наиболее изученное Унальское месторождение сложено переслаивающимися маломощными пластами глинистых сланцев и песчаников. Песчаники мелко- и среднезернистые, однородные, плотные, цемент глинистый. Установлено семь пластов мощностью до 1 м (средняя 0,3–0,6 м). Технологические исследования установили пригодность песчаников четырех пластов для изготовления точильных кругов диаметром 0,2–0,4–0,5 м и брусков. Круги имеют высокие абразивные качества. Выход полезного материала 25–30 %, а с использованием отходов для точильных брусков – 60–70 %. Запасы подсчитаны по семи пластам и составляют по категориям А + В – 2,5 тыс. м³. Горнотехнические условия благоприятны.

До 10 проявлений точильных камней известны в Дагестане. Песчаники ранне-среднеюрского возраста кварцевые, однородной структуры, крупно-среднезернистые, с вязким, крепким цементирующим материалом. Суммарные запасы по всем проявлениям составляют около 3 млн м³.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Горнотехническое сырье представлено месторождениями асбеста и талька в серпентинитах Западного Кавказа, графита в юрских отложениях Северной Осетии и цеолита в глинах палеоцена–эоцена.

Асбест. В Передовом хребте известно месторождение Большелабинское (I-5-19) и пять проявлений хризотил-асбеста. Месторождение хризотил-асбеста расположено на р. Бол. Лаба, в 4 км выше устья р. Бескес и приурочено к серпентинитам Беденского массива. Серпентиниты вмещают жилы хризотил-асбеста зеленовато-серого, серого и голубоватого, мелкопрожилкового поперечно- и продольноволокнистого. Длина волокна 10–15, реже до 30 мм. Основная масса его относится к IV–VI сортам. Месторождение законсервировано [54].

Проявления амфибол-асбеста выявлены в уралитовых базальтах верхнего силура–нижнего девона и в вулканогенно-осадочных отложениях среднего девона.

Мелкое месторождение Шаман-Беклегенское (I-7-71) приурочено к серпентинитовому массиву, залегающему в виде полосы шириной до 250 м и протяженностью более 1 км. Представлено оно прожилками хризотил-асбеста мощностью 1–3 см, длиной до 50 мм. В 1930 г. для месторождения

были подсчитаны запасы по кат. А + В + С₁, составляющие 18,8 тыс. т. Запасы не утверждались, месторождение законсервировано [147].

Тальк представлен мелким месторождением Лабинское, расположенным в высокогорном, труднодоступном районе Краснодарского края. Месторождение состоит из двух тел. Вмещающие породы – кристаллические сланцы и гнейсы армовской свиты. Оба тела развиваются по серпентинитам и имеют зональное строение: центральная часть представлена тальком, антигоритом, краевая зона – вермикулитом, биотитом, актинолитом. По второму телу произведен подсчет запасов по категориям С₁ – 189 945 т и С₂ – 227 000 т. Гидрогеологические и инженерно-геологические условия разработки месторождения благоприятны.

В Передовом хребте известны непромышленные проявления Маркопиджское (I-5-36), Бескесское (I-5-40). Тальк связан с серпентинитами Маркопиджского массива и представляет собой линзы талька непосредственно в серпентинитах и зону оталькования – в плагиогнейсах армовского метакомплекса протерозоя вблизи контакта с серпентинитами. Содержание окиси магния – 16,23–30,00 %.

Графит. На территории Северного Кавказа известно одно месторождение и несколько проявлений графита, которые сконцентрированы на территории Республики Северная Осетия–Алания. Джимаринское (II-9-39) месторождение приурочено к толще черных глинистых сланцев кистинской свиты нижней юры. Мощность пропластков чистого графита в пластах составляет 0,6–0,9 м. Общая мощность графитоносного горизонта 30–70 м, протяженность до 20 км. Запасы графита по трем участкам – более 0,3 млн т, авторские запасы графита всего месторождения – 1,362 млн т. Прогнозные ресурсы отдельных проявлений оцениваются от 0,05 до 0,90 млн т при содержании углерода 25–50 % [146].

Шунгит. Промышленный интерес может представлять другой вид углеродистого сырья – шунгит. В верхнем течении р. Кубань (Карачаево-Черкесская Республика) выявлено Ташлыкольское проявление, в котором тела шунгитизированных мусковит-кварцевых сланцев преимущественно северо-западного и западного падения (угол 10–30°) прослежены на 1,6 км. В исходных породах количество углерода составляет 3,4–4,5 %, летучих – 0,5 %. Выход концентрата низкий – 5,57–5,82 %. Содержание углерода в концентрате 10,1–12,4 %, летучих – 0,6 %. Зольность концентрата соответственно варьирует от 89,9 до 87,6 %. Прогнозные ресурсы шунгита оцениваются более чем в 1,2 млн т.

Цеолит. Площади развития цеолитсодержащих пород известны в Краснодарском крае, Адыгее, Кабардино-Балкарии, Дагестане. Цеолитсодержащими являются кремнисто-цеолитовые глины и опоки, залегающие среди аргиллитов, мергелей и известняков палеоцен-эоценового возраста. Содержание цеолита в глинах 24–29 %, в опоках – до 60 %. Суммарные прогнозные ресурсы Р₂ по всем площадям составляют до 1 млрд т.

ПОДЕЛОЧНЫЕ И ТЕХНИЧЕСКИЕ КАМНИ

Гагат. Месторождения Харагское (IV-12-5) и Миитское (IV-12-6) известны в Дагестане, где они приурочены к пластам песчаников карахской свиты, содержащим линзы и прослой гагата мощностью до 30 см. Гагаты имеют глубокий черный цвет, полуматовый, матовый и раковистый излом; прочность 38–51 кг/мм, слабую трещиноватость. Структура однородная, местами древесная, иногда — расслаивания; полируемость хорошая. Полированная поверхность полублестящая, полуматовая. Прогнозные ресурсы составляют 109 т по категории P₂.

Гипс поделочный в пределах Северного Кавказа не описан. Однако по ряду месторождений гипса и ангидрида (Передовское, Усть-Джегутинское, Архонское, Псебайское) есть сведения о пригодности гипса и ангидрида в качестве облицовочного и поделочного камня. Однако ни на одном из них добыча поделочного или облицовочного камня не ведется.

Лиственит поделочный представлен Верхне-Тызыльским (I-7–96) месторождением в Кабардино-Балкарии и рядом проявлений в Краснодарском крае и Адыгее. Цвет верхнетызыльских лиственитов зеленый и ярко-зеленый с желтоватыми пятнами. Породы монолитные, трещины залечены ветвистыми прожилками кварцевого и карбонатного состава. Возможно изготовление пластинок размером 150 × 150 × 100 мм. Запасы определяются в 1300 м³, в россыпях — 700 м³. Шаханские и тхачские листвениты тяготеют к одноименным серпентинитовым массивам гипербазитовой формации. Это зернистые породы массивного сложения с причудливым прожилково-сетчатым рисунком кварц-карбонатных прожилков. Цвет лиственитов преимущественно темно- и красновато-вишневый, буроватый; есть разности серого и светло-серого цвета.

Мраморный оникс обычно сопровождает травертины, трассирующие некоторые зоны тектонических разрывов. Представлен восемью однотипными проявлениями (II-9-39; III-10-6; III-11-50, 52, 58; IV-12-24, 49, 53).

Проявление Чарахское (III-11-52) представлено несколькими выходами мраморного оникса разного качества среди травертинов, цементирующих щебень аргиллитов ратлубской свиты. Мраморный оникс полосчатый белого, медового, коричневатого цвета мощностью до 0,3–0,5 м (продуктивная средняя мощность 7–8 см). Оникс хорошо полируется и пригоден как поделочный сувенирный и коллекционный материал.

Проявление Кина (IV-12-24) расположено в 3,5 км западнее с. Лучек. Мраморный оникс имеет площадь около 0,6 га (60 × 100 м) и представлен натечными формами травертина мощностью до 20–30 см. Имеет янтарные до густых коричневых тонов окраски, полосчатой, часто концентрической текстуры, хорошо обрабатывается и принимает зеркальную полировку. Ориентировочные запасы сырья оценены в 15 т.

Проявление мраморного оникса Хновское (IV-12-49) представлено крутопадающей залежью северо-западного простирания мощностью 0,1–0,5 м и видимой протяженностью 4–5 м. Мраморный оникс имеет натечную форму,

полосчатую окраску с чередованием янтарно-желтых и коричневых полос шириной 2–3 мм, слабо трещиноват, хорошо обрабатывается и принимает полировку. Ориентировочные запасы сырья оцениваются в 8,6 т.

Халцедон отмечен двух генетических типов. В Кабардино-Балкарии он приурочен к силицифицированной коре выветривания гипербазитов (месторождения Тазакол и Лахран). В Карачаево-Черкесии, в пределах месторождения Джегутинское-2 (I-6-6), отмечены халцедоновые жеоды, приуроченные к конкреционным и инфильтрационно-вадозным корам выветривания на известняках валанжина. Периферическая часть жеод сложена тонкополосчатым халцедоном с концентрически-зональным рисунком. Ближе к центру рисунок размытый. Центральная полость иногда выполнена кварцем, кальцитом, целестином. Халцедон ювелирно-поделочный полупрозрачный, голубовато-серого цвета с розоватым оттенком. Запасы по категории C_1 – 111 т (ГБЗ ПИ РФ. Цветные камни, вып. 79, 2005).

Яшма представлена тремя месторождениями в Краснодарском крае. Месторождение Красная Поляна (I-5-60) представлено элювиально-делювиальными развалами красных яшм пятнистой текстуры, изредка встречаются участки с полосчатой текстурой. Среднее содержание яшмы-сырца по двум подсчетным блокам составляет 38,73 и 20,84 кг/м³; среднее по месторождению – 27,45 кг/м³. Выход сортового камня из сырца составляет 25,1 %.

На месторождении Малолабинское (I-5-51) горизонты яшм приурочены к контактам диабазов с филлитами большеозерской свиты. Мощность горизонтов до 30 м, протяженность до 300 м. Яшмы представлены в основном полосчатыми разностями.

На месторождении Хацавитое (I-5-17) пласты яшм тяготеют к контакту эффузивных пород среднего и основного состава и туфогенно-осадочных отложений пцицерской свиты. Цвет яшм разнообразный: вишневый, бордовый, розовый, малиново-красный, карминно-красный, цвета кофе с молоком, зеленый, бледно-зеленый и светло-зеленый. Текстура полосчатая, обломочно-полосчатая и струйчатая. Запасы яшм по категории C_1 – 435,9 т. Все месторождения законсервированы.

Многочисленные пункты минерализации яшм известны также в Карачаево-Черкесии, в девонских вулканогенно-осадочных толщах (кизилкольская и эльмезтюбинская свиты).

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Эта подгруппа полезных ископаемых развита наиболее широко и имеет разнообразный видовой состав.

Магматические породы

На описываемой территории известны месторождения кислых, основных, ультраосновных интрузивных и эффузивных пород, перлиты, туфы.

Кислые интрузивные породы представлены однородными средне-мелкозернистыми гранитами, пригодными для производства щебня и облицовочных плит. Известно 10 месторождений, приуроченных к гранитам различных магматических комплексов. Из них четыре сосредоточены в восточной части Центрального Кавказа, шесть располагаются в междуречье Кубань–Баксан.

Месторождения Кушуйское (I-7-109), Актюбинское (I-7-115), Черекское (II-8-30) и Сонгутидонское (II-8-74) приурочены к гранитам уллукамского комплекса, Куссинское (II-8-66) и Буронское (II-8-81) – к гранитам белореченского комплекса, Верхнебалкарское (II-8-43) – к анатектит-гранитам верхнебалкарского подкомплекса, Цейское (II-8-80) – к гранитам цейского комплекса, Фаснальское (II-8-57) – к гранитам фаснальского комплекса, Эльджуртинское (I-7-107) – к гранитам эльджуртинского комплекса. В настоящее время разведанные запасы составляют (млн м³): Фаснальское ($P_1 - 7$), Цейское ($C_1 + C_2 - 32,6$), Буронское ($P_1 - 14$), Кушуйское ($C_1 + C_2 - 0,086$), Актюбинское ($A + B + C_1 - 2,1$), Эльджуртинское ($P_1 - 4$). На Сонгутидонском месторождении запасы не подсчитывались. Черекское, Верхнебалкарское и Куссинское месторождения не освоены из-за отсутствия подъездных путей.

Основные и ультраосновные интрузивные породы используются в качестве бутового и облицовочного камня, а также как заполнитель для декоративных бетонов. Они представлены Краснополянским (I-5-57) месторождением габбро-диоритов, Курдульским (IV-12-25) месторождением диабазовых порфиринов, Марухским проявлением темноокрашенных габбро, Беденским и Малкинским месторождениями серпентинитов. Запасы по Краснополянскому месторождению до глубины отработки 30 м по пяти дайкам составляют 4 млн м³. По Курдульскому месторождению, Малкинскому месторождению, Марухскому проявлению запасы не подсчитывались. Месторождения законсервированы.

Месторождения Беденское (I-5-23) и Малкинское (I-7-49) приурочены к одноименным массивам серпентинитов. Беденский массив ранее разведывался с целью добычи хромитов. В настоящее время на участке Кольцовский на опытном карьере добывается серпентинит, используемый в качестве облицовочного материала. Для этих же целей рекомендуется участок Северный. Прогнозные ресурсы для двух участков развития крупноблочных серпентинитов составляют по категории P_2 для первого участка (при 30 % выходе блоков) около 2,8 млн м³, для второго – около 1 млн т. По Малкинскому месторождению запасы не подсчитывались, ориентировочно они составляют 1 млрд м³. Месторождение законсервировано. Представляет промышленный интерес.

Кислые и средние эффузивные породы используются в качестве бутового камня, а также как наполнитель для тяжелых бетонов. Известно Цейское (II-8-76) месторождение дацитов в Северной Осетии, Карачаевское (I-6-22) и Ташлыкольское (I-6-27) месторождения юрских андезитов, располагающихся в Карачаево-Черкесии и Кабардино-Балкарии. Месторождения малые, законсервированы.

Основные эффузивные породы представлены Безенгийским (II-8-17) месторождением базальтовых порфиритов в Кабардино-Балкарии. Совпадает с одноименным месторождением полевошпатового сырья. Разведывались базальтовые порфириты хуламского комплекса, слагающие субвулканические пластовые тела. Из-за сложных горнотехнических условий (большая вскрыша) запасы к утверждению не представлялись. Месторождение малое, законсервировано.

Перлиты используются в основном для изготовления пеплоблоков и в качестве наполнителей для легких бетонов. Известно восемь месторождений перлитов – Бедык-Су I (I-8-112), Бедык-Су II (I-8-104), Аргаюко (I-8-100), Нальчикское (I-8-111), Хакаюкское (I-8-116), Куркужинское (I-8-86), Кенженское (I-8-110), Кабадашхо (I-8-121). По запасам одно среднее, остальные малые. Большинство из них располагаются в Кабардино-Балкарии и приурочены к эоплейстоценовому лимноаллювию с горизонтами пеплов, зачастую перекрытых более молодыми осадками. Четыре месторождения эксплуатируются, остальные законсервированы.

Типичным представителем является Куркужинское (I-8-86) месторождение вулканических пеплов. Представлено пластовой залежью рыхловатых розово-серых зернистых пеплов. Разведанная протяженность залежи 600 м, ширина 420 м, мощность варьирует от 15 до 46 м (средняя 35 м). Мощность вскрыши от 2 до 14 м. Сырье отвечает требованиям ГОСТ 9797-83 и ГОСТ 22263-76 в качестве наполнителей для легких бетонов. Запасы утверждены по кат. А + В + С₁ в количестве 7137,19 тыс. м³. Месторождение среднее, эксплуатируется.

Туфы. Известно семь месторождений, приуроченных к толще верхнеплиоценовых липаритовых туфолав р. Чегем (Нижнечегемское нагорье) в Кабардино-Балкарии. В настоящее время эксплуатируется четыре месторождения: Заюковское (I-8-23), Каменское (I-8-38), Казганчийское (I-8-42), Гизельское (II-9-88). Три месторождения – Куркужинское (I-8-19), Заюково-1 (I-8-28), Лечинкое (I-8-34) законсервированы. По запасам сырья одно месторождение крупное, шесть – малые.

Типичным представителем является Заюковское (I-8-23) месторождение туфов, которое находится в юго-восточной части Заюковского туфового массива. Представлено пластообразной залежью, в составе которой выделяются три горизонта. Нижний и верхний сложены туфами мощностью соответственно 50 и 72 м, средний – туфоловами мощностью 95 м. Мощность полезной толщи от 60 до 100 м. Вскрышные породы представлены суглинками и выветрелыми туфами мощностью от 1 до 5 м, в среднем 4 м. Туфы кислые с содержанием (%) SiO₂ – 70–75; Al₂O₃ – 12,9–14,61; TiO₂ – 0,22–0,25; F₂O₃ – 1,6–1,9; CaO – 1,55–1,75; MgO – 0,57–1,67; SO₃ – 0,0–0,24; Na₂O – 2,9–3,1; K₂O – 4,3–5,2. Физико-механические свойства туфов: объемный вес 1,5–1,9 г/м³, удельный вес 2,32–2,55 г/м³, водопоглощение 7,4–18,8 %, пористость 30–45 %, коэффициент размягчения 0,6–0,83, временное сопротивление сжатию 57–610 кг/см², морозостойкие. Выход блоков 83,4 %, обладают хорошими пыльными свойствами. Пригодны для получения пыльного камня марок «75»–«300» (ГОСТ 4001-77). Туфы

обладают способностью вспучиваться, коэффициент вспучивания 1,84–3,2, объемный насыпной вес вспученного песка 384–754 кг/м³. Отходы от пиления туфов, а также рыхлые разности туфов могут быть использованы в качестве активных добавок к вяжущим и для производства стеклопластиков и стеклоглыб. На 1.01.1982 г. запасы туфов по кат. А + В + С₁ составили 14,2 млн м³. Перспективные ресурсы месторождения могут обеспечить любую потребность.

В плиоцен-эоценовых образованиях свиты Рухс-Дзуар известны два объекта: крупное Гизельдонское и малое Алагирское месторождения.

Месторождение Гизельское (I-7-88) представлено пластообразной залежью пеплов с примесью андезитово-дацитовых обломков шириной до 400 м и средней мощностью 32,6 м, протягивающейся в широтном направлении на 6,5 км (свита Рухс-Дзуар). Месторождение крупное, эксплуатируется, на 1.01.1986 г. запасы кат. А + В + С₁ – 13 495 тыс. м³; С₂ – 6633 тыс. м³. Сырье используется в керамической промышленности и для производства пепло-известкового силикатного и обычного кирпича; оно пригодно для производства пенобетонных и газобетонных изделий, пепло-известковых стеновых блоков, в качестве удобрений.

Карбонатные породы

Месторождения карбонатных пород связаны с осадочными морскими отложениями палеозойского, позднеюрского, мелового и неогенового возраста. На ряде месторождений добываемые карбонатные породы используются комплексно, для производства воздушной строительной извести, щебня, бутового, стенового, пильного, бордюрного, облицовочного камня, дорожного балласта и др. Среди них известны месторождения мраморов (3), известняков (76), доломитов (14), мергелей (6), ракушечников (2), известковых туфов (2) и мела (1). Запасы и прогнозные ресурсы сырья могут обеспечить любые потребности.

Мраморы используются в основном как облицовочный материал. Известны Джемагатское (I-6-46), Даутское (I-7-92) месторождения в бассейне р. Кубань и Ларцидонское (II-9-40) и Джимаринское (II-9-41) месторождения в Северной Осетии. В настоящее время эксплуатируется Джемагатское месторождение, остальные законсервированы. По запасам сырья одно месторождение крупное, три – малые.

Месторождение Даутское (I-7-92) представлено тремя линзовидными телами мраморизованных известняков палеозойского возраста мощностью 25–70 м и протяженностью до 2 км. Месторождение законсервировано. Мраморы могут использоваться как декоративно-облицовочный материал. Запасы оцениваются в 31 т.

Месторождения Джимаринское (II-9-41) и Ларцидонское (II-9-40) представлены мраморами и мраморизованными известняками гизельдонской свиты. Это темные, почти черные, иногда полосчатые, трещиноватые породы с прожилками кварца и вкрапленностью сульфидов; они легко шлифуются и полируются. Суммарные запасы мрамора (тыс. м³): по кат.

C_1 – 4387; по C_2 – 10 888, прогнозные ресурсы по кат. P_1 – 9296. Месторождения ранее эксплуатировались, мраморы использовались для производства мозаичных плит, ступеней, сейчас законсервированы [146].

Известняки. В зависимости от химических и физико-механических свойств известняки можно использовать как щебень и бутовый камень, как пыльный известняк, для обжига на известь. Для некоторых месторождений возможно комплексное использование сырья. На описываемой территории известно 76 месторождений известняка, которые более или менее равномерно распространены по всему периметру Северного Кавказа. Здесь выделено три крупных минерагенических района с отложениями позднеюрского (Центрально-Кавказский доломито-мергельно-известняковый) и мелового (Центрально-Кавказский доломито-мергельно-известняковый и Новороссийско-Туапсинский мергельный) возраста. Основная часть месторождений связана с отложениями верхнего и нижнего мела. Незначительная часть – с отложениями позднеюрского возраста. Единичные месторождения приурочены к отложениям верхнего сармата. По запасам сырья среди месторождений 17 крупных, 16 средних, остальные малые. Находятся в эксплуатации или периодически эксплуатируются 19 месторождений, 33 законсервированы, три отработаны, остальные не разведывались. Возможности расширения сырьевой базы известняков для строительных целей благоприятны, так как геологические запасы их практически неограниченны.

Новороссийско-Туапсинский мергельный район расположен в Краснодарском крае. Большие запасы и огромные прогнозные ресурсы известняков связаны с верхнемеловым карбонатным флишем (натухайская, гениохская, керкетская и другие свиты). Здесь в прибрежной полосе Туапсе–Адлер известны 13 месторождений: Шафитское (I-4-1), Алексеевское (I-4-11), Цухвадж (I-4-23), Солох-Аульское-I (I-4-29), Солох-Аульское-II (I-4-30), Дагомыское (I-4-31), Ажекское (I-4-37), Ажекское-I (I-4-38), Пластунское (I-4-43), Первомайское (I-4-45), Новолишевское (I-4-46), Каменское (I-4-49) и Хостинское (I-4-48).

Месторождения Дагомыское, Ажекское и Каменское относятся к крупным, Первомайское и Новолишевское – к средним, остальные – к малым. Эксплуатируются месторождения Дагомыское (Глубокобалкинское) и Каменское (Казачий Брод), остальные законсервированы. Продуктивные толщи представлены известняками верхней юры (кацирхская свита), нижнего (свита Кепш) и верхнего мела (казачебродская, натухайская и гениохская свиты). Известняки могут быть использованы для получения бутового камня, строительного щебня, извести, а также в качестве заполнителя для бетонов. Кроме того, рифогенные известняки Ажекского месторождения пригодны для производства карбида кальция в сахарной и содовой промышленности.

Типичным является месторождение Каменское (Казачий Брод) (I-4-49), расположенное на правом берегу р. Мзымты между 15-м и 19-м км Краснополянского шоссе, в 20 км от ж.-д. ст. Адлер. Месторождение выявлено в 1963 г. ККГЭ СКГУ, в 1966–1968 гг. детально разведано той же экспедицией по заявке «Главсочиспецстроя». Продуктивная толща сложена однород-

ными массивными, крепкими с раковистым изломом светло-серыми известняками казачебродской свиты поздне мелового возраста. Известняки слагают южное крыло Ахштырской антиклинали и, изменяя направление своего падения с юго-западного ($220-250^\circ$) на западное ($270-290^\circ$), а затем на северо-западное ($310-350^\circ$), образуют в западной части месторождения периклиналь. Углы падения $10-15^\circ$. Полная мощность известняков 128 м, разведанная — 101 м. Вскрыша представлена почвенным слоем (до 0,6 м), желто-бурыми суглинками с обломками известняков (до 22 м) и интенсивно закарстованными известняками (до 4,3 м). На месторождении выделяются поверхностные карсты двух типов: воронки (39 штук) и карстовые промоины-полости, простирающиеся на десятки метров при ширине не более 1 м. В большинстве своем полости заполнены плотной глиной с обломками и глыбами известняков. Известняки разбиты трещинами меридионального и широтного направлений, вертикальными или крутопадающими, притертыми или заполненными глинами. Меридиональные трещины имеют большую протяженность и разбивают известняки на блоки шириной 2–6 м, реже — 10–15 м. Широтные трещины имеют ограниченное распространение.

По химическому составу известняки удовлетворяют требованиям ГОСТ 5331-63 (ГОСТ 5331-70) в основном для класса А (вес. %): CaO — 52,2–54,3; MgO — 0,3–0,5; SiO₂ — 1,5–3,5; Al₂O₃ + TiO₂ — 0,4–1,1; Fe₂O₃ — 0,2–0,5; SO₃ — 0–0,03; ппп — 41,1–43,4. Физико-механические свойства: удельный вес 2,67–2,73 г/см³; объемный вес 2,4–2,62 т/м³; пористость 5,9–11,1 %; водопоглощение 0,6–2,1 %; содержание ила, пыли и глины 0,1–1,0 %, лещадных зерен 0–3,0 %; истираемость в полочном барабане 32,2–49,2 %; предел прочности при сжатии 78–198 кгс/см²; потеря в весе при испытаниях на дробимость 4,8–14,7 %, после замораживания — 0,2–2,5 %.

По маркам щебня известняки распределяются следующим образом: «600» — 84 %; «800» — 0,2 %; «1000» — 5,9 %. Известняки пригодны для производства щебня (ГОСТ 8267-64 марки «600») в качестве заполнителя в бетонах, для балластного слоя железнодорожного пути, в дорожных бетонах, для тяжелых бетонов марки «300» и ниже. Кроме того, они отвечают требованиям при производстве извести. По состоянию на 1.01.1982 г. запасы составляли: по кат. А + В + С₁ — 14 323 тыс. м³, С₂ — 16 430 тыс. м³. В настоящее время запасы по категории С₂ не изменились, а по категориям А + В + С₁ составляют 12 536 тыс. м³. Месторождение эксплуатируется с 1968 г. трестом «Железобетон» Главсочиспецстроя.

Центрально-Кавказский верхнеюрский и меловой доломито-мергельно-известняковые районы прослеживаются вдоль северного склона Большого Кавказского хребта от Майкопа до Махачкалы. Большая часть карбонатных отложений представлена сеноман-датской мергельно-известняковой платформенной формацией, перспективной для поисков цементного и химического карбонатного сырья. С формацией связан ряд значительных по запасам месторождений известняков: Подкумское (I-7-5), Подкумское I (I-7-7), Заюковское (I-8-27), Кенженское (I-8-46), Белореченское (I-8-57), Черногорское (II-10-5), Эльдамское (II-12-7) и др. Разведаны и утверждены запасы для 12 месторождений. Четыре — не разведывались, запасы по ним не утверждались. Четыре месторождения находятся в эксплуатации.

Полезное ископаемое — известняки позднемелового возраста, представленные слоями мощностью от 0,10–0,15 до 0,5–0,6 м, разделенными тонкими прослойками мергелистых глин. Мощность полезной толщи от 20 до 78–80 м. Известняки белого цвета, крепкие, трещиноватые. Содержащие CaCO_3 — 91,72–98,66 %, MgCO_3 — 0,52–1,74 %, глинистых составляющих — 2 %. Объемный вес 2,31–2,48 г/см³, прочность на сжатие — от 659 до 1894 кг/см².

К нижнемеловым карбонатным отложениям Центрального и Восточного Кавказа приурочено 12 месторождений: Дзегутинское (I-7-3), Бурункольское (I-8-36), Поповхуторское (II-9-14), Аранинское (III-11-16), Левашинское (III-12-9), Ванашамахинское (III-12-10) и др. Типичными представителями являются месторождения Ванашамахинское и Левашинское.

Месторождение Ванашамахинское (III-12-10) представлено органогенно-обломочными, оолитовыми, толстослоистыми известняками светло-серого цвета раннебарремского возраста. Мощность продуктивной толщи 20 м, вскрыши — 3 м. Химический состав (%): CaCO_3 — 77,15–94,32; MgCO_3 — 0,79–8,76; SiO_2 — 1,25–5,96; R_2O_3 — 1,89–3,31. Временное сопротивление сжатию 498–667 кг/см²; водонасыщение 469–580 кг/см²; объемный вес 2,51–2,66 г/см³; удельный вес 2,66 г/см³; коэффициент размягчения 0,78–0,90; водопоглощение 0,2–1,0 %. Известняки удовлетворяют требованиям МРТУ 22-132-76 на бутовый камень марки «400», используются в производстве воздушной извести. Запасы по кат. А + В + С₁ — 1526 тыс. м³ [155].

Месторождение Левашинское (III-12-9) сложено известняками валанжинготеривского яруса нижнего мела. Известняки обломочно-органогенные и оолито-органогенные светло-серые и серые толстослоистые. Месторождение разведано до глубины 18–20 м. Объемный вес 2,43–2,68 г/см³; удельный вес 2,66–2,73 г/см³; водопоглощение 0,39–3,66 %; пористость 1,10–9,32 %; все образцы выдержали 15-кратное замораживание и оттаивание без признаков разрушения (Мрз-15), предел прочности при сжатии в воздушно-сухом состоянии 428–797 кг/см², в водонасыщенном — 203–680 кг/см². Марка камня от «100» до «900», в основном «400». Химический состав (%): CaCO_3 — 92,11–97,70; MgCO_3 — 0,42–0,72; SiO_2 — 0,60–0,61; R_2O_3 — 0,81–4,51. Пригодность известняков на бутовый камень (МРТУ 22-132-76), щебень — для дорожного покрытия и для производства строительной извести 1-го сорта (ГОСТ 9179-77). Запасы по кат. А + В + С₁ — 1509,5 тыс. м³ [155].

С известняками верхней юры связаны месторождения: Фортсугское (II-9-42), Редантское (II-9-33), Адайхохское (II-9-48), Родниковское (III-12-4) и Яргильчайское (IV-12-15). Наиболее изучено Родниковское (III-12-4) месторождение, приуроченное к келловей-оксфордским отложениям. Представлено двумя пачками песчаных известняков (мощность от 2,1 до 23,2 м). Вскрыша — суглинки мощностью 0–30 м. Химический состав известняков (%): CaCO_3 — 91,8; MgCO_3 — 0,4–4,1; SiO_2 — 1,64–6,82; Al_2O_3 — 0,21–0,47; TiO_2 — 0,02–0,03; ппп — 40,3–42,1. Физико-механические свойства: удельный вес 2,70–2,76 г/см³; пористость 1,1–4,4 %; водопоглощение 0,20–1,26 %; прочность при сжатии в воздушно-сухом состоянии 303–730 кг/см², в водонасыщенном — 268–685 кг/см²; Мрз-25; коэффициент размягчения 0,63–0,98. Средний выход блоков 82,7 %; выход полированных плит из блоков 10 м²/м³. Известняки пригодны лишь для производства бутового камня марки «400» (МРТУ 21-33-67). Запасы по кат. С₁ — 520,7 тыс. м³; по С₂ — 2235,8 тыс. м³.

Доломиты используются в металлургической, стекольной промышленности, в строительстве. В последнем случае как облицовочный материал, для изготовления щебня. Известно 11 месторождений, расположенных на Центральном Кавказе, в том числе: четыре – в районе КМВ, в бассейне р. Подкумок, три – в бассейне рек Баксан и Чегем, четыре – в Северной Осетии. Три месторождения – на Восточном Кавказе, в Дагестане. Все месторождения приурочены к карбонатным отложениям верхней юры и нижнего мела. Разведаны и имеют подсчитанные запасы семь месторождений. Из них два эксплуатируются, пять законсервированы. Остальные месторождения не разведывались, запасы по ним не подсчитывались. Ниже приводится описание эксплуатируемых месторождений.

Месторождение доломитов Боснинское (II-9-20). Доломитовая толща мощностью 380–420 м прослежена по простиранию на 4 км, по падению – на 0,5–1,2 км. Доломиты массивные, мелкозернистые, слабокаверзные, с включениями зерен и гнезд кальцита (около 8 %). По химическому составу доломиты отвечают сорту «Экстра» для стекольной промышленности (%): SiO_2 – 0,53; Fe_2O_3 – 0,06; Al_2O_3 – 0,33; CaO – 32,09; MgO – 20,52; ппп – 49,52. В 1960–1961 гг. месторождение разведано СКЦМР как сырье для стекольной промышленности, запасы доломита кат. А + В + С₁ на 1.01.1961 г., утвержденные ГКЗ, составили 50 943 тыс. т, С₂ – 59 766 тыс. т (протокол № 3643 от 14.04.1962 г.). В 1971 г. на месторождении были проведены разведочные работы по переоценке доломитов как сырья для производства смолодоломитовых огнеупоров. Балансовые запасы доломитов как стеклового сырья кат. А + В + С₁ на 1.01.2003 г. составляют 228 692 тыс. т, С₂ – 4213 тыс. т, забалансовые – 335 015 тыс. т. Месторождение крупное, эксплуатируется [155].

Месторождение облицовочных камней Геналдонское (II-9-19) расположено в 15 км южнее с. Гизель, представлено пластом пористых сахаровидных доломитов мощностью до 400 м, разведанным по простиранию на 700 м. Запасы доломита по кат. А + В + С₁, утвержденные ГКЗ (протокол № 8750 от 22.04.1981 г.), по Центральному участку составляют 2132 тыс. м³, по участкам Скальный и Западный по кат. С₂ – 1,45 млн м³. Прогнозные ресурсы месторождения оцениваются в 1,1 млн т. Месторождение перспективное, в настоящее время разрабатывается для получения облицовочных плит.

Мел. Месторождения мела Кора-Урсдонское (II-9-2) и Унальское (II-9-101) известны в Северной Осетии, в бассейнах рек Ардон и Урсдон. Одно из них приурочено карбонатным отложениям верхнего мела, другое залегает среди четвертичных озерных отложений. Оба месторождения малые, не эксплуатируются.

Месторождение Кора-Урсдонское (II-9-2) расположено на водоразделе рек Урсдон и Саур и совпадает с одноименным месторождением мергелей. Представлено пластом мела мощностью 2 м среди карбонатных отложений верхнего мела. Кроме мела, в верхней части разреза (отложения олигоцен) залегает пачка светло-зеленых мергелей мощностью 20 м. Ориентировочные запасы мела 1200 тыс. т, мергелей 6900 тыс. т. Месторождение мелкое, перспективное, не эксплуатируется [155].

Мергели используются в качестве сырья для цементной промышленности. На описываемой территории известно семь месторождений мергелей, которые приурочены к карбонатным отложениям верхнего мела и палеогена. Из них шесть крупных, три средних, 12 малых. Дагомысское месторождение располагается в рамках Новороссийско-Туапсинского мелового мергельного района. Остальные в составе Центрально-Кавказского верхнеюрского и мелового доломито-мергельно-известнякового района известны в Кабардино-Балкарии, Северной Осетии и Дагестане. На площади расположены шесть месторождений мергелей. Они приурочены к отложениям маастрихтского яруса верхнего мела и датского яруса нижнего палеогена. Для них характерна выдержанность химического состава и мощностей отдельных горизонтов на значительных расстояниях. Типичным представителем месторождений Новороссийско-Туапсинского мелового мергельного района является Дагомысское (I-4-32) месторождение, которое прослеживается по рекам Зап. и Вост. Дагомыс на протяжении 10 км. Продуктивная толща представлена мергелями и песчаниками верхнего мела. У села 3-я Рота мергели по составу приближаются к «романчикам». Мощность толщи более 100 м. Месторождение не разведывалось.

Наиболее изученным объектом Центрально-Кавказского верхнеюрского и мелового доломито-мергельно-известнякового района является Верхне-Кенженское (I-8-47) месторождение мергелей. Месторождение представлено чередованием слоев глин, мергелей и известняков верхнего мела. Полезная толща представлена пачкой мергелей мощностью 11,6 м. Толща подстилается горизонтом известняков, на которых лежит пачка мергелей «романчиков» и мергелей «натуралов». Вскрыша – слой известняка мощностью от 2 до 9 м. Химический состав мергеля (%): SiO_2 – 11,92–12,43; Al_2O_3 – 2,99–3,31; Fe_2O_3 – 31,79–2,51; CaO – 43,60–44,78; MgO – 0,34–0,96; SO_3 – 2,04–2,33; ппп – 35,01–36,32; основной модуль 2,29–2,55; силикатный модуль 2,04–2,33; глинистый модуль 1,19–2,13; коэффициент насыщения 1,04–1,10. Сырье пригодно для производства портландцемента марки «300» при условии составления искусственной смеси. Запасы по состоянию на 1.01.1982 г. по кат. А + В – 2111 тыс. т. Среднегодовая добыча составляет около 4 тыс. т сырья [155].

Туф известковистый используется в качестве пильного и декоративного камня, а также как минеральная подкормка животных. На площади известны месторождения Юца (I-8-1) и Кашкатау (II-8-3), из которых одно приурочено к известнякам ятыргвартинской свиты нижнего мела, другое имеет позднечетвертичный возраст. Разведано и изучено месторождение Юца.

Месторождение туфов известковых (травертинов) Юца (I-8-1) представлено пластообразной залежью протяженностью 1200 м при ширине от 300 до 600 м, вытянутой в широтном направлении. Толща травертинов залегает почти горизонтально и полого под углом 5–150° с падением на северо-запад, повторяя в основном неровности палеорельефа. Мощность толщи колеблется от 2,3 до 34,2 м. Травертиновая толща налегает на древние делювиальные образования, породы палеогена и лишь иногда на меловые образования. По возрасту травертины относятся к позднечетвертичным отложениям. Запасы по кат. А + В + C_1 составляют 9157 тыс. т. Сырье при-

годно в качестве пильного камня и для минеральной подкормки животных. Месторождение не эксплуатируется ввиду потенциальной техногенной угрозы курортам КМВ [145].

Известняки-ракушечники сарматского и понтического ярусов имеют широкое распространение в регионе и используются предприятиями местной промышленности и населением в качестве стенового и бутового камня при строительных работах и для мощения дорог. На площади выявлено и разведано шесть месторождений этого сырья: Избербашское II (III-12-27) и Избербашское III (III-12-28), Дербентское I (III-13-8), Первомайское (III-13-7), Совхозное (III-13-10) и Авайнкалинское (III-13-9). Полезным ископаемым являются известняки-ракушечники. Наиболее изучено Избербашское-II (III-12-27) месторождение, представленное верхнесарматскими известняками-ракушечниками, переслаивающимися с плотными глинами. Выявлено два основных пласта известняков мощностью 9–10 и 7,9–8,1 м, качественно пригодных для получения бутового камня. Слой глин имеет мощность 5,2–7,1 м; вскрыша – 0,4–5,6 м. Химический состав известняков (%): SiO_2 – 2,00–20,06; Al_2O_3 – 0,50–1,56; Fe_2O_3 – 0,30–1,09; CaO – 41,77–52,79; CaCO_3 – 74,4–94,0; MgO – 0,94–2,87; MgCO_3 – 1,96–6,00; SO_3 – 0,15–0,24; ппп – 34,90–43,06. Известняки из-за повышенного содержания SiO_2 не пригодны для получения извести, по объемному весу (выше 1,8) не удовлетворяют требованиям ГОСТ 4001-77 для стеновых блоков, а отвечают требованиям ТУ МПСМ 35-53 для бутового камня. Выход товарного камня 75–80 %. Известняки пригодны для получения бетонного щебня для балласта железнодорожных путей. Запасы по кат. А + В + С₁ – 2488 тыс. м³.

Глинистые породы

Глины и суглинки кирпичные, черепичные и гончарные. В разное время было разведано более 100 месторождений кирпично-черепичного сырья. Все месторождения представлены четвертичными, аллювиальными, делювиально-аллювиальными, аллювиально-флювиогляциальными, делювиально-лессовидно-эоловыми глинами и суглинками, слагающими речные (I–IV) террасы. В настоящее время интерес могут представлять четыре крупных месторождения, 27 средних, остальные – малые. В настоящее время эксплуатируется около 40 месторождений, часть из них эксплуатируется спорадически, три – отработаны, остальные законсервированы.

Пригодность глинистого сырья для производства кирпича определяется его качественными показателями: химическим и гранулометрическим составом, физико-механическими и технологическими свойствами. Анализ оценки указанных свойств по всем имеющимся месторождениям свидетельствует о близости их показателей. Поэтому приводится усредненная характеристика четвертичного возраста. Химический состав (%): SiO_2 – 50,33–74,68; Al_2O_3 – 9,62–19,87; TiO_2 – 0,60–0,92; Fe_2O_3 – 3,80–9,77; CaO – 5,30–15,95; MgO – 0,30–2,72; K_2O – 0,60–2,70; Na_2O – 1,20–1,68; SO_3 – 0,10–2,12. По содержанию Al_2O_3 сырье относится к группе с высоким со-

держанием красящих окислов. По минеральному составу глины преимущественно монтмориллонито-гидроалюидные. Гранулометрический состав глинистых пород: фракция более 0,5 мм – 0,03–1,52 %; менее 0,01 мм – 13,28–54,80 %; менее 0,001 мм – 5,25–40,05 %. По содержанию крупнозернистых включений сырье относится к группе с низким и средним содержанием, по содержанию тонкозернистых фракций – к группе грубо- и низкодисперсных. По пластичности сырье относится к группе мало- и умереннопластичных, пластичность от 3 до 23. На действовавших кирпичных заводах из глинистого сырья разведанных месторождений производится кирпич обыкновенный марок «75» и «200» (ГОСТ 530-80). В ряде случаев в шихту требуется добавка пластификатора.

Типичными представителями месторождений четвертичных глин и суглинков являются Псыхурейское (I-8-70) и Кызбурунское (I-8-88) месторождения в Кабардино-Балкарии.

Месторождение Псыхурейское (I-8-70) приурочено к толще суглинков, перекрывающих III надпойменную левобережную террасу р. Малки. Средняя мощность суглинков 10,2 м; мощность вскрыши 0,1–1,0 м. Суглинки относятся к легкоплавающим, по степени пластичности относятся к 2-му классу (пластичность 7,6–14,8). Суглинки пригодны для производства кирпича марок «100» и «150» (ГОСТ 530-80). Горнотехнические условия благоприятные. Запасы составляют 17,7 млн т [155].

Месторождение Кызбурунское (I-8-88) представлено пластообразной залежью верхнеолейстоценовых суглинков мощностью 15,8 м. Вскрыша – почвенно-растительный слой мощностью 0,5 м. Суглинки легкие пылеватые, с редкими включениями гипса, слюды и карбонатных солей. Химический состав (%): SiO_2 – 54,36–64,43; Fe_2O_3 – 5,94–7,36; Al_2O_3 + FeO_2 – 14,01–18,07; CaO – 2,4–9,74; MgO – 1,43–2,12; SO_3 – 0,02–2,12. Суглинки относятся к группе низкодисперсного глинистого сырья. Содержание фракции менее 0,001 мм – 20,15–28,6 %. Число пластичности 7–15. По содержанию крупнозернистых включений суглинки относятся к низкосорбированным и частично засоренным. Пригодны в качестве сырья для производства обыкновенного глиняного кирпича марок «75» и «100» (ГОСТ 530-80) методом пластического прессования с искусственной сушкой сырья при добавке 12 % опилок и 2 % угля. Горнотехнические условия благоприятны для открытой разработки. Запасы утверждены ТКЗ СКГУ (протокол № 11 от 29.06.1977 г.) по кат. А + В + С₁ – 3814 тыс. м³. Среднегодовая добыча сырья составляет около 43 тыс. м³ [155].

Глины для цементного производства. Месторождения глин для цементного производства известны в Чеченской Республике – крупное Дуба-Юртовское (II-10-46) и в Дагестане – малое Агачское (II-12-23). Они приурочены к верхнеолейстоценовым отложениям. Эксплуатируется только Дуба-Юртовское месторождение.

Месторождение Дуба-Юртовское (II-10-46). Пластообразная залежь приурочена к верхнеолейстоценовым покровным суглинкам, перекрывающим V–VI террасы р. Аргун. По окраске и литологическим признакам внутри полезной толщи выделяется четыре горизонта, общая мощность которых увеличивается с севера на юг. Глины перекрыты почвенно-расти-

тельным слоем (0,2–0,4 м). Полезное ископаемое мощностью 20–38 м. Глины полукислые, с незначительными включениями карбонатов. Химический состав глин (%): SiO_2 – 60,91; Al_2O_3 – 15,58; Fe_2O_3 – 6,23; CaO – 4,17; MgO – 1,89; P_2O – 3,7; SO_3 – 0,1. Физико-механические свойства: объемный вес 2 т/м³; коэффициент размягчения 1,59; пластичность глин 7,27–21,11. Запасы кат. А + В + С₁ – 13 577 тыс. м³ (в том числе А + В – 6792 тыс. м³) и С₂ – 4940 тыс. м³. Глины в смеси с карбонатными породами Черногорского месторождения пригодны для получения портландцемента марки «600», возможно также для производства минеральной ваты марки «150», соответствующей ГОСТ 4640-61. Месторождение крупное [155].

Глины керамзитовые. На описываемой территории месторождения керамзитовых глин известны в Краснодарском крае, Северной Осетии и в Дагестане. Всего разведано 12 месторождений. Два из них – Новопластунское (I-4-39) и Пластунское (I-4-44) являются комплексными и приурочены к отложениям головинской и мамынской свит палеогена, три тяготеют к глинам майкопа, еще пять связаны с четвертичными отложениями, два месторождения приурочены к глинистым сланцам нижней юры. По запасам сырья одно месторождение относится к крупным, три – к средним, остальные к малым. В настоящее время эксплуатируются три месторождения, остальные – разведаны и законсервированы. Глинистое сырье для керамзита различных генетических типов и возрастов характеризуется близкими физико-механическими свойствами и качеством готовой продукции. Средний химический состав глин составляет (%): SiO_2 – 52,2–69,0; Al_2O_3 , TiO_2 – 15,2–21,4; MgO – 1,3–2,9; CaO – 1,3–3,9; Fe_2O_3 + FeO – 4,3–7,5; K_2O + Na_2O – 1,6–3,4; SO_3 – 0,2–0,6. Ниже приводится описание месторождений различного возраста.

Месторождение Чир-Юртовское (II-10-48). Возраст раннечетвертичный, глины элювиально-делювиальные. Линзообразная залежь в пределах Предгорной террасы, размеры ее – 200–300 × 1200 м. Северо-западная часть месторождения разведана на сырье для производства керамзита, юго-восточная часть – на сырье для производства кирпича. Средняя мощность: вскрыши – 0,3 м; полезных ископаемых – 30 м. По минеральному составу глины каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистые. Средний химический состав (%): SiO_2 – 62,22; Al_2O_3 + TiO_2 – 16,93; CaO + MgO – 4,47; Fe общ. – 5,91; K_2O + Na_2O – 4,05; SO_3 – 0,13. Сырье характеризуется как кислое, с высоким содержанием красящих. Физико-механические свойства: число пластичности 13,2; содержание частиц менее 1 мкм – 29,17%, менее 10 мкм – 54,85%; засоренность крупнозернистыми включениями 0,44. Технологические свойства: формовочная влажность 28,07; коэффициент чувствительности к сушке 1,23; коэффициент вспучивания 4,2; общая усадка 10,12%; водопоглощение обожженных образцов кирпича, черепицы – 10,9%, керамзитового гравия – 15–18%. Предел прочности при сжатии 125–250 кгс/см², при изгибе – 30–100 кгс/см². При производстве кирпича рекомендуется шихта: 95 % глины, 5 % шамота или 85 % глины и 15 % песка. Черепицу можно получить из глины в чистом виде. Запасы глин для производства керамзита по кат. А + В – 2401 тыс.м³, по С₁ – 2206 тыс.м³. Запасы глин для производства кирпича (тыс. м³) по кат. А + В – 2103, по С₁ – 4831,

по C_2 – 2414. Использование глины возможно для производства кирпича керамического эффективного и лицевого марок «125–250», керамических плиток для внутренней облицовки, черепицы (ОСТ 21-32-84), керамзитового гравия марок «350», «400» по насыпной плотности.

Месторождение Новоластунское (I-4-39) на правом берегу р. Сочи у села Пластунки, в 11 км к северу от и ж.-д. ст. Сочи. Три пачки аргиллитоподобных глин головинской и мамынской свит палеогена. Мамаянская свита включает верхнюю пачку керамзитовых глин (80 м) и среднюю пачку кирпичных глин (124 м). К головинской свите приурочена нижняя пачка керамзитовых глин (100 м). Кирпичные и керамзитовые глины пригодны для изготовления кирпича марки «125», отвечающего ГОСТ 530 и керамзита марок «400–700» класса А, отвечающие ГОСТ 9759. Запасы кирпичных глин по категориям $A + B + C_1$ составляют 3570 тыс. м³, керамзитовых – 6145 тыс. м³. Месторождение эксплуатируется [53].

На месторождении Кызбурунское (I-8-26) полезная толща представлена аргиллитовидными глинами майкопской серии (P_3-N_1mk), подразделяющимися на три толщи: нижнюю – песчано-глинистую, мощностью от 26 до 70 м, среднюю – глинистую, мощностью 18–110 м, и верхнюю – песчано-глинистую мощностью от 11 до 38 м. Полезная толща разведана на глубину до 134 м. В подсчет запасов вошла толща мощностью от 36,0 до 115,0 м (в среднем 76,4 м). Мощность вскрышных пород от 0,7 до 18,0 м, средняя 7,15 м. По минералогическому составу глинистые породы являются, в основном, бейделлитовыми. Химический состав (%): SiO_2 – 51,4–59,2; Al_2O_3 – 18,4–22,9; Fe_2O_3 – 73,0–15,2; CaO – 0,4–1,8; MgO – 1,06–2,25; ппп – 8,6–10,7. Органические примеси – 0,14–0,69 %, естественная влажность 10,8–18,5 %; удельный вес 2,34–2,40, объемный вес 1,29–2,30 г/см³, водопоглощение 14–24,5 %; огнеупорность 1280–1460 °С, интервал размягчения – 150–300 °С. Результатами технологических и полужаводских испытаний установлено, что глины пригодны для получения керамзита марок «350» и «400», удовлетворяющих требованиям ГОСТ 9759-80. По состоянию на 1.01.2001 г. запасы по кат. $A + B + C_1$ составляют 33 285 тыс. м³. Месторождение эксплуатируется с 1978 г. [155].

Месторождение Ларское (II-9-37) приурочено к глинистым отложениям ларской свиты среднего лейаса (J_1). Полезной толщей является верхняя пачка ларской свиты, сложенная черными глинистыми и алевритоглинистыми сланцами, имеющими падение на юг под углом 70–85° и мощность 285 м. Полезное ископаемое прослежено по простиранию на 840 м, по падению – на 380 м. Опробованная мощность 80–100 м. Вскрыша – суглинки со щебенкой глинистых сланцев и галечника мощностью до 7,5 м. Химический состав (%): SiO_2 – 52,23–55,14; Al_2O_3 – 15,9–24,9; $Fe_2O_3 + FeO$ – 6,7–10,9; CaO – 0,68–2,15; P_2O_5 – 0,76; SO_3 – 0,05–0,34; ппп – 5,3–11,9; органические примеси – 0,001–1,370 %. Объемный насыпной вес керамзита 472–789 кг/м³, водопоглощение – 10,9–48,6 %. Глинистые сланцы пригодны для производства керамзита марок «600»–«700», а керамзит для керамзитобетона – «50»–«100». Запасы сырья (1.01.1973 г.) по кат. $A + B + C_1$ – 17 580 тыс. м³ ($A + B$ – 1728 тыс. м³) и по кат. C_2 – 44 530 тыс. м³. Месторождение по запасам среднее, законсервированное, перспективное для производства керамзита, керамической плитки, различных красок [146].

Сланцы кровельные. Известно три месторождения кровельных сланцев — Хасаутское-I (I-7-54), Мацутинское (II-8-64) и Верхне-Ларское (II-9-38), расположенных в Карачаево-Черкесии и Северной Осетии. Три месторождения приурочены к нижнеюрским отложениям, одно — к метаморфитам протерозоя. Все месторождения малые. Разведано и эксплуатируется Верхне-Ларское месторождение, которое локализовано в глинисто-сланцевых отложениях нижней юры, претерпевших заметный метаморфизм. Месторождение представлено пластом кровельных сланцев мощностью до 10 м. Минеральный состав сланцев (%): кварц — 30, слюда — 65, пирит и гематит — 4, рутил — 1. Запасы по кат. А + В + С₁ — 810,5 тыс. м³. Месторождение эксплуатируется, сырье используется как кровельный и облицовочный материал.

Обломочные породы

Обломочные породы широко распространены на описываемой площади. Почти все месторождения локализуются в четвертичных отложениях и связаны с пойменными и террасовыми образованиями рек, реже — с коллювиальными дресвяно-щебенчатыми отложениями. Преобладают месторождения валунно-галечного материала и строительного песка.

Месторождения **песчано-гравийного материала (ПГМ)** сосредоточены главным образом в бассейнах всех крупных рек описываемой территории. Известно 67 месторождений. По запасам сырья 15 месторождений относятся к крупным, 23 — к средним, остальные к малым. В настоящее время эксплуатируется 22 месторождения, одно отработано, 36 — разведаны и законсервированы, остальные месторождения не разведывались, запасы по ним не подсчитывались.

Месторождения ПГМ приурочены к четвертичным и современным аллювиальным отложениям пойм и надпойменных террас. Кроме того, в Дагестане известны несколько месторождений ПГМ, приуроченных к голоценовым и верхненеоплейстоценовым аллювиальным отложениям. Мощность отложений ПГМ I надпойменной террасы, по данным гидрогеологических скважин, в долинах рек достигает 30,0–46,0 м, мощность отложений II и III надпойменных террас достигает 15–18 м, в среднем 5,5–9,0 м. Вскрыша незначительна (до 2,5 м), представлена суглинками и супесями. По петрографическому, гранулометрическому составу и физико-механическим свойствам ПГМ всех трех террас довольно близки. Петрографический состав (%): карбонатные породы — 48–57; песчаники — 17–28; аргиллиты, алевролиты — 14–25; кварц — 1–5; диабазы — 0–1,5. Гранулометрический состав: валунов (+ 70 мм) — 17–40%; гравия (70–5 мм) — 45–58%; песка (менее 5 мм) — 16–25%. Физико-механические свойства ПГМ: удельный вес 2,68–2,77 г/см³; объемный вес 2,61–2,66 г/см³; содержание ПГМ — 0,52–2,90% — в валунно-гравийной фракции, до 13,4% — в песках; лещадность до 30%; содержание слабых зерен до 5%; органических примесей нет; морозостойкость Мрз-25; дробимость при сжатии Др 8–16; истираемость И-П, П-Ш; сопротивление удару на копре — ПМ-V-75. Валунно-гравийно-песчаные смеси пригодны для

получения строительного гравия (ГОСТ 8268-74, 77, 80, 82, 85) и обогащенного песка (ГОСТ 8736-85, 77, 67) как заполнителей для тяжелых и дорожных бетонов, асфальтовых смесей и в качестве балласта в автодорожном и железнодорожном строительстве. К наиболее типичным представителям подобных месторождений можно отнести Урванское I и Чирюртовское I, а также Гоцатлинское месторождение.

Месторождение Урванское-I (I-8-102) детально разведано в 1961–1963 гг. и в 1970 г. КБ КГЭ. Представлено голоценовым аллювием в виде однородной по составу смеси гальки, гравия и песка с включениями валунов. Общая мощность толщи 300 м, изучена на 15 м. Средний состав смеси: валунов \varnothing 70 мм – 37,8 %; гравия (5–7 мм) – 43,6 %; песка (< 5 мм) – 16,9 %. Физико-механические свойства гравия: объемный вес 1,97 г/см³; удельный вес 2,67 г/см³; объем пустот 26,47 %; содержание глинистых частиц 0,74 %, содержание игловатых зерен 0,61 %, содержание слабых зерен 7,9 %, сопротивление удару 242 кг/см², сопротивление износу 5,17 %, водопоглощение 2,12 %. Физико-механические свойства щебня: объемный вес 265 г/см³, объем пустот 47,54 %; содержание глинистых частиц 0,97 %, содержание игловатых зерен 1,12 %, сопротивление истиранию 9,4 %, сопротивление удару 94,55 кг/см². Гравий размером 50–70 мм и щебень из гравия и валунов соответствует всем требованиям ГОСТ 8736-77 на все виды строительных работ и пригодны в качестве заполнителя для тяжелых бетонов марки «150 и 300» и выше (ГОСТ 10268-80), для покрытия автомобильных дорог, для балластного слоя железнодорожных путей и др. Песок-отсев от песчано-гравийной смеси пригоден для строительных растворов. Гидрогеологические и горнотехнические условия благоприятны для открытой разработки. Запасы сырья утверждены ТКЗ СКГУ (протокол № 17 от 10.12.1963 г.) по категориям (тыс. м³): А – 5 991, В – 13 543, С₁ – 27 142. На 1.01.2001 г. запасы по кат. А + В + С₁ – 35 718 тыс. м³. Прирост запасов возможен за счет доразведки флангов и более глубоких горизонтов [146].

Месторождение Чир-Юртовское-I (II-11-25) сложено средне-верхне-неоплейстоценовыми аллювиальными песчано-валунно-гравийными отложениями, приуроченными ко II надпойменной террасе р. Сулак и перекрытыми маломощным современным лимноаллювием. Общая мощность полезной толщи до водоносного горизонта составляет 80 м, разведанная – 25 м. Среднее весовое содержание в ней валунов – 30 %, гравия – 49 %, песка – 21 %. Гравий и валуны представлены песчаниками и известняками. Установлена возможность использования щебня и гравия как заполнителя в бетоне марки «300». Кроме того, гравий в природном виде может быть использован в качестве крупного заполнителя в тяжелых бетонах марки «200» и ниже (ГОСТ 1026-80), для изготовления бетонов марки «300», железобетонных и бетонных труб (ГОСТ 17539-72), для строительства автодорог (СНиП I-Д-2-70) и для изготовления дорожного бетона (ГОСТ 10268-80). Щебень из гравия признан пригодным для балластного слоя железнодорожного пути (ГОСТ 7392-78), изготовления дорожного бетона (ГОСТ 10268-80), асфальтированной смеси для верхнего слоя (ГОСТ 9128-76) и для бетона железобетонных и бетонных труб (ГОСТ 17539-72). Пески после обогащения могут быть использованы в качестве мелкого заполнителя для изготовления тяжелого бетона и для бетона безнапорных труб. Запасы по кат. А + В + С₁ – 57 084 тыс. м³ и по С₂ – 68 122 тыс. м³ [155].

Месторождение Гоцатлинское (III-11-79). Полезная толща сложена голоценовым аллювием I надпойменной террасы р. Аварское Койсу и делювио-коллювиальными образованиями. Средняя мощность полезной толщи 10 м. Грунты залегают на аргиллитах. Вскрыша представлена (%) почвенно-растительным слоем (0,2 м). Полезная толща представлена: галечниками и глыбами — от 6 до 80, щебнем — от 5 до 32, дрсевой — до 23, песком — до 21, пылью — 12 и глинистыми частицами — 6. Удельный вес 2,78 т/м³, влажность естественная 5 %, число пластичности 6, оптимальная влажность 11,3 %, воднорастворимых солей 0,05 %, органические примеси (прокал.) 1,6 %. По гранулометрическому составу и качественным показателям грунты полезной толщи вполне пригодны для ядра и отсыпок земляных сооружений. Запасы грунтов полезной толщи по кат. С₁ — 500 тыс. м³ [155].

Месторождения **строительных песков** располагаются в основном в пределах Центрального и Восточного Кавказа и приурочены к современным и верхненеоплейстоценовым аллювиальным отложениям. Всего известно 29 месторождений, из которых шесть относятся к крупным, восемь — к средним, остальные — к малым. В настоящее время эксплуатируется 12 месторождений, одно отработано, остальные законсервированы. Качество песков всех месторождений близко по зерновому, минеральному и химическому составу. Ниже приводится обобщенная их характеристика. Пески кварц-полевошпатовые (96–98 %). Химический состав (%): SiO₂ — 68,09–72,42; Al₂O₃ — 11,80–13,41; Fe₂O₃ — 2,59–4,60; CaO — 3,50–5,21; MgO — 1,03–1,68; ппп — 3,74–4,48. Пески по гранулометрическому составу относятся к очень мелким и мелким (Мк — 1,4–2,0), полный остаток на сите № 063 — в пределах 6,5–20,0 %. Усредненный гранулометрический состав: 5 мм — 0,20–4,02 %; 2,5 мм — 0,10–2,17 %; 1,25 мм — 0,65–3,02 %; 0,63 мм — 6,50–26,33 %; 0,315 мм — 51,25–72,16 %; 0,14 мм — 88,40–96,20 %; менее 0,14 мм — 1,60–9,76 %. Содержание ПГИ — от 0 до 5 %. По зерновому составу пески не отвечают требованиям ГОСТ 10268-80, предъявляемым к мелким заполнителям в бетоны, но могут использоваться в качестве мелкой добавки к пескам фракционированным. Требованиям ГОСТ 8736-85 пески в целом отвечают и могут использоваться в строительных растворах.

К наиболее крупным эксплуатируемым месторождениям относятся Червленское (I-10-33) и Шуринское (II-12-8).

Месторождение Червленское (I-10-33). Песок — аллювиальный, возраст — поздненеоплейстоценовый. Месторождение сложено отложениями II и III надпойменных террас р. Терек. Пески залегают в виде крупной пластообразной залежи. Залежь песка содержит редкие прослои алевролитов средней мощности 0,8 м. Вскрышные породы (10,5 м) — эоловые пески, суглинки и почвенно-растительный слой. Продуктивная толща имеет мощность 17,1 м. Подстилающая толща — глины. Общая площадь месторождения 154,4 га. Пески мелкозернистые, темно-серого цвета, по составу полимиктовые, состоят из кварца, полевого шпата и слюдистых минералов. Химический состав (%): SiO₂ — 79; Al₂O₃ + Fe₂O₃ + TiO₂ — 8–20; CaO — 4–6; MgO — 0,5–1,4; SO₃ — следы. Естественные пески имеют содержание крупных включений (5–10 мм) — 0,06–0,34 %; содержание слюды 0,09–5,50 %; зерен мельче 0,14 мм — 11,42 %; содержание ПГИ частиц 1,95 %; содержа-

ние глины в среднем 1,25 %; органических примесей не обнаружено. После гидроклассификации песков гранулометрический состав характеризуется полным остатком на сите: 0,63 мм – 6,7 %; содержание зерен мельче 0,14 мм – 9,76 %; модуль крупности 1,46; содержание слюды 0,55 %; содержание ПГИ – 0,32–1,90 %; содержание глины 0,1–0,8 %. Запасы по кат. А + В – 9554 тыс. м³, по С₁ – 5774 тыс. м³. После промывки пески удовлетворяют по всем показателям требованиям ГОСТ 8736-67, только для строительных растворов. При использовании песка в бетонах получен перерасход цемента на 15–35 % [53].

Месторождение Шуринское (II-12-8) приурочено к современным но-вокаспийским морским отложениям. Вытянуто в меридиональном направлении на 7,4 км, при ширине от 600 до 1800 м. Полезная толща сложена прослоями разнозернистых кварцево-карбонатных песков. Среди песков встречаются прослой раковин, песчаников и известняков. Мощность песков до 4 м. Вскрышные породы (глинистые пески) распространены спорадически и не превышают 0,3 м. Ниже уровня грунтовых вод залегают илистые пески, не являющиеся полезными ископаемыми. Пригодны для использования в качестве мелкого заполнителя для тяжелого бетона марки «450» (ГОСТ 10268-80), гидротехнического бетона марки «400», для приготовления строительных растворов и других работ (ГОСТ 8736-77). Запасы по кат. В + С₁ – 12 713 тыс. м³ [155].

Песчаник. В пределах описываемой территории известно множество месторождений песчаников в отложениях неогенового и, в меньшей степени, мелового и юрского возраста. По запасам сырья девять месторождений относятся к крупным, остальные к средним и малым. В настоящее время эксплуатируется только пять месторождений. Песчаники пригодны для производства стекла низких марок темно-зеленого и пониженной светопрозрачности (ГОСТ 22551-77), с добавкой извести пригодны для производства силикатных изделий (стеновых блоков марок «50»–«100», армосиликатных изделий марок «75»–«150», силикатного кирпича марки «150» и литой силикатной черепицы). После обогащения песков возможно производство листового оконного стекла. Сырье может быть также использовано в качестве строительного материала для кладки фундаментов и стен, в дорожном строительстве и в качестве заполнителя в бетоны марок «100»–«200» (ГОСТ 8267-75). Ниже дана характеристика месторождений разного возраста.

Месторождение Брагунское (I-11-26). Возраст – неоген, чокракский ярус. Песчаники морского типа. Продуктивная толща мощностью 30 м. Подстилающие породы – глины. Песчаники мелкозернистые, кварцевые. Физико-механические свойства: объемный вес 1,9–2,1 г/см³; коэффициент морозостойкости 0,75–1,0; пористость 22–27 %; SO₃ – 0,70–0,28 %; водопоглощение 6–9 %; Мрз-15; предел прочности в сухом состоянии 250–350 кг/см², в водонасыщенном – 112–324 кг/см²; коэффициент размягчения 0,38–1,0. Запасы по кат. А + В – 1481; по С₁ – 688 тыс. м³. Песчаники пригодны в качестве стенового и бутового камня марки «200–300». Щебень, получаемый из песчаников, может употребляться в качестве крупного заполнителя в обычном бетоне марок «100», «150», «200» [155].

Месторождение Ольховское-I (I-7-6), так же как и месторождения горы Пикет (I-7-12), Аликановское (I-7-22) и Пологое (I-7-81), сложены отложениями мелового возраста. Это песчаники желтовато-серые разнозернистые, образуют пласты от 3–5 до 12–20 м. Сведения о степени их разведанности и запасах отсутствуют. Песчаники используются как буттовый и стеновой камень для местных нужд.

Месторождение Кубачинское (III-12-23) приурочено к нижнеааленскому ярусу нижней юры. Песчаники однородные, массивные, серые, толстослоистые. Физико-механические свойства песчаников: объемный вес 2,36–2,70 г/см³; водопоглощение 1,58–8,09 %; все образцы выдержали без признаков разрушения 25 циклов переменного замораживания и оттаивания, предел прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии 289–509 кг/см², после испытания на морозостойкость – от 216 до 367 кг/см²; Марка камня согласно МРТУ 22-132-76 «100» и «400». Запасы по кат. А + В – 219 тыс. м³ [155].

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

К прочим ископаемым Северного Кавказа, согласно ТУО-3 (1989), отнесены месторождения и проявления гипса, кварцита, песков формовочных и стекольных, глин буровых, бентонитовых, красочных, битумов, а также ракуши кормовой.

Гипс и ангидрит. На описываемой территории месторождения гипса и ангидрита приурочены к отложениям лагунных фаций позднеюрского возраста (титон), которые почти непрерывно прослеживаются от р. Белая до р. Самур. Их выходы известны и на южном склоне Главного Кавказского хребта от р. Туапсе до р. Мзымта. Всего здесь зарегистрировано 30 месторождений гипса. По запасам сырья девять месторождений относятся к крупным, два – к средним, остальные к малым. В настоящее время эксплуатируется пять месторождений. В составе гипсоносной толщи содержатся прослойки и линзы пестроцветных глин, доломитов, песчаников и известняков. Пластообразные и линзообразные залежи гипсов прослеживаются на значительные расстояния и характеризуются значительной мощностью – от десятков до нескольких сот метров. Строение гипсовых залежей неоднородное, нередко с моногипсовыми телами значительной мощности. На некоторых месторождениях в верхней части разреза развиты гипсы, а в нижней – ангидриты, с прослойками глин, доломитов, песчаников. Качество гипсов высокое, содержание CaSO₄·2H₂O обычно более 90 %. Сырье многоцелевого использования. Основными потребителями являются строительная промышленность и цементное производство. Сырье I сорта используется в производстве гипсовых вяжущих для фарфоро-фаянсовой, керамической и медицинской промышленности. Типичными представителями являются Баксанское и Архитское месторождения.

Месторождение Баксанское (I-8-39) долиной р. Баксан разделено на три участка: Кызыл-Дорбун, Калахан, Окюзле. Гипсы образуют линзообразные тела мощностью до 150 м. Мощность вскрыши 0,2–1,0 м. Гипс бе-

лый, иногда серый, мелкозернистый, плотный, содержит прослои известняков, песчаников и пестроцветных глин мощностью 0,2–0,3 м (гандалбосская свита). Химический состав для всех трех участков постоянный: Ca – 31,72–32,4 %, SO₃ – 44,74–45,70 %, кристаллизационной воды – 20,95–21,13 %. Гипсы пригодны для получения ангидритового цемента, штукатурного, формовочного и гидравлического гипса и орнаментных изделий. Наличие в исследованном районе вулканических туфов позволяет организовать производство изоляционных плит и искусственного мрамора. Технические испытания гипсов не проводились. Горнотехнические и гидрогеологические условия благоприятны для разработки открытым способом. Месторождение эксплуатируется для производства строительного алебастра I сорта. По состоянию на 1.01.2001 г. на балансе месторождения числится 476 тыс. т гипса по кат. А + В + С₁. Прирост запасов возможен за счет доразведки месторождения [145].

Месторождение Архитское (IV-12-14) представлено пластообразной залежью, приуроченной к основанию лагунных отложений верхней юры. Залежь подстилается мощной толщей известняков и перекрывается красно-бурыми глинами с прослоями гипса, глино-гипса, известняка и песчаника мощностью 25–30 м. Мощность пласта гипса 2–18 м (в среднем 9–10 м), к западу пласт выклинивается. Падение пород – на восток под углом 32–36°. Гипс белый, плотный, мелкозернистый. Содержание CaSO₄·2H₂O – 92,92–99,12 %, удельный вес 2,2 г/см², объемный вес 2,19–2,99 г/см³, водопоглощение 0,4–2,4 %. Гипсовый камень является сырьем I сорта и может быть использован для производства вяжущих веществ (ГОСТ 4013-74). Запасы по кат. А + В + С₁ – 784,8 тыс. т [155].

В целом, оценивая состояние минерально-сырьевой базы гипса и ангидрита региона, следует признать ее хорошо развитой как с позиции изученности, так и освоенности. Наблюдается устойчивая тенденция роста объемов добычи гипса в последние годы почти в 3 раза. Разведанные запасы эксплуатируемых месторождений могут обеспечить все внутренние потребности различных отраслей промышленности округа в этом виде минерального сырья и осуществлять поставки его в другие регионы России. Перспективы расширения сырьевой базы гипсов благоприятны как за счет доразведки известных проявлений, так и за счет поисков новых месторождений в районах распространения отложений титонского яруса верхней юры.

Пески формовочные и стекольные. На описываемой территории известно около 10 крупных, средних и мелких месторождений формовочных и стекольных песков. В том числе два месторождения: Экибулакское (II-12-12) и Капчугайское (II-12-19) собственно формовочных песков. Пески остальных месторождений используются комплексно. Пески известных месторождений имеют прибрежно-морской генезис и в основном миоценовый и плиоценовый возраст. Большинство месторождений миоценовых песков сосредоточены в южном борту Терско-Каспийского бассейна в границах Восточно-Предкавказской области – Серное (II-12-13), Камбилеевское (II-9-6) и др.

Типичным представителем месторождений формовочных песков является Экибулакское месторождение, стекольных – комплексное Серное месторождение.

Месторождение Экибулакское (II-12-12) находится в зоне палеоген-неогенового Дагестана. Полезная толща сложена слабосцементированными кварцевыми песчаниками свиты «В» чокракского горизонта среднего миоцена, слагающими одну из гряд северо-западного простирания в системе грядово-куэстового рельефа. Местами песчаник перекрыт палевого цвета супесью, максимальная мощность которой не превышает 0,9 м. Мощность песчаника от 6,0 до 42,1 м, в среднем 21,9 м. Вскрыша на месторождении практически отсутствует. Обогащенные пески пригодны для различных технологических процессов изготовления литейных форм и стержней, а также в качестве стекольного сырья. Возможно применение и небогатого песка [155].

Месторождение Серное (II-12-13) протягивается с северо-запада на юго-восток на 9 км при средней ширине 0,8 км. Оно приурочено к Нарат-Тюбинской моноклинали и сложено породами верхов свиты «В» чокракского горизонта неогена.

Полезная толща представлена слабо сцементированными белыми, мелко- и тонкозернистыми песчаниками. Мощность пласта 6–50 м. Прослоем глин мощностью 0–5,7 м пласт делится на два горизонта. Мощность верхнего 5,3–25,6 м, нижнего – 6,0–27,1 м. Полезная толща подстилается темно-серыми и черными плотными глинами мощностью 50–60 м. Основная масса песчаников (85–93 %) представлена фракцией 0,63–0,10 мм, фракцией более 0,65 мм – 0,2–2,6 %, а менее 0,1 мм – 6,5–12,5 %. Состав песчаников: кварц (80–90 %), пылевые шпаты (6–9 %), хлорит и гидроокислы – небольшое количество.

Химический состав (%): SiO_2 – 96,5–98,2; Fe_2O_3 – 0,09–0,35; Al_2O_3 – 0,6–0,9; TiO_2 – 0,06–0,09; CaO – 0,06–0,02; MgO – 0,02–0,12; Na_2O – 0,01–0,05; K_2O – 0,02–0,20; Cr_2O_3 – 0,003–0,005. Объемный вес 2 т/м³, естественная влажность 3–6 %.

Пески могут быть использованы в качестве формовочного сырья марок К016, К020 и Т020, а также для производства карбида кремния, силикальцита, силикатного кирпича марок «100», «150» и «200» (ГОСТ 379-79). Кроме того, после обогащения флотооттиркой – для изготовления оконного и технического стекла, стеклопорфита, стеклообломков, белой консервной тары и бутылок, проката, стекловолокна для электротехники и в фарфоро-фаянсовом производстве. Запасы по категориям А + В + С₁ – 57 051 тыс. т, С₂ – 18 031 тыс. т [155].

Абсорбционные и отбеливающие глины приурочены к отложениям нижнего–среднего палеогена. На площади расположены четыре месторождения – Нальчикское (I-8-49), Герпегежское (I-8-63), Бечасын-Бермамытское (I-7-78) и Актопракское-II (I-8-60). Форма залегания глин – пласты и линзообразные залежи с моноклиналильным падением на северо-восток.

Типичным представителем является Нальчикское (I-8-49) месторождение абсорбционных глин – «нальчикитов». Месторождение представлено горизонтом глин мощностью от 9 до 12 м, залегающих среди известняков и мергелей палеоцена. Падение – северо-восточное под углом 15–17°. Горизонт прослежен на восток на 30 км. Мощность вскрыши по падению полезной толщи увеличивается в северо-восточном направлении до 15–

30 м. Разведанный горизонт состоит из четырех разновидностей глин – А, В, С и Д, известных под названием «нальчикитов». Породообразующими минералами глин являются монтмориллонит, аллофан и халцедон. Химический состав (%): SiO_2 – 53,8–79,6; Al_2O_3 – 4,8–12,9; Fe_2O_3 – 2,7–6,2; MnO – от следов до 0,3; CaO – 0,6–5,3; MgO – 0,9–6,1; P_2O – 0,01–0,05; SO_3 – 0,01–0,19. Лучшими считаются глины пласта «В». При очистке керосином по своей эффективности они в 1,5 раза превосходят гумбрин. Активированию «нальчикиты» поддаются слабо. В общем «нальчикины» всех разновидностей оцениваются как прекрасный абсорбционный материал наравне или даже лучше флоридинов. Запасы по категориям А + В + С₁ – 4922 тыс. т (ГБЗ ПИ РФ «Глины бентонитовые». М., 2006). На месторождении возможно увеличение запасов. Оно находится в благоприятных экономических условиях, но отрицательным фактором является значительная мощность вскрышных пород, представленных известняками и мергелями [145].

Бентониты – тонкодисперсные глины, состоящие не менее чем на 60–70 % из минералов группы монтмориллонита, обладающие высокой связующей способностью, адсорбционной и каталитической активностью. Бентонитовые глины как отбеливающие широко применяются для очистки керосина, бензина и смазочных масел, а также растительных и животных жиров. Наиболее эффективно использование бентонитовых глин для нужд винодельческой промышленности. Основным потребителем бентонитового сырья является нефтяная промышленность (48,6 %), использующая бентониты для приготовления глинистых растворов, применяемых при бурении разведочных и эксплуатационных скважин.

Известно три месторождения: Серноводское (I-10-41), Слепцовское (I-10-43) и Новолакское (II-11-34). Бентонитовые глины приурочены к отложениям неогена. Средняя их мощность 40–70 м, протяженность 1,2–2,5 км. Породообразующими минералами глин являются монтмориллонит, аллофан и халцедон. Химический состав (%): SiO_2 – 61,2–76,5; Al_2O_3 – 3,9–11,7; Fe_2O_3 – 2,5–5,9; MnO – 0,1–0,3; CaO – 0,3–4,9; MgO – 0,5–5,8; P_2O – 0,01–0,06; SO_3 – 0,01–0,17. Месторождения мелкие, законсервированы.

Глины красочные. Минеральные красители представлены Талгинским (II-12-4) месторождением красочных глин и месторождениями продуктов коры выветривания по серпентинитам (II-9-102, IV-12-57). Наиболее изученным и эксплуатируемым является Талгинское (II-6-4) месторождение минеральных красок. Сложено песчано-глинистыми отложениями майкопской серии. Продуктивный слой представлен однородной глинистой массой мощностью до 1,55 м (средняя 0,5 м). Вскрыша – суглинки и глины мощностью 0–2 м. Земляные краски залегают в виде линз, веретенообразных и гнездообразных залежей, приуроченных к грубозернистым песчаникам. Местами отмечается частая перемежаемость разноцветных глин от красно-бурых и охристо-желтых до блеклых сиренево-серых. Содержание Fe_2O_3 в них – 4,79–29,86 %. Охра дает светлые тона и может употребляться как фасадная и декоративная краска, а также для изготовления масляных красок. Красные земляные краски (ожелезненные песчаники) также при-

годны для изготовления красок. Сырье среднего качества и требует обогащения. Запасы по категории С₁ – 29 тыс. т (ГБЗ ПИ РФ. Минеральные краски. 2005).

Ракуша кормовая. Известные месторождения ее приурочены к современным морским отложениям, развитым на побережье Каспийского моря.

Известны два месторождения – Промысловое (II-12-9) и Ново-Каякентское (III-12-36). Морфологически месторождения представляют собой грядообразные залежи, вытянутые преимущественно вдоль побережья. Ракуша не сцементирована, иногда с примесью терригенного материала, имеют мощность первые метры. Для месторождений характерно переслаивание целой и дробленной ракушки различной крупности. Качество морской ракушки (готовой продукции), используемой в животноводстве и птицеводстве, должно отвечать требованиям МРТУ 15129-69 и предусматривает среднее содержание углекислого кальция не менее 85 % (при колебании от 73 до 94 %), нерастворимого в соляной кислоте остатка – не более 10 %, ядовитых примесей – не более 0,2 %; тяжелых металлов группы H₂S (свинец) – не более 0,008 %, суммарное содержание не вредных примесей (углекислый магний, окись железа и алюминия) – не более 4,8 %. Запасы месторождений (тыс. т): Ново-Каякентское – 4018, Араблинское – 163, Огинское – 2501, Промысловое – 1056.

Битум и битумсодержащие породы. В Предкавказской части региона известно шесть мелких месторождений битума и около 100 проявлений битумсодержащих пород. На всех месторождениях битума – Ит-Кая-Баши (II-8-20), Бай-Каши-Тогем (II-8-23), Содк-Аузу-Кол (II-8-24), Зылги-Тар (II-8-33), Мехтыген (II-8-38) и Буравцикское (II-8-47) полезной толщей является пласт битуминозных известняков мощностью до 100 м, в составе балтинской свиты позднеюрского возраста. Запасы не подсчитывались ни на одном из месторождений. Промышленного значения не имеют.

СОЛИ

Одно мелкое Туралинское (II-12-30) месторождение натриевой соли связано с солевым Туралинским озером на побережье Каспийского моря. Месторождение неразведанное.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГЯЗИ

Подземные воды на рассматриваемой площади приурочены к водоносным комплексам и зонам от палеозойского до четвертичного возраста включительно и образуют отдельные месторождения и участки пресных и минеральных вод. Из минеральных вод выделяются: промышленные, термальные, углекислые, азотно-метановые, сероводородные, а также с повышенной концентрацией йода, бора, брома и других микроэлементов, имеющих бальнеологическое значение.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРОМЫШЛЕННЫЕ ВОДЫ

На описываемой территории месторождения промышленных минеральных вод известны в Восточном Дагестане. Месторождения йодо-бромных вод – Берикей и Хошмензил расположены в границах Терско-Каспийского гидрогеологического района Восточно-Предкавказского артезианского бассейна и проявляются в виде грифонов.

Месторождение Берикей (III-13-4) расположено в районе пос. Берикей. Водовмещающими породами являются песчаники и мергели средней юры–олигоцен (J₂ + P₃). Грифон с глубины 2473 м. Минерализация 73,6 г/дм³. Извлекаемые компоненты – бор, литий. Запасы по категории С₂ – 1,8 тыс. м³/сут. Месторождение малое, не эксплуатируется [155].

Месторождение Хошмензил (IV-13-2) расположено в 15 км юго-юго-восточней г. Дербент. Водовмещающими породами являются мергели палеогена. Грифон с глубины 374 м. Минерализация 61,5 г/дм³. Извлекаемые компоненты – йод, бром, бор. Запасы по категории С₂ – 0,143 тыс. м³/сут. Месторождение малое, не эксплуатируется [155].

МИНЕРАЛЬНЫЕ ЛЕЧЕБНЫЕ ВОДЫ

На исследуемой территории расположено большое количество месторождений минеральных вод различных типов, используемых в качестве лечебных. Выделяются районы, где сосредоточены наиболее крупные и разнообразные по типам минеральных вод месторождения, эксплуатирующиеся курортами городов Большой Сочи, Нальчик, Владикавказ, района КМВ и др.

Углекислые воды. Всего известно 20 месторождений, из которых четыре крупных и пять средних. Основные и самые известные месторождения углекислых вод расположены на территории Кавминвод. Эти воды, как правило, маломинерализованные, холодные, используются для питья и розлива. Возраст водовмещающих отложений колеблется от раннего мела до протерозоя включительно.

Наиболее крупное месторождение – Кисловодское (I-7-19) состоит из четырех участков (Центрального, Березовского, Ольховского и Подкумского) и занимает террасированную долину р. Подкумок с притоками Ольховка и Березовка. Углекислые воды типа «Нарзан» («Доломитный» и «Сульфатный») локализованы в контурах гидрогеологических инжекционных купольных структур в пределах мезмайско-баксанского комплекса (Подкумский, Березовский и Центральный участки), а также хумаринско-джангурского и мезмайско-баксанского (Ольховский участок) комплексов. Эксплуатационные запасы по месторождению утверждены по кат. А + В + С₁ – 2094 м³/сут, запасы по участкам (м³/сут): Центральный по кат. В – 1535; Березовский по кат. А – 250, С₁ – 50; Ольховский по кат. В – 164; Подкумский по кат. В – 95. Общий водоотбор по месторождению превышает эксплуатационные запасы за счет периодического увеличения естественной нагрузки через источник «Нарзан» [147].

Месторождение Эссентукское (I-7-2) находится севернее, и только небольшая его часть расположена на рассматриваемой территории. Эксплуатационные запасы утверждены по кат. А + В – 1264 м³/сут.

Воды без специфических компонентов. Азотно-метановые воды представлены Нижне-Кармадонским (II-9-57) месторождением, располагающимся в среднем течении р. Геналдон. Минеральные воды приурочены к песчано-сланцевой трещиноватой толще J₁₋₂ и относятся к среднеминерализованным (М – 5,8 г/дм³) хлоридным натриевым борным (HBO₂ – 200 мг/дм³) азотно-метановым. Эксплуатационные запасы утверждены по скважинам 3–бис, 6а, 8, 10 и 12 по кат. А – 2200 м³/сут (ГКЗ СССР, протокол № 4361 от 10.07.1964 г.) для лечебно-столовых и бальнеологических целей. Месторождение не эксплуатируется [146].

Борные воды представлены Новопавловским месторождением, состоящим из двух участков: Новопавловского (I-8-2) и Старопавловского (I-8-10). В геологическом разрезе данного месторождения выделяются два водовмещающих пласта, стратиграфически приуроченных к песчаным пачкам владикавказского, марьино-колодезно-большеянкульского (чокракского) горизонтов (пласты «А» и «В»). Характерной особенностью минеральных вод месторождения является содержание органических веществ, преимущественно гумусовой природы, вода хлоридная, натриевая, борная (0,16 мг/дм³). Апробированные НТС СК ПГО эксплуатационные запасы по чокракскому водоносному комплексу составляют по кат. С₂ – 2737 м³/сут. В настоящее время месторождение не эксплуатируется [145].

Сероводородные борные воды представлены Коринским (II-8-1) месторождением, расположенным у истоков р. Урсдон и приуроченным к известнякам баксанским, ичкерийско-нехилойским и песчаникам гумуртаирским. Скважиной № 37-р выведены воды типа «Урсдон» – маломинерализованные (М – 4,5 г/дм³) борные (H₃BO₂ – 0,082 г/дм³) гидрокарбонатно-хлоридные натриевые. Скважиной № 311 выведена высокоминерализованная (М – 12,3 г/дм³) хлоридная натриевая йодо-бромная, борная (J – 9 мг/дм³, Br – 38 мг/дм³, H₃BO₂ – 80 мг/дм³); скважиной № 1-р – высокоминерализованная (М – 33,5 г/дм³) хлоридная натриевая йодо-бромная (J – 21 мг/дм³, Br – 98 мг/дм³), скважиной № 8-г выведена высокоминерализованная (М – 15,5 г/дм³) хлоридная натриевая бромная, борная (Br – 43 мг/дм³, H₃BO₂ – 87 мг/дм³); скважиной № 3-г – среднеминерализованная (М – 7,4 г/дм³) сульфатно-хлоридная кальциево-натриевая сероводородная (H₂S – 93 мг/дм³) высокотермальная (Т 55 °С). Эксплуатационные запасы по месторождению утверждены по кат. В + С₁ + С₂ – 660 м³/сут для лечебно-питьевых и бальнеологических целей. Месторождение эксплуатируется [145].

Сероводородные воды отличаются повышенным содержанием сероводорода. Это термальные минерализованные воды, используемые в основном в бальнеологических целях. Известные курорты «Сочи» и «Тамиск», использующие крупнейшее на Северном Кавказе Сочинское месторождение сероводородных вод, с участками Мамайка (I-4-40), Мацеста (I-4-47), Хоста (I-4-50) и Кудепста (I-4-51), расположенное на побережье Черного моря, а также Тамискское месторождение – в Северной Осетии. Всего известно более 10 месторождений. Большая часть из них крупные, средние и в настоящее время эксплуатируются.

Мацестинский участок (I-4-47) Сочинского месторождения находится в долине р. Мацеста, в районе Большого Сочи. Воды приурочены к трещиноватым известнякам трех комплексов: верхнемелового, нижнемелового и верхнеюрского. Интервалы залегания — 50—1500, 510—1050, 1498—2000 м соответственно. Воды высоко- и среднеминерализованные, крепкие сульфидные (содержание $\text{H}_2\text{S} + \text{HS} - 83-406 \text{ мг/дм}^3$), слаботермальные. Запасы по категориям ($\text{м}^3/\text{сут}$): А — 6806, В — 3140, $\text{C}_1 - 1000$. Всего по Мацестинскому участку — $10\,946 \text{ м}^3/\text{сут}$ [53].

Месторождение Тамискское (II-9-13) находится в бассейне р. Ардон близ с. Тамиск и приурочено к тектоническому блоку, ограниченному Северным и Южным разломами, сопровождающимися зонами дробления. Минеральные воды приурочены к матламским, баксанским трещинно-карстовым известнякам. Скважинами № 1 и 2 выведены маломинерализованные ($\text{M} - 3,8-4,1 \text{ г/дм}^3$) сульфатные магниевые-кальциевые сульфидные ($\text{H}_2\text{S} - 0,150-0,226 \text{ г/дм}^3$) минеральные воды. Источники № 4, 5, 6, 15, 16, 19 и 22 каптируют слабоминерализованные ($\text{M} - 1,6-2,5 \text{ г/дм}^3$) сульфатные магниевые-кальциевые слабосульфидные ($\text{H}_2\text{S} - 0,011-0,062 \text{ г/дм}^3$) минеральные воды. Эксплуатационные запасы утверждены по кат. А + В — $9628 \text{ м}^3/\text{сут}$ (ГКЗ СССР, протокол № 4591 от 26.04.1965 г.) для бальнеологических целей. Скважинами № 5-Т и № 3-Т выведены слабоминерализованные ($\text{M} - 0,7-1,0 \text{ г/дм}^3$) гидрокарбонатные, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые минеральные воды. Апробированные запасы по ним составляют по кат. $\text{C}_2 - 1610 \text{ м}^3/\text{сут}$ для розлива и лечебно-столовых целей. Месторождение эксплуатируется [146].

Месторождение Редантское (II-9-11) расположено по левобережной долине р. Терек, у пос. Редант-2. Минеральные воды приурочены к известнякам J_2km . Скважиной № 2-р выведена маломинерализованная ($\text{M} - 4,1-4,3 \text{ г/дм}^3$) хлоридно-сульфатная натриево-магниевые-кальциевая сульфидная ($\text{H}_2\text{S} - 0,094 \text{ г/дм}^3$) минеральная вода. Эксплуатационные запасы утверждены по кат. В — $704 \text{ м}^3/\text{сут}$ для бальнеологических целей. Месторождение эксплуатируется. На базе месторождения функционирует курорт «Владикавказ».

Месторождение Махачкалинское (II-12-20) расположено в 18 км на юго-запад от г. Махачкала (курорт «Талги»). Водовмещающими отложениями подземных вод данного месторождения являются мергели и известняки верхнего мела—палеоцена. Интервал залегания — 218—387 м. Воды среднеминерализованные ($\text{M} - 5,7-5,8 \text{ г/дм}^3$), хлоридные кальциевые-натриевые, теплые (температура воды $32-37^\circ\text{C}$). Содержание $\text{H}_2\text{S} - 0,30-0,35 \text{ г/дм}^3$. Запасы по категориям составляют: А — $450 \text{ м}^3/\text{сут}$, В — $1333 \text{ м}^3/\text{сут}$. Используется для бальнеологических целей.

Проявления (IV-12-2, 13, 19, 33, 34, 36, 47) приурочены к отложениям юры. Характеризуются чистой, прозрачной, без вкуса и цвета водой. Содержание сероводорода в воде — от 1 до 40 мг/дм^3 . По составу типы вод азотно-метановые, метановые, метановые хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные с минерализацией $0,7-12,2 \text{ г/дм}^3$, реже — до $14-27 \text{ г/дм}^3$; близкие к водам типа Рычал-Су, Псекупский (IV-6-13, 19 и др.) и Эссентукский (IV-6-33, 36) и др.). Воды источников используются местным населением в бальнеологических целях. Большинство источников находится в неудовлетворительном санитарном состоянии.

Минеральные лечебные воды без специфических компонентов. В эту группу вошли месторождения подземных вод, не имеющие четко выраженных преобладающих микрокомпонентов. Используются они по-разному, в зависимости от гидрохимических и физических характеристик. В настоящее время известно 27 месторождений, в том числе 11 крупных и четыре средних. Возраст водовмещающих отложений колеблется от Q до PZ включительно. Типы вод – мало- ($1,7\text{--}3,6\text{ г/дм}^3$), высоко- (78 г/дм^3) минерализованные, рассольные ($60,1\text{ г/дм}^3$, мел), хлоридно-гидрокарбонатные, сульфатно-хлоридные, хлоридные, гидрокарбонатные, натриевые, йодо-бромные ($J - 0,019\text{ мг/дм}^3$; $Br - 0,15\text{ мг/дм}^3$), кремнистые ($H_2SiO_3 - 0,081\text{ мг/дм}^3$), сульфидные $H_2S - 0,011\text{--}0,16\text{ мг/дм}^3$), высокотермальные (мел, $62\text{ }^\circ\text{C}$), pH $5,9\text{--}8,6$. Используются как лечебно-столовые и для бальнеологических целей. 16 месторождений эксплуатируются. Ниже приводится описание месторождений, приуроченных к отложениям разного возраста.

Месторождение Ачалукское (I-9-60). Геологический возраст – средний миоцен (караганский ярус). Минеральные воды распространены в интервалах 71–86, 98–106, 232–240 и 247,0–253,6 м в песках и песчаниках. Тип воды – мало- ($3,9\text{--}4,9\text{ г/дм}^3$), средне- ($5,5\text{ г/дм}^3$) минерализованные, хлоридно-сульфатные, сульфатно-гидрокарбонатные, натриевые. Запасы по кат. В + $C_1 - 969\text{ м}^3/\text{сут}$. Используются для лечебно-питьевых целей [155].

Месторождение Новокаякентский участок (III-12-11). Геологический возраст – средний миоцен (караганский и чокракский ярусы) и мел. Литологический состав водовмещающих пород: средний миоцен – песчаники, пески; мел – известняки трещиноватые. Интервалы залегания минеральных вод – 339–270, 274–308, 386–409, 480–507, 514–524, 525–573, 795–860 м (средний миоцен) и 1100–1410 м (мел). Типы вод мало- ($1,7\text{--}3,6\text{ г/дм}^3$), высоко- (78 г/дм^3) минерализованные, рассольные ($60,1\text{ г/дм}^3$) – мел, хлоридно-гидрокарбонатные, сульфатно-хлоридные, хлоридные, гидрокарбонатные, натриевые, йодо-бромные ($J - 0,019\text{ мг/дм}^3$; $Br - 0,15\text{ мг/дм}^3$), кремнистые ($H_2SiO_3 - 0,081\text{ мг/дм}^3$), сульфидные $H_2S - 0,011\text{--}0,16\text{ мг/дм}^3$), высокотермальные ($62\text{ }^\circ\text{C}$) – мел, pH $5,9\text{--}8,6$. Запасы вод по кат. $C_2 - 2587\text{ м}^3/\text{сут}$. Используются как лечебно-столовые и в бальнеологических целях [155].

Месторождение Ахтынский участок (IV-12-41). Геологический возраст – средняя юра (ааленский ярус). Литологический состав водовмещающих пород – аргиллиты, алевролиты, песчаники раздробленные. Минеральные воды распространены в интервале 147–419 м. Типы вод: маломинерализованные ($0,3\text{--}7,5\text{ г/дм}^3$), гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, натриево-калиевые, кальциево-магниевые, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, слаботермальные ($31\text{ }^\circ\text{C}$), pH – $7,8\text{--}8,0$; дебит $0,01\text{--}2,3\text{ л/с}$. Запасы вод по кат. $C_2 - 337\text{ м}^3/\text{сут}$. Используются для лечебно-столовых целей [155].

К минеральным водам без специфических компонентов и свойств относятся проявления III-11-1, 2, 5, 6, 8, 18, 19, 23, 39, 41, 43, 63, 63-а, 65, обычно слабо- и маломинерализованные ($1,0\text{--}4,0\text{ г/дм}^3$), холодные ($4\text{--}20\text{ }^\circ\text{C}$), сульфатно-гидрокарбонатные натриевые, гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевые, кальциево-магниевые, гидрокарбонатные магниевые-натриевые и гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые. Они преимущественно трещинно-жильные в отложениях средней и верх-

ней юры. Среди газов преобладают: метан (53,5–69,5 %) и азот (11,0–25,3 %), а среди прочих компонентов – йод (0,2–1,8 мг/дм³); бром (1,8–4,3 мг/дм³); бор (2,0–9,1 мг/дм³); фтор (0,4–4,0 мг/дм³); кремнекислота (20,8–25,6 мг/дм³). Отмечаются проявления с железноводским (III-5-19), Рычал-Су (III-5-63) и эссентукским (III-5-43) типами вод. Дебиты источников 1–27 м³/сут. К этой же группе относятся высокоминерализованные (24,6–28,0 г/дм³) воды хлоридно-натриевого состава Кванхидатлинских источников (III-5-2), сформировавшихся за счет выщелачивания солей гипсоносной толщи мальма. В прошлом местные жители добывали соль из этих вод.

Мышьяковистые воды (III-11-23) имеют малый дебит и локальное распространение близ села Датун. По составу воды сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, содержание мышьяка до 1 мг/дм³.

Кремнистые термы (III-11-65) известны на р. Симбирис и имеют температуру до 45 °С и концентрацию кремнекислоты 52 мг/дм³. По составу воды гидрокарбонатно-хлоридные, магниевые-натриевые и хлоридные кальциево-натриевые. Термы имеют минерализацию 2,3–6,0 г/дм³ и газовый состав: N₂ – 62,6–66,6 %; CH₄ – 30,8–34,1 %; SO₂ – 0,3 %. Источники восходящего типа с дебитом 12–30 м³/сут. Используются местным населением в лечебных целях.

Проявления минеральных вод (IV-12-30, 32, 35, 39, 40, 42, 43, 50, 51, 54) приурочены к отложениям средней и верхней юры. Литологический состав водовмещающих пород – песчаники, алевролиты и аргиллиты. Содержание основных компонентов химического состава воды (мг/дм³): HCO₃ – 427–2367; SO₄²⁻ – 16–1905; Cl – 7–1241; NO₃ – 1,4–13,2; Ca²⁺ – 5–724; Mg²⁺ – 8–2288; Na – 212–4565; K – 4,8; NH₄ – 0,4–3,0. Содержание биологически активных компонентов (мг/дм³): CO₂ – 3,1–65,0; H₂S – 0,8–14,0; J – 0,35–1,40; Br – 0,7–3,3; HBO₂ – 1,6–35,7; H₂SiO₃ – 12–36; pH – 7,3–8,8. Присутствуют металлы (мкг/дм³): Cu – 10–15; Zn – 30–50; Pb – 5–30; Li – 0,05–1,40. Проявления используются местным населением в лечебных целях [155].

ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ

На территории работ расположено 29 месторождений и участков месторождений термальных подземных вод. Большая часть месторождений располагается в границах Терско-Каспийского гидрогеологического района Восточно-Предкавказского бассейна и приурочена к песчаникам среднего миоцена (караган–чокрак) и плиоцена (акчагыл–киммерий), залегающих на глубинах от 500 до 3500 м. Температура воды колеблется от 50 до 105 °С. Термальные воды используются для горячего водоснабжения и теплоснабжения городов и поселков.

Типичным представителем является Кизлярское (I-11-7) месторождение термальных вод, расположенное в районе г. Кизляр. Водовмещающими отложениями являются пески, песчаники среднего миоцена–эоплейстоцена (N₁–Q_E), залегающие в интервале 1000–2930 м. Гидрохимический состав вод – хлоридный натриевый, минерализация от 1,92 до 6,94 г/дм³,

температура воды на устье 46–100 °С. Вредными компонентами являются фенолы – 0,0028–2,2000 мг/дм³. По оперативным подсчетам запасы месторождения составляют: по категории В – 17,0 тыс. м³/сут; по категории С₁ – 4,9 тыс. м³/сут. Итого по месторождению – 21,9 тыс. м³/сут. Месторождение среднее, воды используются для теплоснабжения.

ПИТЬЕВЫЕ ВОДЫ

Пресные подземные воды широко распространены на описываемой территории, располагаясь в границах Восточно-Предкавказского и Большекавказского бассейнов.

В Предкавказской провинции, в большинстве случаев, распространены пресные воды, пригодные для ХПВ и орошения. Исключение составляют площади выходов на поверхность отложений майкопской серии и среднего сармата. Основные водоносные комплексы и горизонты приурочены к отложениям четвертичного и неогенового возраста.

В пределах территории, принадлежащей к Восточно-Предкавказскому бассейну, разведано 64 месторождения и участка пресных вод.

Наиболее крупное месторождение Малкинское (I-8-65) расположено между ст. Старопавловская и г. Новопавловск. Водовмещающими отложениями являются пески и гравийно-галечниковые отложения раннеэоценового (I) и эоцено-верхнеплиоценового (акчагыльский ярус) (II) возраста. Глубина залегания 26,0–227,0 и 145,0–257,0 м соответственно. По химическому составу воды гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевого и сульфатно-хлоридные кальциево-магниевого, с минерализацией 0,17–0,67 (I) и до 3,0 (II) г/дм³. Запасы по категориям составляют (тыс. м³/сут): (I) А – 67,5, В – 215,0, С₁ – 67,5; (II) А – 45,0, В – 122,5, С₁ – 7,5. Итого по месторождению – 525,0 тыс. м³/сут. Месторождение крупное, воды используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения городов-курортов КМВ и населенных пунктов Кировского и Георгиевского районов [155].

В пределах Кавказской провинции месторождения приурочены к четвертичным отложениям, развитым в переуглубленных долинах рек Черноморского побережья Южного склона и Северного склона Большого Кавказа (бассейны Кубани, Сунжи, Терека и рек Южного Дагестана) и к трещинно-карстовым карбонатным отложениям мела и юры.

Кавказско-Черноморский бассейн регионального стока. На Южном склоне Кавказа расположено девять месторождений пресных вод, приуроченных к аллювиальным отложениям рек Черноморского бассейна. Все они используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения ближайших городов и поселков. Воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией от 0,16 до 0,96 г/дм³.

Типичным представителем является месторождение Шахинское (I-4-58), расположенное у пос. Головинка, в долине р. Шахе. Водовмещающими породами являются валунно-галечниковые отложения голоцена (Q_{IV}). Химический состав вод гидрокарбонатный кальциевый, с минерализацией до 0,4 г/дм³. Запасы подземных вод по категориям составляют (тыс. м³/сут): А – 128,0; В – 110,6; С₁ – 42,9. Используется для хозяйственно-питьевого водоснабжения курорта «Мамайка», поселков Дагомыс, Лоо, Головинка [53].

Бассейн регионального стока Северного склона Большого Кавказа. В бассейне р. Кубань известно 21 месторождение пресных вод, приуроченных к аллювиальным отложениям. По запасам среди них выделяются 12 средних, остальные малые. Большинство эксплуатируются.

Типичным представителем является Нижнетебердинское (I-6-66) месторождение, расположенное на северной окраине а. Нижняя Теберда, в долине р. Теберда. Водовмещающими породами являются валунно-галечниковые отложения с песчано-глинистым заполнителем верхнего неоплейстоцена—голоцена (Q_{III-IV}). Интервал залегания — 4,1—41,0 м. Химический состав вод гидрокарбонатный кальциевый, с минерализацией 0,1—0,3 г/дм³. Запасы подземных вод по категории C_2 — 54,1 тыс. м³/сут. Месторождение среднее, используется для хозяйственно-питьевого водоснабжения сельских населенных пунктов Карачаево-Черкесии [155].

В бассейне р. Кума, в пределах описываемой территории, известно два месторождения пресных вод. Воды Эссентукского (I-7-118) месторождения локализованы в аллювиальных валунно-галечниковых отложениях верхнего неоплейстоцена—голоцена р. Подкумок. Глубина залегания 0,3—12,7 м. По химическому составу гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые и кальциево-магниевые, минерализация 0,3—0,7 до 2,7 г/дм³. Из вредных компонентов присутствуют нитраты в количестве 10,8—137,3 мг/дм³. Запасы Эссентукского месторождения — 22,4 тыс. м³/сут.

В бассейне р. Терек известно 16 месторождений, из которых по запасам два относятся к средним, остальные малые. Воды большинства месторождений приурочены к валунно-галечниковым отложениям верхнего неоплейстоцена—голоцена. Реже залегают среди терригенных образований юры и мела. Интервал залегания 0—100 м. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-магниевые, с минерализацией 0,13—0,4 г/дм³. Используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения. Большинство месторождений эксплуатируется.

Типичным представителем является месторождение Приэльбрусское. Оно находится в верховье бассейна р. Баксан и состоит из трех участков: Фиан (II-7-16), Терскол (II-7-15), Тегенекли (II-7-17). Воды приурочены к флювиогляциальным отложениям верхнего неоплейстоцена—голоцена. Интервал залегания 0,3—120 м. По химическому составу гидрокарбонатно-хлоридные или гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриево-магниевые с минерализацией от 0,04 до 0,9 г/дм³. Эксплуатационные запасы по месторождению составляют по категории А + В — 18,8 тыс. м³/сут. Месторождение малое, используется для хозяйственно-питьевого водоснабжения Приэльбрусской зоны отдыха.

В горной части, на территории бассейна р. Сулак известно единственное месторождение Беной Яссы (II-11-13), представляющее собой родник, выходящий из известняков верхнего мела. Химический состав гидрокарбонатный кальциевый. Минерализация 0,11—0,23 г/дм³, вредные компоненты отсутствуют. Запасы по категории В составляют 4,3 тыс. м³/сут. Месторождение малое, не эксплуатируется, разведано для хозяйственно-

питьевого водоснабжения г. Ножай-Юрт и населенных пунктов восточной части Ножай-Юртовского района [155].

ДЕЙСТВУЮЩИЕ ВОДОЗАБОРЫ С ПОДСЧИТАННЫМИ ЗАПАСАМИ

На описываемой территории известно 16 водозаборов с подсчитанными запасами, действующих на базе известных месторождений пресных вод. Восемь из них располагаются на побережье Черного моря: Макопсинский (I-4-53), Лазаревский (I-4-56), Лоокский-I (I-4-60), Лоокский-II (I-4-61), Сочинский (I-4-65), Адлерский (I-4-70), Голицинский (I-4-67). Воды последнего используются в качестве технических.

Вторая группа из восьми водозаборов расположена в Кабардино-Балкарии. Это водозаборы: Прохладненское (I-8-80), Баксанское (I-8-91), Докшукинское (заводской водозабор) (I-8-103), Нальчикское (Мокрая Шалушка (I-8-106), Искож (I-8-107), Хасанья (I-8-116), Парковый водозаборы (I-8-118) и Советское (Бабугентский водозабор) (II-8-86).

ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

На рассматриваемой территории известно одно месторождение лечебных грязей – Тамбуканское.

Границы Тамбуканского месторождения (I-8-3) совпадают с акваторией оз. Большой Тамбукан. По физико-химическим показателям черная грязь озера Большой Тамбукан относится к иловым высокоминерализованным (56,8 г/дм³) слабосульфидным (0,13 %) пелоидам слабощелочной реакции среды (рН 7,5–9). Эксплуатация месторождения лечебной грязи ведется с конца прошлого века, но до настоящего времени эксплуатационные запасы грязи не утверждены, поэтому требуется их оценка и утверждение. По результатам проведенной в 1965 г. управлением «Геоминвод» совместно с сотрудниками Пятигорского института курортологии и физиотерапии детальной разведки расчетные балансовые запасы лечебной грязи составляют 1400 тыс. м³, средняя мощность балансовой грязи 0,97 м. Химический состав (1994 г.):

$$\begin{aligned} \text{грязевого раствора } M_{56,8} \frac{\text{SO}_4 \text{ Cl } 30}{\text{Na } 57 \text{ Mg } 41} \text{ рН } 9,0; \\ \text{рапы озера } M_{24,6} \frac{\text{SO}_4 \text{ 64 Cl } 34 (\text{HCO}_3 + \text{CO}_3)_2}{\text{Na } 59 \text{ Mg } 35 \text{ Ca } 6} \text{ рН } 8,6. \end{aligned}$$

С 1930 г. наблюдается опреснение рапы с 60 до 25 г/дм³ и уменьшение минерализации грязевого раствора с 80 до 57 г/дм³. Интенсивное поступление в озеро пресной воды привело к увеличению акватории озера и подъему уровня воды в нем более чем на 3 м и снижению минерализации рапы до критического уровня. Эти процессы в итоге могут привести к коренному изменению биохимических процессов, обуславливающих процессы гене-

зиса лечебной грязи и формирования ее целебных свойств. Оптимальной минерализацией для активных грязеобразовательных процессов на озере следует считать 40–60 г/дм³. В настоящее время резко обострились экологические проблемы озера в связи с заполнением береговой растительности, переработкой берегов, активизацией оползневых процессов, смывом в акваторию различных загрязнителей в водосборной площади и автодороги «Кавказ» [145].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Нефть, газ. Площадь листов К-37, -38, -39 (Российский сектор) располагается в границах Северокавказско-Мангышлакской, Большекавказской и Черноморской нефтегазоносных провинций. Первая составляет основу углеводородного сырья юга России, вторая практически не обладает нефтегазоносным потенциалом, а третья находится на начальной стадии изучения.

Северокавказско-Мангышлакская провинция. Основные перспективы традиционно связываются с наиболее изученной *Терско-Каспийской нефтегазоносной областью (10)* Северокавказско-Мангышлакской провинции. На суше здесь выделяются Чернолесско-Кабардинский (10.1), Терско-Сунженский (10.2), Южно-Дагестанский (10.3) нефтегазоносные районы и Аграхано-Самурский (10.4) прогнозируемый нефтегазоносный район, а в акватории Каспия – Прибрежно-Каспийский (10.5) прогнозируемый район. В Среднекаспийской прогнозируемой нефтегазоносной области (*11*) в пределах Российского сектора выделены Сегендыкский (11.1) и Ялама-Хазарский (11.2) районы.

Главной особенностью Терско-Каспийской нефтегазоносной области является совмещение нефтематеринского бассейна (зоны генерации углеводородов) и структур (зон) нефтегазонакопления. В этих условиях важное значение приобретают разломы глубокого заложения и связанные с ними зоны растяжения и трещиноватости, являющиеся как зонами транзита (миграции), так и зонами с повышенной пористостью пород. В условиях активной альпийской геодинамики, связанной как с продолжающимся и в настоящее время давлением со стороны горного сооружения, так и влиянием Транскавказского поперечного поднятия, здесь в зоне сопряжения с ортогеном тангенциальное сжатие привело к широкому развитию зон прибортовой и приосевой складчатости, а на фронте горного сооружения, клиновидных зон, т. е. структур-ловушек различного типа. Весьма благоприятным фактором является литологическое строение разреза от юры до неогена включительно, которое характеризуется чередованием горизонтов-коллекторов с флюидоупорами. При наличии огромного объема нефтематеринских пород и возможности формирования структур-ловушек различного

типа, выявление новых объектов в пределах Терско-Каспийской нефтегазоносной области определяется, в основном, детальностью и глубиной исследований, а также качеством геофизических исследований и совершенством методов их интерпретации.

Остаточные запасы и прогнозные ресурсы газа и извлекаемые запасы и прогнозные ресурсы нефти, по данным Савина и др. (2001), приведены в табл. 4 и 5.

Ресурсы нефтегазоносных районов и зон Терско-Каспийской нефтегазоносной области, подсчитанные с использованием плотностей суммарных текущих извлекаемых ресурсов (ВНИГРИ, Объект 01-Н1-07, 2008 г.), приведены в табл. 6.

В связи с вышеизложенным, реальные перспективы могут иметь прежде всего Терская (10.2.2) и Сунженская (10.2.3) нефтегазоносные зоны, а также Южно-Дагестанский (10.3) нефтегазоносный район. Перспективные структуры на уровне меловых отложений прогнозируются в Советско-Курской (10.2.1) и Черногорской (10.2.4) нефтегазоносных зонах.

В акватории Каспийского моря в пределах Среднекаспийской прогнозируемой нефтегазоносной области (11) на российской части листов К-38 и К-39 реальные перспективы могут иметь Ялама-Хазарский (11.2) и Сегендыкский (11.1) прогнозируемые нефтегазоносные районы. По двум лицензионным участкам ОАО «ЛУКОЙЛ» в Ялама-Хазарском прогнозируемом нефтегазоносном районе на площадях Центрального и Ялама-Самурского поднятий прогнозные извлекаемые ресурсы углеводородов оцениваются в 1,1 млрд т условного топлива, в том числе: нефти — 121,6 млн т, газа — 874 млрд м³, конденсата — 77 млн т [124].

Черноморская нефтегазоносная провинция. Реальные перспективы могут иметь многочисленные структуры установленные в границах Туапсинской (12) и вала Шатского (13) прогнозируемых нефтегазоносных областей.

Перспективы нефтегазоносности *Туапсинской прогнозируемой области* (12) связаны с платформенной ее частью, где по всему разрезу, от верхней юры до нижнего миоцена, в Сочинском районе и в Абхазии известны проявления битумов, а в юрско-меловых известняках — и включения капельно-жидкой нефти. При бурении скважин неоднократно отмечались выбросы газа из отложений олигоцена и верхнего эоцена. Однако месторождения УВ на суше не сохранились, т. к. антиклинали Ахунско-Ахштырской зоны глубоко эродированы.

В акватории условия для захоронения залежей УВ более благоприятны. Сейсморазведка выявила в Туапсинском прогибе ряд локальных поднятий и литологические ловушки нескольких типов. Нефтегазоперспективные комплексы: верхний мел, майкоп, средний и верхний миоцен, плиоцен. Складки Туапсинского прогиба, как правило, сильно сжатые, с большим количеством взбросо-надвигов и возможным срывом по доолигоценному комплексу. По данным работ на лицензионном участке ЗАО «Черноморнефтегаз», ряд складок обнаруживают геологические и геофизические признаки нефтегазоносности. На сводах некоторых складок зафиксированы микропризнаки нефти в новоэвксинских осадках. В шлифах двух образцов глин на фоне современной органики встречены эпигенети-

Таблица 4

Остаточные запасы и прогнозные ресурсы газа

Название, ранг и индекс объекта	Остаточные запасы, млрд м ³		Перспективные ресурсы С ₃ , млрд м ³	Прогнозные ресурсы Д ₁ + Д ₂ , млрд м ³	Разведанность текущих ресурсов, %
	A + B + C ₁	C ₂			
Терско-Каспийская НГО	76,2	72,9	120,8	519,9	12,5

Таблица 5

Извлекаемые запасы и прогнозные ресурсы нефти

Название, ранг и индекс объекта	Извлекаемые запасы, млн т		Перспективные ресурсы С ₃ , млн т	Прогнозные ресурсы Д ₁ + Д ₂ , млн т	Разведанность текущих ресурсов, %
	A + B + C ₁	C ₂			
Терско-Каспийская НГО	79,78		58,7	335,1	19,1

Ресурсы нефтегазоносных районов и зон

Номер структуры на схеме	Название нефтегазоносных структур	Площадь, км ²	Плотность, тыс. т/км ²	Ресурсы Д ₁ , млн т
10.1	Чернолесско-Кабардинский НГР	2077	25	52
10.2	Терско-Сунженский НГР (вне зон)	16 970	25	420
10.2.1	Советско-Курская НГЗ	1510	30	45
10.2.2	Терская НГЗ	4420	20	88
10.2.3	Сунженская НГЗ	2300	30	69
10.2.4	Черногорская НГЗ	2975	50	150
10.3	Южно-Дагестанский НГР	8225	50	411
10.4	Аграхано-Самурский ПНГР	1750	25	44

ческие битумоиды и повышенное содержание углеводородных газов. В современном ОВ некоторых проб по результатам хромато-масс-спектрометрических исследований отмечаются косвенные признаки миграционных битумоидов [164]. Данных о коллекторах по Туапсинскому прогибу нет. Можно лишь предполагать, что в существенно глинистом разрезе мощностью до 5 км присутствуют песчано-алевритовые горизонты.

На вале Шатского выявлено множество локальных поднятий. Наиболее интересными являются Корневое, по поверхности домайкопских образований амплитудой 2 км и шириной 10 км, двусводовое поднятие Милашина общей площадью 900 км² с предполагаемыми трещинными коллекторами в верхнеюрских известняках [164].

Возможные литологические ловушки связаны с верхнеюрско-нижнемеловым, олигоцен-нижнемиоценовым (майкопским), миоценовым и плиоценовым комплексами.

На временных разрезах вала Шатского раздувы неслоистых зон в верхнеюрско-нижнемеловых отложениях интерпретируются как рифогенные массивы. Размеры их достигают 15 × 7 км при мощности до 500–600 м.

В области перехода вала Шатского в Туапсинский прогиб прогнозируется насыщенность разреза олигоцена–неогена литологическими ловушками. Важнейшая зона выклинивания на южном борту прогиба – трансгрессивный комплекс краевых фаций майкопской серии. Эта толща мощностью до 1,5 км выклинивается в зоне шириной от 7 до 18 км. Размыв западной части вала Шатского в раннем олигоцене позволяет допустить обогащение разреза карбонатно-обломочным материалом [164].

Перспективность обеих прогнозируемых областей довольно высокая, их продуктивность составляет более 100 тыс. т условного топлива на км². В пределах Российского сектора листа К-37 ресурсы Туапсинского прогиба по категории Д₂ оцениваются нами в $(150 \times 35 = 5250 \text{ км}^2) \times 100 = 525 \text{ млн т}$, а вала Шатского в $(225 \times 50 = 11\,250 \text{ км}^2) \times 100 = 1125 \text{ млн т}$.

Локализованные ресурсы УВ в пределах пяти поднятий Туапсинской НГО (на уровне мэотиса) и трех поднятий НГО вала Шатского (на уровне J₃) приводятся в табл. 7. За эталонный участок для Туапсинского прогиба принят Западно-Кубанский прогиб с многопластовыми нефтегазовыми месторождениями в неогене, а для вала Шатского – Восточно-Кубанская впадина с месторождениями нефти и газа в верхнеюрских известняках [164].

По данным ВНИГРИ (Отчет по теме 07-Н1-07 «Анализ состояния ресурсной базы РФ»), начальные суммарные ресурсы (НСР) шельфа Черного моря составляют: нефти – 486 млн т, газа – 18 млрд м³.

Большекавказская нефтегазоносная провинция. Рассматриваемая территория месторождений и проявлений нефти и газа не имеет. На северо-западном погружении складчатой системы, севернее изученной площади, имеются небольшие месторождения газа и газоконденсата. В целом провинция относится к неперспективным.

Таблица 7

Прогнозные локализованные ресурсы УВ акватории Черного моря

Локальные поднятия	Номер на карте	В контуре изогипсы	Площадь, км ²	Ресурсы, млн т у. т. геологические/извлекаемые
<i>Туапсинская НГО, мэотис</i>				
Янтарь	1	–2800	50	18/8
Туапсинское-24	2	–3000	45	17/8
Туапсинское-2	4	–2700	80	29/13
Туапсинское-6	3	–2500	75	26/11
Туапсинское-8	6	–2500	25	10/5
Всего				100/45
<i>НГО вала Шатского, верхняя юра</i>				
Юнова	8	–5700	50	11/5
Милашина	9	–5300	335	72/33
Маловицкого	10	–5900	37	8/4
Всего				91/42

Твердые горючие ископаемые. Месторождения сосредоточены в четырех угленосных районах: Лабинском, Кубанском, Баксанском и Дагестанском Большекавказской провинции. Повсеместно углеводородными являются прибрежно-морские терригенные образования разных возрастных интервалов. В Лабинском районе угленосные горизонты приурочены к терригенным отложениям среднего карбона. В Кубанском и Баксанском угленосных районах уровни углеобразования располагаются в пределах синемюр-плинсбахского возрастного интервала, а в Дагестанском – тоар-ааленского.

Объекты имеют маломощные невыдержанные угольные пласты, осложненные дизъюнктивными нарушениями, и малые запасы. Все они не представляют интереса даже для местной промышленности.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Распределение разновозрастного эндогенного и экзогенного оруденения в пределах описываемой территории крайне неравномерное, имеет ярко выраженную линейную, северо-западную, ориентировку и сосредоточено преимущественно в границах Большекавказской минерагенической провинции.

Большекавказская минерагеническая провинция

Большекавказская минерагеническая провинция охватывает ареалы развития редкометалльного, золоторудного, ртутного, медноколчеданного, полиметаллического, уранового и стронциевого оруденения, которые располагаются в минерагенических зонах: Причерноморской, Прикаспийской, Известнякового Дагестана, Скалистого, Передового и Главного хребтов, Черек-Кубанской, Самуро-Белореченской, Приводораздельной.

Причерноморская ртутнорудная минерагеническая зона (I) специализирована на ртутное оруденение, сосредоточенное в **Краснополянско-Абхазском прогнозируемом ртутнорудном районе (1.1)**. В пределах этого района ртутное оруденение локализовано как в горизонте эффузивов основного состава Чаталтапинского тектонического покрова, так и во флишевых образованиях мела. В первом случае ртутная минерализация тяготеет к Гогопсинскому разлому северо-западного простирания, а во втором — приурочена к субширотному отрезку Краснополянского разлома и оперяющим его трещинам северо-западной ориентировки. Оруденение сосредоточено в поперечной зоне повышенной трещиноватости, насыщенной кальцитовыми жилами, и представлено прожилками, гнездами и вкрапленностью. По составу это практически мономинеральные образования, в которых главным рудным минералом является киноварь.

Размещение оруденения контролируется региональными и локальными тектоническими и литолого-стратиграфическими факторами. Основные рудные объекты локализованы в зонах влияния региональных разломов северо-западного или субширотного простирания — Гогопсинского и Краснополянского и отчетливо тяготеют к широтным отрезкам этих структур. Такая приуроченность объясняется сосредоточением условий растяжения, возникших в результате наложения на общекавказскую ориентировку указанных разломов, поперечной зоны повышенной трещиноватости. Этими особенностями обусловлена и наиболее часто отмечаемая форма рудных тел — уплощенные четковидные рудные столбы. Наиболее перспективные объекты локализованы в присводовых и сводовых частях антиклиналей на отрезках локального воздымания ундулирующего шарнира складок, то есть в сводах антиклиналей второго и более высоких порядков.

Литолого-стратиграфический фактор обусловил приуроченность проявлений ртутной минерализации к терригенным грубозернистым пачкам нижнего мела, а перекрывающие их существенно глинистые отложения практически безрудны.

Рудные тела из-за небольших размеров промышленного значения не имеют. Перспективы Краснополянско-Абхазского рудного района в целом невысоки.

Прикаспийская ртутнорудная минерагеническая зона (2) расположена на восточном погружении горного сооружения Кавказа и вмещает ртутное оруденение, отличительной особенностью которого является мономинеральный, киноварный, состав и слабая степень гидротермальной проработки вмещающих пород, обычно выраженной в диккитизации. Большинство ртутных проявлений локализовано в границах *Южно-Дагестанского прогнозируемого ртутнорудного узла (2.0.1)*. Рудные тела чаще всего залегают в среднеюрских породах псаммитового ряда, в карбонатных, магматических и глинистых породах они крайне редки. В первых из них сосредоточены наиболее крупные рудные объекты (Хпекское месторождение), в глинистых разностях локализованы лишь отдельные проявления. Отмечается приуроченность оруденения либо к зонам смятия и дробления тектонических нарушений северо-восточного простирания, либо к узлам их сопряжения с нарушениями субширотной ориентировки и сопутствующим им участкам повышенной трещиноватости. Собственно жильная форма рудных тел отмечается редко. В целом ртутное оруденение Прикаспийской минерагенической зоны промышленного значения не имеет.

Уран-полиметаллическая минерагеническая зона Скалистого хребта (3) в пределах рассматриваемой территории специализирована на урановое и свинцово-цинковое оруденение и представлена своими центральной и восточной частями, охватывая поля развития терригенно-карбонатных, карбонатных и карбонатно-эвапоритовых формаций на северном склоне горного сооружения. Эти формации слагают единый структурно-вещественный комплекс морских и лагунных осадков, сформировавшихся в условиях шельфа окраинного моря в возрастном диапазоне от келловей до берриаса включительно. Южная граница минерагенической зоны определяется естественными выходами келловей-берриасских отложений, а северная проводится условно, приблизительно в 2–4 км от выхода на поверхность кровли берриасских осадков. Основными структурными элементами зоны являются моноклинали Центрального Кавказа и собственно Скалистого хребта. В первой из них келловей-титонские осадки представлены образованиями бермамытской, а в моноклинали Скалистого хребта – кионхохской серий. Урановое оруденение в минерагенической зоне локализовано в границах Эшкаконского рудного узла, а полиметаллическое в районе Ардонского перешейка.

В *Эшкаконском урановорудном узле (3.0.1)* урановые объекты гидрогенного пластово-инфильтрационного генезиса локализованы в карбонатно-терригенных отложениях верхней юры–нижнего мела и промышленного значения не имеет.

Пространственное положение свинцово-цинкового оруденения в минерагенической зоне контролируется палеотектоническими элементами бассейна осадконакопления, в роли которых выступает конседиментационное Кубань-Малкинское поднятие. Оруденение локализовано на склонах положительных структур и приурочено либо к участкам стыка образований различных фациальных зон, либо к зонам перехода рифовых отложений в лагунные. Благоприятными факторами для локализации оруденения является наличие в разрезе пористых пород и присутствие органики, обуславливающей восстановительную обстановку осадконакопления.

Карбонатные и терригенно-карбонатные отложения бермамытской серии содержат на отдельных участках стратиформное свинцово-цинковое оруденение. Пласты полимиктовых песчаников в ее разрезе обогащены углефицированным детритом и содержат рассеянную вкрапленность, линзы и гнезда сфалерита, галенита, пирита, марказита и церуссита. Прогнозные ресурсы свинца и цинка категории P_3 в междуречье Кума–Баксан составляют 4,32 млн т, а ресурсы P_3 золота – 113 т [147]. Оруденение промышленного значения не имеет из-за низких содержаний полезных компонентов.

В районе Ардонского перевалка, в восточной части минерагенической зоны Скалистого хребта, развиты терригенно-карбонатные отложения восточно-предкавказской серии с полиметаллической минерализацией. Оруденение отмечается обычно в обогащенной алевритовым материалом части разреза и представлено рассеянной вкрапленностью галенита и сфалерита в ядрах уплощенных глинисто-сидеритовых конкреций и в рассекающих заохранные известняки трещинах. Прогнозные ресурсы свинца и цинка категории P_3 в междуречье Ардон–Асса составляют 432 тыс. т [146]. Оруденение промышленного значения не имеет.

Стронциеворудная минерагеническая зона Известнякового Дагестана (4) в пределах рассматриваемой территории специализирована на стронциевое оруденение. Охватывает поля развития терригенно-карбонатных, карбонатных и карбонатно-эвапоритовых формаций на северном склоне горного сооружения. Эти формации слагают единый структурно-вещественный комплекс морских и лагунных осадков, сформировавшихся в условиях шельфа окраинного моря в возрастном диапазоне от келловя до берриаса включительно. Южная граница минерагенической зоны определяется естественными выходами келловей-берриасских отложений. В границах зоны выделяются стронциеносные Анджикийский рудный узел и Восточно-Дагестанский рудный район.

Анджикийский стронциеворудный узел (4.0.1) выделяется в западной части минерагенической зоны Известнякового Дагестана в бассейне р. Шароаргун. Охватывает поля развития терригенно-карбонатных отложений восточно-предкавказской серии с целестиновой минерализацией (месторождение Анджикий). Целестиновые руды с массивной, гнездово-прожилковой текстурой залегают в форме простых пластовых залежей мощностью до 4–5 м.

Восточно-Дагестанский стронциеворудный район (4.1) выделяется в юго-восточной части минерагенической зоны Известнякового Дагестана охватывая бассейн р. Сулак (месторождения Синие Камни, Вицхи, Кули-Меэр). Оруденение представлено двумя типами руд: первый – целестинсодержащие алевриты, мергели и их брекчии, второй тип – целестинсодержащие известняки. Целестин образует прожилки, мелкие гнезда и вкрапленность.

Суммарные ресурсы (C_1 – P_3) окиси стронция для минерагенической зоны Известнякового Дагестана оцениваются в 9230 тыс. т (Ящинин С.Б., 2008). При повышении конъюнктуры на стронций руды могут быть востребованы.

Черек-Кубанская золоторудная минерагеническая зона (5) включает проявления золота, свинца, цинка, урана и пункты минерализации вольфрама, молибдена, мышьяка, олова. Практический интерес представляют лишь

объекты свинцово-цинкового, вольфрамового и золотого оруденения, локализованные в Эльбрусском, Тызыл-Малкинском, Маринском и Хуламском рудных узлах. Зона охватывает ареалы распространения Малкинского гранитного массива, вулканоплутонических субщелочных образований маринского и хуламского комплексов, локализованных в породах верхнего палеозоя, нижней и средней юры, а также вулканических образований эльбруско-казбекского магматического комплекса.

Эльбрусский полиметаллический рудный узел (5.0.3) охватывает выходы пород домезозойского фундамента в бассейнах Кубани, Худеса, Даута и их притоков. Узел контролируется сочленением разломов северо-западного простирания и северо-восточных сбросо-сдвигов, а характер физических полей позволяет предполагать в фундаменте обширный куполовидный выступ. Здесь широко развиты гранит-порфиры кубанского комплекса, образующие единую рудно-магматическую систему, которая оконтуривается контрастной полиэлементной геохимической аномалией, состав и структура которой указывают на верхнерудный уровень эрозионного среза. Оруденение представлено Эльбрусским месторождением, проявлениями и пунктами минерализации свинцово-цинковой жильной рудной формации гидротермального генезиса, парагенетически связанными с гранит-порфирами кубанского комплекса. Непосредственно на месторождении сконцентрировано полиметаллическое оруденение сфалерит-галенитового и кварц-карбонат-полиметаллического минеральных типов, которое по периферии сменяется карбонатно-полиметаллическим и барит-полиметаллическим типами. Прогнозные ресурсы свинца и цинка категории P_3 по рудному узлу составляют: свинца – 165 тыс. т, цинка – 331 тыс. т [147]. Учитывая, что часть из них отработана в процессе эксплуатации Эльбрусского месторождения, остальная часть промышленного значения не имеет.

Наряду с полиметаллическим в Эльбрусском рудном узле установлено и вольфрам-молибденовое оруденение гидротермально-метасоматического генезиса шеелит-сульфидной скарноидной формации, которое локализовано в ороговикованных, скарнированных и интенсивно пиритизированных породах кубанской метаморфической серии в экзоконтактной зоне гранитного массива. Это оруденение парагенетически связывается с гранитами малкинского комплекса. Прогнозные ресурсы категории P_2 с учетом перекрытых юрскими отложениями участков составляют 20 тыс. т суммы трехоксида вольфрама и молибдена [147]. Из-за малых ресурсов оруденение практического значения не имеет.

Проявления золото-сульфидной формации в рудном узле связаны с зонами сульфидизации в метасоматически измененных метаморфических породах, приуроченных к кровле гранитного массива. Полосы пиритизированных пород достигают ширины 2–3 км и протягиваются на многие километры. В этой полосе выделяются Индышская, Ташлыккольская-1 и Ташлыккольская-2 рудные зоны протяженностью 1950, 1250, 1450 м и шириной 520, 520, 850 м. Суммарные прогнозные ресурсы золота категории P_2 по трем зонам составляют 48,4 т [147]. Практического значения не имеет.

Тызыл-Малкинский полиметаллический рудный узел (5.0.2) расположен в восточной части минерагенической зоны и сложен породами домезозойского фундамента – протерозойскими метаморфитами и гранитами малкин-

ского комплекса, обнажающимися лишь в эрозионных окнах по долинам рек. В рудном узле известны свинцово-цинковое, вольфрамовое, молибденовое, медное, золотое и урановое оруденение, парагенетически связанное с гранитами малкинского комплекса. Практический интерес представляют объекты полиметаллического, вольфрамового и золотого оруденения.

Полиметаллическая минерализация представлена Чочу-Кулакским и Тызыльским месторождениями, многочисленными проявлениями и пунктами минерализации свинцово-цинковой жильной формации, сосредоточенными в экзо- и эндоконтактных частях массива малкинских гранитов, в зоне широкого развития сбросо-сдвиговых деформаций северо-восточного простирания. В центральной части рудного узла развиты агрегаты галенит-сфалеритовой и кварц-карбонат-полиметаллической формаций, которые по периферии сменяются карбонатно-полиметаллическими и барит-полиметаллическими типами руд, а во фронтальной части развита баритовая минерализация. Прогнозные ресурсы (P_2) по Тызыль-Малкинскому рудному узлу составляют 512 тыс. т свинца и цинка, а P_3 — 1469 тыс. т, из них свинца — 490, цинка 979 тыс. т [147]. По геолого-экономическому критерию ресурсы промышленных руд Тызыль-Малкинского рудного узла оцениваются как бесперспективные, так как вследствие отдаленности объектов от действующей обогатительной фабрики граничные требования к количеству запасов существенно выше, чем их обоснованная оценка.

Наряду с полиметаллическим, в этом рудном узле в каратюбинском и муштинском метаморфических комплексах проявлено вольфрамовое оруденение шеелит-кварц-полевошпатовой рудной формации, локализованное в экзоконтактной зоне Малкинского гранитного массива, в сводовой части антиклинальной складки и представленное двумя морфологическими типами — жильным и пластообразным в субсогласных метасоматитах серицит-кварц-полевошпатового состава.

Перспективы Тызыль-Малкинского рудного узла на редкометалльное оруденение связаны с метаморфическими породами в экзоконтактной зоне Малкинского гранитного массива, образующими полосу шириной 2–4 км (средняя 3 км), протяженностью 55 км и площадью 165 км². Прогнозные ресурсы WO_3 категории P_2 составляют 16 тыс. т, а P_3 — 71 тыс. т [147]. В настоящее время практического значения не имеет.

Оруденение золота в рудном узле представлено как самостоятельными объектами золоторудной кварцевой и малосульфидной формаций в кварцевых жилах и зонах окварцевания, так и является сопутствующим элементом в проявлениях свинца и цинка. Жильное оруденение сконцентрировано в экзоконтактах Малкинского гранитного массива в породах метавулканогенно-терригенной формации протерозоя, метаморфизованных в фации зеленых сланцев. Рудоконтролирующими структурами являются разломы северо-восточного и субширотного направлений, а рудовмещающими служат узлы пересечения тектонических нарушений различной ориентировки и согласные и субсогласные зоны расщепления пород. Перспективы рудного узла на золото связываются с линейными штокверковыми зонами субширотного направления. Всего выделено четыре зоны протяженностью 1,6–7,5 км и шириной 170–700 м с суммарными прогнозными ресурсами (P_2) золота, равными 91,9 т. Кроме штокверковых зон перспек-

тивность рудного узла связана с наличием на нижних горизонтах зон сульфидизации метаморфогенно-гидротермального генезиса с аномальными содержаниями золота. Фрагменты таких зон вскрываются в устьях рек Мушт и Хасаут на наиболее низких гипсометрических уровнях в придонной части палеовпадины. Содержание золота в них колеблется от сотых долей до 3–4 г/т. Прогнозные ресурсы золота категории P_3 для этих зон составляют 58,1 т. Суммарный объем прогнозных ресурсов золота ($P_2 + P_3$) для Тызыл-Малкинского рудного узла составляет 150 т [147].

В целом ресурсы промышленных руд Эльбрусского и Тызыл-Малкинского рудных узлов оцениваются большинством исследователей как перспективные. Однако, по мнению С. Б. Ященина (2008), по геолого-экономическому и количественному критериям в настоящее время они не могут быть востребованными вследствие отдаленности от действующей обогатительной фабрики.

Эшкакон-Подкумский золоторудный узел (5.0.1) выделяется нами в верховьях рек Эшкакон и Подкумок в полях развития вулcano-плутонических образований маринского комплекса, размещение которых контролируется узлами сопряжения нарушений общекавказской и северо-восточной ориентировки в доюрском фундаменте. Золоторудные объекты представлены образованиями золото-серебро-полиметаллической и золото-серебряной формаций.

Рудные зоны локализованы в эксплозивно брекчированных, пропицитизированных андезитовых порфиритах маринского комплекса и песчаниках урлешской свиты и сопровождаются гидротермальным метасоматозом. В гидрослюдистых метасоматитах рудоносные зоны отличаются значительной шириной и протяженностью, содержание золота в них достигает 20 г/т, составляя в среднем 4 г/т, золото свободное, размер золотинок 1–3 мм, реже 5–9 мм. В пределах рудного узла в верхней части метасоматической колонны развиты кварц-каолинитовые аргиллизитовые породы, сменяющиеся кварц-гидрослюдистыми образованиями, а затем хлорит-карбонатными пропицитами. Наиболее продуктивными на золотое оруденение являются кварц-гидрослюдистые образования, в то время как кварц-каолинитовые породы обеднены золотом. Согласно геохимическим показателям, выявленные в пределах рудного узла объекты имеют надрудный, рудный и верхнерудный уровни среза. Перспективы Эшкакон-Подкумского рудного узла на выявление промышленных объектов золотого вкрапленного и прожилково-вкрапленного оруденения золото-серебряной, золото-сульфидной формаций связываются с глубокими горизонтами и флангами участка Ковалевский и Эшкакон (зона Бенеславского).

Прогнозные ресурсы золота категории P_3 посчитаны методом аналогии. За эталон принят Хуламский рудный узел (паспорт 1550002, протокол ЦНИГРИ №7 от 30. 11. 05 г.), рудоносность которого составляет 3 т/км², при площади 40 км² и ресурсах P_3 – 120 т. Прогнозные ресурсы золота категории P_3 Эшкакон-Подкумского рудного узла при площади (S) – 73 км², коэффициент подобия эталонному объекту (k) – 0,5 и удельной рудоносности (q) – 3 т/км² составят: $Q = S \times q \times k = 73 \times 3 \times 0,5 = 110$ т.

Хуламский золоторудный узел (5.0.4) включает поля распространения контрастных трахириолит-базальтовых вулканитов хуламского комплекса,

в которых локализовано Безенгийское (Радужное) золото-серебряное месторождение. Оруденение парагенетически связывается с субинтрузиями трахириолитов, а сопутствующая гидротермально-метасоматическая минерализация, ассоциирующая с оруденением, представлена окварцеванием, аргиллизацией и сульфидизацией. Контролируется оно системой субширотных разломов, к которым тяготеют вулканические и интрузивные тела. Отмечается также экранирующая роль поверхностей несогласия между кристаллическим фундаментом и базальными горизонтами юры. Принятые прогнозные ресурсы (P_3) для Хуламского рудного узла (Безенгийская площадь) составляют: по золоту – 120 т, в том числе по Хуламской рудной зоне: золото – 35 т, серебро – 1050 т [84].

В целом промышленное золотое оруденение Эшкакон-Подкумского и Хуламского рудных узлов вполне может быть востребовано. С. Б. Яшинин (2008) оценивает их перспективы как незначительные.

Таким образом, в Черек-Кубанской минерагенической зоне может представлять интерес только золотое оруденение. Суммарные прогнозные ресурсы по категории P_2 составляют 140,3 т, а по категории P_3 – 288,1 т.

Уран-золото-меднорудная минерагеническая зона Передового хребта (6) характеризуется месторождениями и проявлениями меди, вольфрама, молибдена, свинца, цинка, редких и радиоактивных металлов, золота, ртути, сурьмы и мышьяка гидротермально-метасоматического генезиса, а также рудными объектами осадочного и осадочно-диагенетического происхождения. Характерными чертами минерагенической зоны являются отчетливо выраженная приуроченность эндогенных рудных объектов различных промышленно-генетических типов к субмеридиональным рудоконцентрирующим структурам и региональная зональность, выражающаяся в последовательной смене с юга на север высокотемпературных рудных формаций низкотемпературными.

Оруденение распределено неравномерно и локализуется в границах *Урупо-Лабинского, Теберда-Кубанского, Худесского меднорудных районов* и *Бамбакского, Урупского, Кишкитского (Аксаутского) урановорудных, Тырныаузского молибден-вольфрамоворудного узлов.*

Промышленное медное оруденение связано с вулканическими комплексами даутской и кызылкольской свит и сосредоточено в границах *Урупо-Лабинского (6.1), Теберда-Кубанского (6.2) и Худесского (6.3) меднорудных районов.* Колчеданные месторождения минерагенической зоны принадлежат к гидротермально-осадочному и гидротермально-метасоматическому типам. Первому из них отвечают согласные залежи массивных колчеданных руд Быковского, Урупского и Худесского месторождений, а второму – прожилково-вкрапленные медные руды всех остальных (Скалистого, Влашинчихинского, Первомайского и др.) и пластовые тела хлорит-серицит-кварцевых сульфидизированных метасоматитов. К гидротермально-метасоматическому типу относятся также нестратифицированные зоны сульфидизированных метасоматитов лежащего бока основных рудных залежей.

Суммарные балансовые запасы ($A + B + C_1 + C_2$) меди по трем рудным районам и по минерагенической зоне в целом составляют 1265,1 тыс. т, прогнозные ресурсы (P_2) оцениваются в 1000 тыс. т [Савин и др., 2000].

Учитывая высокую степень поисковой изученности территории, вероятность обнаружения крупных объектов сравнительно невысока. Перспективы выявления новых объектов в минерагенической зоне Передового хребта могут связываться со слабоизученными районами, где островодужные формационные комплексы перекрыты позднегерцинской молассой или четвертичными образованиями.

Кроме медноколчеданных месторождений, в зоне Передового хребта к раннегерцинскому этапу относятся большая часть зон сульфидизации с медью и золотом в вулканитах даутской и кызылкольской свит, не образующих промышленных скоплений, а также проявления золота золотоносной черносланцевой формации в отложениях тоханской свиты. Некоторые из зон сульфидизации располагаются вблизи залежей медноколчеданных руд и имеют аналогичный генезис, другие тесно связаны с процессами наложенного динамотермального зеленокаменного метаморфизма. Наибольшие перспективы, в этом отношении, принадлежат *Теберда-Кубанскому меднорудному району* (б.2). Здесь широко развиты зоны пиритизации в породах риолит-базальтовой формации (Учкуланские зоны, зона Южная и др.) со стабильно повышенными содержаниями золота от сотых долей до 30 г/т, объединенные в Учкулан-Даутское потенциальное золоторудное поле.

Прогнозные ресурсы золота по категории P_3 , по данным Ящинуина и др. (2004), основывались на результатах поисковых работ на Учкулан-Даутском потенциальном золоторудном поле и подсчитывались по формуле:

$$P = L \times m_{cp} \times H \times d \times C_{cp} \times K_p \times K_n \times 10^{-6},$$

где P – прогнозные ресурсы металла (т); C_{cp} – среднее содержание золота; m_{cp} – средняя мощность; L – длина; H – расчетная глубина по падению (м); d – объемный вес (2,6 т/м³); K_p – объемный коэффициент рудоносности, отношение суммарной мощности интервалов с содержанием выше бортового (0,7 г/т) к общей мощности рудной зоны; K_n – коэффициент неоднородности оруденения, принимается 0,5.

С учетом случайного расположения единичных пересечений рудных залежей Учкуланского участка (зоны Водораздельная Верхняя-1, Водораздельная Верхняя-2, Водораздельная Нижняя, 1-я Левобережная, Датуланкольская Нижняя, Южная Правобережная) усредненные параметры для оценки ресурсов всего участка определяются без взвешивания на длины и мощности, просто как средние арифметические из приведенных частных значений. Согласно такому расчету, средняя опробованная мощность составляет 36,6 м, средний коэффициент рудоносности – 0,23, среднее содержание золота – 4,29 г/т. Графически с карты масштаба 1 : 10 000 сняты – суммарная длина рудных залежей 5450 м, а – вертикальный размах оруденения (по отметкам рельефа) 2300 – 1700=600 м. Ресурсы, рассчитанные по вышеприведенной формуле, составляют:

$$P = 5450 \times 36,6 \times 600 \times 2,6 \times 4,29 \times 0,21 \times 0,5 \times 10^{-6} = 140 \text{ т.}$$

Эти ресурсы были учтены ВСЕГЕИ (паспорта 1950003 и 1950004, протоколы ЦНИГРИ № 7 от 30. 11. 2005 г. и № 5 от 20.08.2007 г.).

Площадь Учкулан-Даутского поля составляет (по данным ГДП-200) 21 км², тогда продуктивность будет равна $140 : 21 = 6,7$ т/км².

По аналогии с Учкулан-Даутским рудным полем ресурсы Р₃ Теберда-Кубанского рудного района, при площади 270 км² и коэффициенте подо-
бия 0,1, составят **181 т**.

В *Худесском меднорудном районе* золотое оруденение также связано с зонами пиритизации. Прогнозные ресурсы Р₁, по данным А. Н. Письменного [147], составляют 79 т.

В *Бамбакском урановорудном узле* (6.0.1) локализовано одноименное гидротермально-осадочное урановое месторождение, а также многочисленные урановые, полиметаллические и медные проявления. Урановое оруденение приурочено к пестроцветным терригенным отложениям нижней и средней перми. Рудоносными являются пропластки кремнисто-фосфорных доломитов, углистых и фосфорных аргиллитов, алевролитов и песчаников мощностью от 0,15 до 1,50 м и протяженностью от 50 до 620 м. Прогнозные ресурсы Р₃ по данным ГДП-200 (2009) оцениваются в 10 тыс. т.

Гидротермальное свинцово-цинковое оруденение характеризуется барит-полиметаллическим составом и в виде прожилков, гнезд, выделений и вкрапленности локализовано в кварцевых, кварц-карбонатных, баритовых и кварц-карбонатно-баритовых жилах, либо спорадически встречается в зонах дробления и цементации.

Бамбакский рудный узел характеризуется асимметричной зональностью. В центральной части располагаются проявления свинца и цинка жильного типа, а на флангах — барита и урана. Это обстоятельство позволяет допускать возможность наличия на глубине, скорее всего на раннегерцинском уровне, полиметаллических, а может быть и вольфрамовых объектов. Однако природоохранный статус территории, ее труднодоступность, а также отсутствие промышленных генетических типов подобного оруденения не позволяют рекомендовать проведение здесь поисковых работ.

В *Урупском прогнозируемом урановорудном узле* (6.0.2) локализовано Пскентское месторождение урана урановорудной формации, приуроченное к фельзитам и гранит-порфирам пскентского комплекса и вмещающим их терригенным осадкам андрюкской свиты. Рудные тела в узлах сопряжения разломов северо-западного и северо-восточного простирания представлены обширными штокверками. Генезис оруденения гидротермальный. По геолого-экономическим и экологическим причинам рудный узел неперспективен.

В *Кишкитском (Аксаутском) урановорудном узле* (6.0.3) сосредоточена группа урановых месторождений (Гидамское и Аксаутское) осадочного генезиса, локализованных в верхнекаменноугольных и нижнепермских отложениях. Уран-фосфатное оруденение приурочено к пластам полимиктовых песчаников, сланцев, кремнисто-карбонатных пород, мергелей, углефицированных и карбонатизированных алевролитоглинистых сланцев. Оруденелые участки имеют линзовидную форму и крайне не выдержаны по простиранию.

Наряду с осадочным, отмечается и гидротермальное урановое оруденение, примером которого служит Нарытайское месторождение. Настуранкеритовое оруденение здесь приурочено к массиву плагиогранит-порфи-

ров и локализовано в гидротермально измененных и лимонитизированных песчаниках с линзами конгломератов, гравелитов и маломощными прослоями алевролитов.

Кроме урана, в рудном узле выявлено и Кишкитское месторождение ртути, которое контролируется зонами трещиноватости в пермских риолитах.

Труднодоступность территории, небольшие размеры объектов, а также отсутствие промышленных генетических типов подобного оруденения не позволяют рекомендовать проведение здесь поисковых работ.

Тырныаузский молибден-вольфрамоворудный узел (6.0.4) включает Тырныаузское и Гитче-Тырныаузское вольфрам-молибденовые, Гитче-Тырныаузское сурьмяное месторождения, проявления олова, свинца, цинка, золота, серебра, урана, меди и ртути. Рудные объекты локализуются в основном в среднепалеозойских образованиях. Ведущим в пределах узла является скарновое редкометалльное оруденение, приуроченное к полям развития девонских вулканогенно-осадочных и каменноугольных терригенно-карбонатных отложений, рассеченных эльджуртинскими гранитами и дайками гранит-порфиров тырныаузского комплекса. Распределение оруденения неравномерное, в скарнах сосредоточены вольфрам-молибденовые, в скарнированных мраморах — вольфрамовые и в роговиках — молибденовые руды. Редкометалльное оруденение наложено на скарны и роговики.

Элементами структурно-тектонического контроля определяется приуроченность Тырныаузского вольфрам-молибденового месторождения к сопряжению поперечных сбросо-сдвигов с продольной Пшекиш-Тырныаузской шовной зоной глубокого заложения.

Литологический контроль выражается в приуроченности залежей вольфрам-молибденовых руд преимущественно к внутренней зоне ореола роговикования. В скарнах и сопровождающих их жильных штокверках локализованы рудные залежи с преобладанием вольфрама над молибденом, в роговиках сосредоточены преимущественно кварц-молибденитовые штокверки с ведущей ролью молибдена, промышленные скарновые тела приурочены к контактово-инфильтрационным скарнам, развитым в зоне тектонически ослабленных контактов роговиков и мраморов. В качестве благоприятных литологических факторов в первую очередь рассматриваются каменноугольные терригенно-карбонатные отложения.

Тырныаузский рудный узел характеризуется асимметричной зональностью, в его тыловой части развиты проявления олова, во фронтальной — сурьмы, свинца, золота, ртути. Промышленный интерес представляют вольфрам-молибденовое и золотое оруденение. Золоторудная минерализация проявлена в скарнах, послескарновых метасоматитах, жильных гидротермальных образованиях и является сопутствующим компонентом в вольфрам-молибденовых, сурьмяном месторождениях, образуя в отдельных случаях самостоятельные проявления скарновой и малосульфидной рудных формаций. Кварц-карбонат-антимонитовая ассоциация с тонкодисперсным золотом широко проявлена в жильно-прожилковых зонах Гитче-Тырныаузского сурьмяного месторождения, где приурочена к разломам северо-западного простирания, тяготея к участкам их сопряжения с субширотными зонами. Собственно золоторудные проявления представлены ма-

лосульфидной формацией и приурочены к кварц-сульфидным жилам, локализованным в зонах нарушений субмеридиональной ориентировки.

В целом редкометалльное, золоторудное и урановое оруденение в рудном районе отчетливо контролируется ареалом развития магматических образований тырнаузского комплекса. Магматический контроль предполагает наличие единого для магмы и рудного вещества очага, местоположение которого определяется отрицательной аномалией силы тяжести, выявленной под месторождением на глубинах 8–10 км. С кислыми дериватами тырнаузского комплекса парагенетически связано основное вольфрамовое оруденение.

Перспективы вольфрам-молибденового оруденения в пределах Тырнаузского рудного узла связываются с глубокими горизонтами области ороговивания центральной части узла, а также с западными и восточными частями ее погружения. Для Тырнаузского рудного узла промышленные запасы WO_3 ($A + B + C_1 + C_2$) составляют 716 тыс. т, молибдена – 215 тыс. т. Прогнозные ресурсы трехоксида вольфрама категории P_2 составляют 273 тыс. т [147], что указывает на слабые возможности прироста запасов.

В вольфрамоворудной минерагенической зоне Главного хребта (7) приоритетным является вольфрамовое оруденение, меньшее значение имеют проявления молибдена, олова, тантало-ниобатов, бериллия, подчиненную роль играют золоторудные и полиметаллические проявления. Парагенетически и генетически это оруденение связывается с гранитоидным магматизмом. Рудовмещающими породами служат протерозойские образования, метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой фации и содержащие тела амфиболитов, амфиболсодержащих и карбонатных пород, испытавшие кремнисто-щелочной метасоматоз и скарнирование. Оруденение, как правило, приурочено к апикальным частям гранитных массивов и мигматитовых комплексов, проявлено в форме жил, жильных и штокверковых зон, пластовых и линзовидных тел с прожилками и гнездами шеелита, сульфидов железа, мышьяка, меди и молибдена. Генетический тип гидротермально-метасоматический и гидротермальный, рудные формации представлены шеелит-сульфидной скарноидной и шеелит-кварц-полевошпатовой. Оруденение в зоне распределено неравномерно и локализовано в Лабино-Аксаутском, Казбек-Цурунгалском и прогнозируемом Балкаро-Осетинском рудных районах.

Лабино-Аксаутский вольфрамоворудный район (7.1) объединяет *Кургашинчатский (7.1.3), Аркасарский (7.1.2) и Малолабинский (7.1.1) вольфрамоворудные узлы*. Шеелитовая минерализация приурочена к амфиболитам на участках развития калий-магниевого метасоматоза и зон кварц-полевошпатовых прожилков, оруденение крайне неравномерное, шеелит ассоциирует с пиритом, пирротинном и халькопиритом. В маломощных телах скарноидов и околоскарновых метасоматитов отмечается рассеянная вкрапленность шеелита, пирита, арсенопирита, халькопирита, молибденита, галенита и сфалерита. Главной разрывной структурой района является Уллукамский разлом, сопровождаемый в северном его крыле многочисленными субпараллельными оперяющимися разрывами, менее распространены мелкие тектонические нарушения северо-западного и субмеридионального направлений. В настоящее время интерес могут представлять Кургашинчатский и Аркасарский рудные узлы.

Площадь (S) *Кургашинчатского вольфрамородного узла*, оконтуренного в результате проведенного ГДП-200, составляет 175,48 км². Рассчитанная ранее продуктивность рудного узла (q) составляет 1750 т/км² WO₃ (протокол ВИМС № 576/5, от 5.12.2008 г.). Учитывая наличие в пределах Кургашинчатского рудного узла локализованных запасов, площадь его уменьшается и может составлять 171,43 км². Соответственно, прогнозные ресурсы по категории P₃ будут составлять: $Q = S \times q \times k = 171,43 \text{ км}^2 \times 1750 \text{ т/км}^2 \times 1 = 300\,002 \text{ т}$, округленно **300 тыс. т** WO₃.

Площадь (S) *Аркасарского потенциального вольфрамородного узла*, оконтуренного в результате проведенного ГДП-200, составляет 114 км². При удельной продуктивности (q), равной 1750 т/км² (по аналогии с Кургашинчатским рудным узлом), и коэффициенте подобия (k) 0,8 прогнозные ресурсы Аркасарского потенциального рудного узла категории P₃ составят: $Q = S \times q \times k = 114 \times 1750 \times 0,8 = 159,6 \text{ т}$ WO₃. В пределах наиболее перспективных участков Пхиинский и Дучинский локализовано апробированных на 1.09.2005 г. ресурсов WO₃ категории P₂ – 32,9 тыс. т. Таким образом, ресурсы Аркасарского потенциального рудного узла категории P₃ составят 159,6 – 32,9 = **126,7 тыс. т**.

Оруденение пневматолитового генезиса относится к рудной формации вольфрамоносных пегматитов и локализовано в гранитах белореченского интрузивного комплекса. В отдельных случаях пегматитовые жилы локализованы в гнейсах протерозоя. В пегматитовых жилах, наряду с шеелитом и вольфрамитом, установлена вкрапленность касситерита и повышенные содержания бериллия и золота.

Оруденение скарнового типа, относящееся к шеелитовой рудной формации, локализовано в скарнированных мраморах дамхурцевского и дуппукского метакомплексов, в которых шеелит образует прожилки, гнезда и вкрапленность.

В случае развития в этом районе дорожно-транспортной инфраструктуры можно предполагать востребованность этих объектов. Однако перспективы увеличения ресурсной базы рудного района невысоки в силу высокой степени его изученности.

Балкаро-Осетинский прогнозируемый вольфрамородный район (7.3) сложен образованиями макерского метаморфического комплекса, дуппукского подкомплекса, представленного биотитовыми сланцами с отдельными горизонтиами амфиболитов. В амфиболитах развиты послойные линзы и секущие прожилки кварц-полевошпатового, диопсид-плагиоклазового и пренит-клиноцоизитового состава с шеелитом, пирротинном, молибденитом, ковеллином и арсенопиритом, оруденение вкрапленное и прожилково-вкрапленное вольфрам-сульфидно-скарноидной формации. Оруденение локализовано в Учкуланском, Уллухурзукском, Субашинском, Донгузорунском, Джараштинском, Чегем-Черекском и Вазахохском рудных полях. Отдельные проявления в этом рудном районе приурочены к апикальным частям массивов гранитов уллукамского комплекса и сложены гнейсово-сланцево-амфиболитовыми образованиями с телами мраморов. На контактах мраморов с гранитами и гнейсами наблюдаются оторочки скарноидов, в которых развита вкрапленность шеелита в ассоциации с пирротинном, ильменитом, пренитом, карбонатом, гранатом, везувианом и графитом.

Суммарные авторские прогнозные ресурсы (P_2) Балкаро-Осетинского прогнозируемого рудного района оцениваются около 290 тыс. т, а P_3 (в основном по Учкуланскому, Джараштинскому и Вазахохскому рудным полям) составляют 214 тыс. т WO_3 [145,146,147].

Молибденовое оруденение в целом незначительно, представлено гидротермальными и грейзеновыми образованиями жильной кварц-молибденитовой и редкометалльной апогранитной рудных формаций и локализуется в кварцевых и аплитовых жилах субширотного простирания. Практического значения оруденение не имеет.

Собственно оловорудные проявления рудного района относятся к грейзеновому и пневматолитовому генетическим типам апогранитной и пегматитовой редкометалльных формаций и пространственно связаны с апикальными частями гранитных массивов. В проявлениях грейзенового типа рудовмещающие граниты уллукамского комплекса залегают обычно согласно с кристаллическими сланцами и рассечены серией маломощных кварцевых и пегматитовых жил, в которых кроме олова установлены повышенные содержания бериллия, свинца, вольфрама, мышьяка, висмута, ниобия и молибдена. Проявления пневматолитового типа приурочены к пегматитовым жилам северо-западного простирания, локализованным в кристаллических сланцах и гнейсах макерской метаморфической серии, и относятся к редкометалльному формационному типу. Кроме олова, в них в заметных количествах присутствуют бериллий, медь и свинец. Суммарные запасы ($C_1 + C_2$) по Илипсарскому и Билягидонскому месторождениям составляют 1,08 тыс. т. Увеличение запасов прогнозируется в связи с поиском и разведкой слепых рудных жил на флангах Билягидонского месторождения. Прогнозные ресурсы олова по категории P_2 по Вазахохскому рудному полю составляют 27,8 тыс. т [145].

Оруденение кварц-арсенопиритовой формации генетически связано с гранитами среднего и верхнего палеозоя, представлено кварцевыми и кварц-полевошпатовыми жилами с прожилками, желваками, линзами и вкрапленностью арсенопирита в кристаллических сланцах дуппхского и кургашинчатского метакомплексов.

Редкометалльное оруденение Балкаро-Осетинского рудного района представлено грейзеновым и пневматолитовым типами. Минерализация бериллия, тантала и ниобия приурочена к лейкократовым грейзенизированным гранитам уллукамского комплекса вдоль зон тектонических нарушений северо-западного направления. Проявления пневматолитового типа локализованы в кристаллических сланцах и гнейсах макерской метаморфической серии и приурочены к полевошпат-кварцевым пегматитовым жилам.

Золоторудные объекты в этой зоне приурочены к участкам локализации малосульфидных кварцевых жил, размещающихся в апикальных частях гранитных интрузий и надынтрузивных образованиях кристаллического субстрата. Интерес в зоне может представлять золото с новым для Северного Кавказа типом оруденения — пластово-штокверкового золото-шеелитового в метаморфических породах протерозоя, что подтверждается пространственной ассоциацией шлиховых потоков золота с шеелитом, геохимических ореолов золота с ореолами вольфрама.

В связи с незначительным ресурсным потенциалом и слабыми возможностями его увеличения в силу высокой степени изученности территории, перспективы Балкаро-Осетинского прогнозируемого рудного района невысоки.

Казбек-Цурунгальский золото-вольфрам молибденоворудный район (7.2) располагается на стыке структур Центрального и Восточного Кавказа, осложненных Транскавказским поперечным поднятием, обнимает ареалы распространения гипабиссального гранит-гранодиоритового теплинского и субвулканического андезит-дацит-риолитового эльбруско-казбекского комплексов и вмещает золоторудное и редкометальное оруденение.

Редкометальное оруденение пространственно связано с магматическими образованиями теплинского комплекса. Непосредственно в них локализовано медно-молибденовое (Сонгутидонское месторождение), мышьяково-полиметаллическое, редкометально-мышьяковое и медно-мышьяковое с золотом оруденение. С экзоконтатными зонами, характеризующимися обширными ореолами ороговикования и прожилкового окварцевания, ассоциирует медно-мышьяковое, золото-мышьяковое и мышьяково-полиметаллическое оруденение. Проявления представлены зонами смятия и окварцевания с кварц-шеелитовыми, редкометально-сульфидно-скарноидными и молибден-меднопорфировыми жилами с гнездово-вкрапленной и, реже, массивной минерализацией. В магматических образованиях оруденение локализовано в субширотных зонах дробления и пегматитовых жилах и представлено вкрапленностью халькопирита, шеелита, молибденита, галенита, висмута, пирита и марматита.

По генезису проявления вольфрама разделяются на гидротермальные плутоногенные и скарновые, а молибдена – на гидротермальные плутоногенные. Прогнозные ресурсы молибдена категории P_3 , подсчитанные по Казбек-Цурунгальскому рудному району, составляют 20,3 тыс. т, а на Сонгутидонском месторождении были подсчитаны запасы в количестве 15 тыс. т [145,146].

Золотоносность Казбек-Цурунгальского рудного района определяется золото-висмут-полиметаллической минерализацией, пространственно тяготеющей к апикальным частям интрузий теплинского комплекса и ореолам широкого развития гидротермально измененных пород и представлена прожилками и жилами разнообразной ориентировки. По вещественному составу выделяются кварц-арсенопиритовые с золотом и висмутом, кварц-арсенопирит-полиметаллические с золотом, кварц-пирротиновые, кварц-молибденитовые и кварц-висмутовые жилы и прожилки, локализованные в гранитах и гранодиоритах белореченского комплекса. Повышенная золотоносность в пределах этого рудного района отмечена также в песчано-глинистых отложениях нижней юры и мигматитах голдорского подкомплекса. В первом случае оруденение приурочено к кварцевым жилам, локализованным в апикальной части гранодиоритов теплинского комплекса, а во втором – локализовано в пиритизированных метасоматитах голдорского подкомплекса серицит-кварцевого состава. Прогнозные ресурсы (P_3) района составляют: сурьма – 64 тыс. т, висмут – 2,9 тыс. т, золото – 201,5 т [145,146].

В связи с труднодоступностью и отсутствием крупных рудных объектов перспективы Казбек-Цурунгальского рудного района определяются как низкие.

Самуро-Белореченская медно-полиметаллическая минерагеническая зона (8) включает проявления гидротермального оруденения медно-пирротиновой, кварц-полиметаллической и барит-полиметаллической формаций, локализованных в зонах тектонических нарушений в полях развития отложений широкого возрастного диапазона — от протерозоя до средней юры.

Размещение оруденения пирротин-полиметаллической формации в целом определяется его приуроченностью либо непосредственно к зонам крупных разломов северо-западной ориентировки, либо к их ближайшему обрамлению в полях развития разнообразных по составу и возрасту отложений. В районах распространения юрского лаурско-казбекско-кахетинского долеритового дайкового комплекса отчетливо проявлена приуроченность оруденения к дайковым образованиям.

Кварц-полиметаллическое оруденение подчиняется иной закономерности и тяготеет в основном к нарушениям субмеридионального и северо-восточного направлений и юрским интрузивным комплексам. Наиболее крупные объекты этой формации обычно локализованы в образованиях кристаллического фундамента на границе с перекрывающими песчано-глинистыми осадками юры. Последние выступают в качестве экрана для гидротермальных растворов. Свинцово-цинковая жильная формация по вещественному составу отчетливо подразделяется на пирротин-полиметаллическую и кварц-полиметаллическую субформации. По различиям вещественного состава оруденения и возрасту вмещающих отложений в зоне выделяются три сегмента — западный, центральный и восточный.

В западном сегменте минерагеническая зона охватывает поля развития ниже- и среднепалеозойских образований лабинской и дамхурцевской метаморфических серий, средне- и верхнепалеозойских гранитов, терригенных и вулканогенно-осадочных отложений нижней и средней юры. В этом сегменте оруденение развито в двух **вольфрамоторудных районах** — **Чугушском** (8.1) и **Софийском** (8.2).

Оба рудных района характеризуются широким распространением медно-пирротиновых, кварц-халькопиритовых и кварц-полиметаллических проявлений. Медно-пирротиновое оруденение пространственно и генетически связано с ниже-среднеюрскими дайками и локализуется в кварц-карбонатных жилах как в самих дайках, так и во вмещающих породах. Их рудной основой является пирротин, в котором пирит образует линзы, гнезда, прожилки и вкрапленность в ассоциации с халькопиритом и сфалеритом. В жилах, локализованных в дайках, присутствует пентландит.

Проявления кварц-полиметаллической и кварц-халькопиритовой субформаций фиксируются в кварцевых, кварц-карбонатных и карбонатных жилах или в сериях сближенных, вытянутых вдоль тектонических нарушений, кварцевых жил и зон дробления. Полиметаллические проявления обычно локализируются в тектонических нарушениях и оперяющих их трещинах среди палеозойских метаморфических пород и гранитов в непосредственной близости от их контакта с интрузивными (санчаро-кардывачский комплекс) и осадочными юрскими образованиями, реже они встречаются в ниже- и среднеюрских отложениях.

Прогнозные ресурсы P_3 полиметаллов **Чугушского медно-полиметаллического рудного района** оцениваются в 400 тыс. т суммы Pb + Zn [121]. Одна-

ко его перспективы на полиметаллическое оруденение, по нашему мнению, довольно низки из-за незначительных размеров отдельных объектов при довольно высокой степени изученности и природоохранном статусе территории.

Софийский медно-полиметаллический рудный район гораздо более интересен с точки зрения полиметаллов. Здесь значительно шире развит киммерийский интрузивный магматизм и экранирующий фактор нижнеюрских осадков. Прогнозные ресурсы полиметаллов Софийского рудного района оцениваются в 625 тыс. т суммы Pb + Zn [121]. Но в связи с труднодоступностью и природоохранным статусом этой территории перспективы вовлечения Софийского рудного района в дальнейшие исследования в ближайшее время весьма сомнительны.

В центральном сегменте минерагенической зоны профилирующим является свинцово-цинковое оруденение. Региональным фактором локализации месторождений полиметаллов и объектов меднопорфирирового типа здесь является глубинный Ардонский разлом (раздвиг), ограничивающий с севера одноименный тектонический блок и входящий в состав одноименной глубинной трехлучевой системы. В области влияния этого разлома разместилась основная масса вулканитов садонской свиты, а на его флангах — крупнейшие в этом районе интрузии теплинского гранит-гранодиоритового гипабиссального комплекса, единственное на Северном Кавказе Сангутидонское месторождение медно-порфирирового типа, а также крупнейшие в регионе месторождения полиметаллов Садон и Згид.

Месторождения и проявления сосредоточены в **Садонском медно-полиметаллическом рудном районе** (8.3), который является наиболее значимым объектом Самуро-Белореченской минерагенической зоны. Рудные тела представлены кварцевыми, кварц-карбонатными, карбонатными, баритовыми и кварц-полевошпатовыми жилами с линзами массивных руд, а также зонами дробления с вкрапленностью и прожилками сульфидов. Залегают они в протерозойских образованиях, палеозойских гранитах, отложениях нижней и средней юры. Периферийные части рудных зон представлены рассланцованными и брекчированными аргиллитами с прожилками кварца с убогой гнездово-вкрапленной минерализацией. На контактах гранитов и вулканогенно-осадочных образований юры местами отмечаются зоны дробления, в которых развита прожилково-гнездово-вкрапленная минерализация.

В целом по Садонскому рудному району запасы свинца и цинка основных месторождений (кат. A + B + C₁ + C₂) достигают 800 тыс. т. Прогнозные ресурсы категорий P₁ + P₂ составляют: по свинцу — 397 тыс. т, по цинку — 795 тыс. т [125]. Принятые отделом ВСЕГЕИ суммарные ресурсы свинца и цинка категории P₃ равны 6874 тыс. т (паспорт 5700004). Перспективы района связываются с доизучением флангов и глубоких горизонтов рудных зон известных месторождений, в том числе Джимидонского месторождения. Однако, учитывая предельную изученность территории, значительного увеличения ресурсного потенциала здесь ожидать не следует.

Для восточного сегмента **Самуро-Белореченской медно-полиметаллической минерагенической зоны** в целом характерно медное, свинцово-цинковое и кобальтовое оруденение, локализованное в жилах, зонах дробления и брекчиро-

вания, а также в штокверках. Преобладающими являются зоны брекчирования, сцементированные сульфидно-жильным агрегатом. Жильные минералы представлены кварцем, карбонатом и хлоритом, сульфиды лишь в отдельных случаях образуют массивные прожилки и гнезда. По минеральному составу выделяются образования пирротин-полиметаллической с кобальтом, пирротин-полиметаллической и кварцево-полиметаллической субформаций. Широко распространенными являются кварц-полиметаллические проявления, наиболее масштабные из которых сосредоточены в Хаснат-Тюалойском рудном районе и Курушском рудном узле.

В Хаснат-Тюалойском прогнозируемом меднорудном районе (8.4) медно-полиметаллическое оруденение приурочено к согласным со сланцеватостью рудоносным зонам дробления, локализованным в аргиллитах и алевролитах джоахорской серии. Из-за труднодоступности территории и незначительности рудных объектов перспективы рудного района отрицательные.

Курушский медно-полиметаллический рудный узел (8.0.1) расположен на восточном фланге Самуро-Белореченской минерагенической зоны, где сосредоточена группа проявлений кварц-полиметаллического состава, локализованных в песчано-глинистых осадках джурмутско-самурской и самурской серий. Эти отложения рассечены дайками лаурско-казбекско-кахетинского комплекса и осложнены многочисленными тектоническими нарушениями общекавказской ориентировки. Рудная минерализация приурочена обычно к нарушениям северо-западного простирания, а рудные тела представлены кварц-полиметаллическими и кварц-сидерит-полиметаллическими жилами и линзами в зонах дробления и окварцевания. Наибольшими по размерам и содержанию полезных компонентов являются кварц-сидерит-полиметаллические жилы, приуроченные к крупным зонам дробления и интенсивного окварцевания северо-восточного и субмеридионального простирания.

Образования пирротин-полиметаллической с кобальтом и пирротин-полиметаллической субформаций пользуются значительным площадным распространением к западу от Курушского рудного узла. Проявления локализованы в ниже-среднеюрских песчано-глинистых отложениях джурмутской серии, вмещающей покровы, силлы и дайки основного состава. Главными рудными минералами в них являются кобальтин, халькопирит и пирротин. Рудные тела приурочены к нарушениям северо-западного и субширотного простирания и находятся в тесной связи с дайками.

Наибольший интерес могут представлять участки Курушского, Джиг-Джигского и Хал-Туркильского проявлений. Однако, учитывая незначительные размеры рудных тел, крайне неравномерное распределение оруденения, а также изученность территории, обнаружения крупнообъемных промышленных объектов ожидать не следует.

В Самуро-Белореческой медно-полиметаллической минерагенической зоне в тесной связи с полиметаллическим и медным оруденением отмечается золоторудное и урановое. Золоторудное оруденение представлено кварц-карбонатными и кварц-баритовыми жилами с вкрапленностью и прожилками сульфидной минерализации, локализованными большей частью в протерозойских метаморфических образованиях; золото отмечается как в самородном виде, так и в пирите. В связи с малыми содержаниями и мелкими проявлениями перспектив не имеет.

Урановое оруденение представлено гидротермальным и стратиформно-эпигенетическим типами. Гидротермальный тип приурочен к тектоническим нарушениям доюрского фундамента, представлен урановорудной формацией и расположен в ареале развития вулканоплутонических пород маринского и джалпакского комплексов с широко проявленными карбонатизацией, окварцеванием, баритизацией, аргиллизацией и рудной минерализацией. Уран образует как собственные минералы, так и концентрируется в карбонатах, битумах, фторапатите, аллофане и галлузите. Оруденение стратиформно-эпигенетического типа представлено проявлениями полигенной рудной формации, локализованными в зонах несогласия и перекрывающих нижнеюрских терригенно-углисто-вулканогенных окварцованных, карбонатизированных, пиритизированных и аргиллизированных образованиях. Оруденение прожилково-вкрапленное, минерализация представлена окислами урана, урансодержащими малаконом и керитом, а также в сорбционной форме в углефицированных растительных остатках и углях. Урановое оруденение бедное, перспектив не имеет.

Приводораздельная меднорудная минерагеническая зона (9). Ее облик определяется колчедано-полиметаллическим оруденением эксгальционно-осадочного генезиса. Подчиненную роль играют жильные проявления меди, свинца, цинка и кобальта. Оруденение относится к колчеданной и жильной полиметаллической формациям, каждая из которых характеризуется своими морфологическими особенностями и закономерностями пространственного размещения.

Размеры рудных тел колчеданной формации варьируют от очень крупных, вытянутых по простиранию и падению на сотни метров при мощности в несколько десятков метров, до очень мелких, измеряемых десятками, а то и первыми метрами. Рудные тела существенно пиритовых или пирротиновых руд характеризуются линзообразной или пластообразной формой, залегают согласно или субсогласно с вмещающими породами и окружены ореолом прожилковой минерализации, имеющей преимущественное развитие со стороны лежащего бока. В зависимости от минерального состава сульфидной основы и минералов, обуславливающих промышленную ценность руд, в составе колчеданного семейства формаций выделяются медноколчеданная и колчеданно-полиметаллическая формации.

Приводораздельная минерагеническая зона в пределах Российского сектора подразделяется на два пространственно разобщенных сегмента – западный и восточный и охватывает поля развития вулканогенно-осадочных образований нижней и средней юры с различными по масштабам проявлениями субмаринного магматизма основного состава, представленного эффузивно-силловыми горизонтами.

В западном сегменте Приводораздельная минерагеническая зона охватывает поля развития вулканогенно-осадочных образований псехако-березовской серии с базальтоидным магматизмом толеитового профиля. Оруденение представлено медноколчеданной, медно-пирротиновой и кварц-халькопиритовой формациями, распределено неравномерно и сосредоточено в *Лауро-Головинском прогнозируемом меднорудном районе (9.1)*. Согласно и субсогласные линзы колчеданных проявлений локализованы преимущественно в глинистой части разреза псехако-березовской се-

рии, насыщенной покровами и силлами основного состава. Образования «жильной» полиметаллической формации, относящиеся к медно-пирротиновому и кварц-халькопиритовому типам, приурочены к зонам разломов субширотного простирания и по сути являются более поздними, возможно, регенерированными. Прогнозные ресурсы Лауро-Головинского прогнозируемого рудного района (P_3) по сумме металлов ($Cu + Pb + Zn$) составляют 3 тыс. т (Ящинин, 2008). Учитывая природоохранный статус территории, перспективы района на полиметаллическое оруденение в целом неблагоприятны.

В восточном сегменте Приводораздельная минерагеническая зона объединяет поля развития ниже-среднеюрских вулканогенно-осадочных образований джоахорской и аттагайской серий, кизилдеринской и вагакамской толщ, характерной особенностью которых является широкое развитие эффузивно-силловых горизонтов и дайковых образований основного состава. Проявления колчеданного оруденения объединены в этом сегменте в Аваро-Андийский и Ахтычайский рудные районы.

Ахтычайский меднорудный район (9.6) сложен продуктивными на колчеданное оруденение амагматичными осадками кизилдеринской и вагакамской толщ, накопление которых на смежных территориях сопровождалось формированием эффузивно-силловых горизонтов основного состава. Определяющим элементом рудного района является месторождение Кизил-Дере, согласные колчеданные залежи которого расположены кулисообразно и на флангах разветвляются и выклиниваются, переходя в прожилковые разности. Рудоконтролирующие факторы сопровождающего «жильного» оруденения в восточном сегменте выражены в приуроченности рудных тел к тектоническим зонам преимущественно субширотной ориентировки, отмечается также тесная связь с дайками и силлами основного состава. Запасы ($B + C_1 + C_2$) месторождения (сумма $Cu + Zn$) составляют 1258 тыс. т. Прогнозные ресурсы рудного района (P_2) по условной меди в количестве 300 тыс. т, по мнению С. Б. Ящинина (2008), недостоверны. Дальнейшее изучение рудного района возможно при эксплуатации месторождения Кизил-Дере.

В **Аваро-Андийском прогнозируемом меднорудном районе** (9.2) оруденение локализуется в вулканогенно-осадочных образованиях джоахорской и аттагайской серий в сближенных тектонических нарушениях и зонах рассланцевания. Рудные тела представлены брекчиями, сцементированными кварцем и сульфидными минералами, а также линзами массивных колчеданов, сопровождаемых штокверками прожилково-сетчатых руд. По минеральному составу выделяются пиритовые, пирит-халькопиритовые, пирротин-халькопиритовые и галенит-сфалеритовые руды, среди которых преобладают первые два типа. По эрозионному врезу рудная минерализация прослеживается на 500 м, на нижних горизонтах развиты пирротин-халькопиритовые руды, сменяющиеся выше пирит-халькопиритовыми, а затем безрудными кварцевыми жилами; в этом же направлении в рудных зонах уменьшается содержание меди и кобальта и увеличиваются концентрации свинца и цинка.

Прогнозные ресурсы Аваро-Андийского прогнозируемого меднорудного района, площадь которого в пределах российской территории — 800 км², рассчитываются по аналогии с Ахтычайским рудным районом.

Площадь последнего равна 160 км², а запасы месторождения Кизил-Дере – 1258 тыс. т. Удельная рудоносность Ахтычайского рудного района составляет (1258 : 160) 7,862 тыс. т/км². Прогнозные ресурсы Аваро-Андийского прогнозируемого рудного района (P₃) при коэффициенте подобия 0,4 составят – 800 г 7,862 г 0,4 = **2515** тыс. т. С. Б. Ящинин (2008) приводит близкие значения ресурсов по условной меди: 1500 – 2500 тыс. т.

Рудный район изучен явно недостаточно и требует дополнительного изучения. Его перспективы на сегодня не ясны.

Приводораздельная минерагеническая зона на сегодняшний день представляется наиболее перспективным объектом исследований, в ее пределах возможно выявление крупных медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений. В первую очередь это относится к Ахтычайскому и Аваро-Андийскому рудным районам. В первом из них дальнейшего изучения требуют глубокие горизонты и фланги месторождения Кизил-Дере, а во втором ждут своей очереди такие перспективные участки с уже установленным колчеданным оруденением как Мачхалор I–V, Мушлак, Калакор, Джоахор, Тунсарибор, Курдул II и др.

Рача-Осетинский мышьяково-сурьмяно-ртутнорудный район (0.1) расположен на восточном погружении кристаллического ядра Центрального Кавказа в пределах Транскавказского поперечного поднятия. Проявления эпитермального оруденения приурочены к разломам, ограничивающим с севера Местийско-Тианетскую флишевую зону. Район характеризуется сложным сочетанием ртутного (Цесское месторождение), сурьмяного и мышьякового оруденения, периодически отмечается вольфрамовая (ферберитовая) минерализация. Ведущая роль в локализации оруденения принадлежит региональным нарушениям общекавказской ориентировки.

Наряду с комплексными в рудном районе отмечаются и собственно мышьяковые проявления кварц-арсенипиритовой, мышьяково-полиметаллической и золото-сульфидной формаций, сопутствующих вольфрамовому, молибденовому и медному оруденению. В единичных случаях комплексное ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение локализовано во флишевых образованиях Местийско-Тианетской зоны, где представлено согласно залегающими линзообразными рудными телами в зонах дробления и милонитизации. Сходные по составу проявления локализованы в северной части района в терригенно-глинистых осадках нижней юры.

Рудовмещающими структурами служат обычно тектонические нарушения; морфология разрывов, характер сопряженных с ними зон дробления и трещиноватости находятся в тесной зависимости от литологического состава пород. Морфология рудных тел, условия их залегания и характер распределения оруденения определяются структурными факторами. Ведущая роль в локализации руд принадлежит зонам смятия и дробления, единичным разрывам и системам трещин. Определенное влияние на локализацию руд оказывают литологический состав пород и характер пликативных дислокаций. Околорудные изменения вмещающих пород типичны для ртутного оруденения и представлены обычно диккитизацией, окварцеванием, карбонатизацией и, реже, баритизацией и пиритизацией.

Прогнозные ресурсы ртути по категории P₃ Рача-Осетинского рудного района составляют 6,4 тыс. т, а сурьмы – 3,7 тыс. т [145, 146]. В связи с вы-

сокой поисковой изученностью, незначительными размерами объектов и труднодоступностью территории, перспективы рудного района на обнаружение крупных объектов отрицательные.

Экзогенная золотоносность Большекавказской минерагенической провинции представлена аллювиальными россыпями четвертичного возраста формации золотоносных россыпей. Промышленные россыпи были открыты и введены в эксплуатацию по бассейнам рек Большая Лаба (прииски «Азиатский» и «Рожкао»), Малая Лаба (прииск «Малая Лаба»). Промышленные россыпи выявлены также в бассейнах рек Кубань, Малка, Баксан, Чегем. По геолого-промышленному типу выделяются мелкозалегающие русловые россыпи малых, средних и крупных долин, глубокозалегающие долинные россыпи крупных и средних долин, глубокозалегающие террасовые россыпи. Все россыпи аллохтонные. При всем их разнообразии основная их масса образована за счет размыва золотоносных конгломератов карбона и нижней перми. Россыпи частично отработаны. Большая часть законсервирована. Прогнозные ресурсы золота в аллювиальных россыпях составляют по рекам: Бол. Лаба – 798 кг, Бескес – 93 кг, Рожкао – 59 кг [54], Кубань – 252 кг, Малка – 7,9 т, Баксан – 3,5 т [145, 147]. Перспективы прироста прогнозных ресурсов неудовлетворительные.

На южном склоне россыпное золото известно в аллювиальных четвертичных отложениях рек Шахе и Сочи и связано с разрушением расположенных выше по течению проявлений Сочинского рудного участка и Чугушского рудного района. Россыпь р. Шахе является непромышленной. Россыпи бассейна р. Сочи неоднократно обрабатывались старательским способом. Запасы золота в бассейне р. Сочи по категориям В + С₁ + С₂ по состоянию на 1965 г. составляли 320,8 кг [53]. В настоящее время россыпи большей частью отработаны.

Предкавказская минерагеническая провинция

Предкавказская минерагеническая провинция вмещает седиментогенное марганцевое, железорудное, урановое оруденение и титан-циркониевые россыпи. На рассматриваемой территории провинция представлена лишь своей юго-восточной частью, в пределах которой сколько-нибудь значительных объектов металлических полезных ископаемых не обнаружено. Имеются сведения об урановом оруденении в нижнем течении р. Сулак и наличии незначительного количества титан-циркониевых минералов в существенно песчаных осадках чокракского, караганского, конкского и сарматского возраста, площадь развития которых охватывает территорию в 15 000 км². Из-за низких содержаний, сложной тектоники и небольшой мощности продуктивных горизонтов практического значения не имеет.

Осадочно-диагенетическое уран-фосфорно-редкоземельное оруденение, связанное с костным рыбным детритом в осадках майкопской серии, является типоморфным для Предкавказской минерагенической провинции, но в пределах изученной площади промышленного значения не имеет.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В пределах описываемой территории неметаллические полезные ископаемые сосредоточены в рамках южного и юго-восточного фланга Предкавказского минерагенического бассейна и Кавказской минерагенической провинции. Практический интерес представляют химическое, горнотехническое, керамическое и огнеупорное сырье, абразивные и строительные материалы, минеральные краски. Наиболее широко распространены промышленные объекты, приуроченные к карбонатным и песчано-глинистым отложениям.

Месторождения химического сырья сосредоточены в **стронциеворудной минерагенической зоне Известнякового Дагестана (4)**, которая характеризуется широким площадным распространением карбонатно-терригенных отложений верхней юры и мела, в которых стронциевое оруденение приурочено к мелководным фациям осадков титонского и берриасского ярусов. Минерализация повсеместно представлена целестином, наряду с которым лишь на отдельных проявлениях в небольших количествах присутствует стронцианит.

Наиболее крупные месторождения (Вицхинское, Синие Камни) и многочисленные проявления целестина известны в восточной части зоны, от р. Аргун на западе до р. Уллучай на востоке, где они объединены в *Анджикойский стронциеворудный узел (4.0.1)* и **Восточно-Дагестанский стронциеворудный район (4.1)**, составляя в целом самостоятельный *Дагестанский стронциевоносный бассейн*. Целестиновое оруденение здесь прослеживается в полосе скальных обрывов отложений верхней юры и нижнего мела, обрамляющих с юга Известняковый Дагестан, а севернее вскрывается в эродированных сводах антиклинальных складок. Проявления имеют стратиформный эпигенетический генезис. В их формировании допускается участие инфильтрационно-метасоматических процессов. Стратиформность определяется четкой приуроченностью рудных горизонтов к берриасским отложениям, исключительно к лагунным их фациям; эпигенетичность подчеркивается наличием жил и прожилков целестина, секущих слоистость вмещающих пород и фиксирующих, таким образом, постседиментационное перераспределение на благоприятных в геохимическом отношении литологических барьерах. Оруденение наблюдается в виде согласных с напластованием вмещающих пород линзовидных тел, сложенных скоплениями целестина в форме массивных, брекчиевидных и прожилково-вкрапленных руд, которые стратиграфически четко приурочены к базальному горизонту берриасс-валанжинских отложений и характеризуются значительным площадным распространением. В Аргунском сегменте Дагестанского бассейна, в полосе выходов продуктивных отложений общей протяженностью около 40 км, выявлены Анджикойское месторождение и ряд проявлений. Суммарные ресурсы окиси стронция в Дагестанском эвапоритовом бассейне составляют 9,23 млн т (Ящинин, 2008).

Месторождения карбонатных пород представлены осадочными морскими отложениями палеозойского, позднеюрского, мелового и неогенового возраста. Среди них известны месторождения мраморов (3), известняков (76), доломитов (14), мергелей (6), ракушечников (2), извест-

ковых туфов (2) и мела (1). Карбонатные породы используются в сахарной, химической и металлургической промышленности, в качестве цементного сырья, для производства воздушной строительной извести, щебня, бутового, стенового, пильного, бордюрного, облицовочного камня и др. Запасы и прогнозные ресурсы сырья могут обеспечить любую потребность.

Месторождения глинистых пород представлены нижеюрскими (хумаринская свита) уплотненными глинами и аргиллитами, палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными аллювиальными, делювиально-аллювиальными, аллювиально-флювиогляциальными, делювиально-лесовидно-эоловыми глинами и суглинками, слагающими речные (I–IV) террасы. Используются как цементное, керамзитовое, кирпично-черепичное сырье, а также в качестве огнеупорного и керамического сырья. Бентонитовые разновидности глин используются для приготовления глинистых растворов, применяемых при бурении разведочных и эксплуатационных скважин, абсорбционные – в виноделии. Запасы и прогнозные ресурсы сырья могут обеспечить любую потребность.

Месторождения обломочных пород связаны с неогеновыми, четвертичными и современными образованиями, приурочены к прибрежно-морским и аллювиальным отложениям пойменных и надпойменных террас, реже – к коллювиальным дресвяно-щебенчатым отложениям и локализируются в основном в южном борту Терско-Каспийского бассейна в границах Восточно-Предкавказской области. Среди них известны месторождения песчано-гравийного материала, песчаников и строительных песков, песков формовочных и стекольных. Месторождения песков, как правило, используются комплексно. Преобладают месторождения песчано-гравийного материала (ПГМ) и строительного песка. В настоящее время в эксплуатации находятся 32 месторождения, в том числе 22 месторождения ПГМ. Запасы и прогнозные ресурсы сырья могут обеспечить любую потребность.

Камни природные используются в народном хозяйстве как строительный материал с широким диапазоном его применения. Строительным материалом являются интрузивные, эффузивные, метаморфические и осадочные породы. В зависимости от физико-механических свойств, а также структуры, текстуры, минерального и химического состава камни природные применяются в качестве строительного, пильного и облицовочного камня. Запасы и прогнозные ресурсы сырья могут обеспечить любую потребность.

Минеральные красители представлены Бечасын-Бермамытским и Малкинским осадочными месторождениями железных руд и Талгинским месторождением красочных глин. Бечасын-Бермамытское месторождение сложено оолитовыми и гематитовыми, гематит-лимонитовыми и лимонитовыми рудами, приуроченными к толще переслаивания алевролитов и аргиллитов низов верхнего аалена. Основная часть рудного горизонта Малкинское месторождения представлена осадочными рудами, образовавшимися за счет размыва и переотложения продуктов коры выветривания серпентинитов. Талгинское месторождение минеральных красок приурочено к песчано-глинистым отложениям майкопской серии. Суммарные запасы промышленных категорий по железорудным месторождениям со-

ставляют 10,62 млн т. Запасы красочных глин категории C_1 составляют 29 тыс. т.

Месторождения гипса и ангидрита приурочены к отложениям лагунных фаций верхнеюрского возраста (титон), которые почти непрерывно прослеживаются от р. Белая до р. Самур. Их выходы известны и на южном склоне Главного Кавказского хребта от р. Туапсе до р. Мзымта. Всего здесь зарегистрировано 30 месторождений гипса. Пластообразные и линзообразные залежи гипсов прослеживаются на значительные расстояния и характеризуются значительной мощностью от десятков до нескольких сот метров. Разведанные запасы эксплуатируемых месторождений могут обеспечить все внутренние потребности различных отраслей промышленности. Перспективы расширения сырьевой базы гипсов благоприятны как за счет доразведки известных проявлений, так за счет поисков новых месторождений в районах распространения отложений титонского яруса верхней юры.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Пресные воды. Описываемая территория охватывает центральную и юго-восточную часть Восточно-Предкавказского бассейна пластовых напорных вод и Большекавказского бассейна пластово-блоковых и трещинно-жильных напорных вод, объединяющих: бассейн подземных вод Большого Кавказа, бассейн подземных вод Ставропольского поднятия и его склонов, Терско-Кумский артезианский бассейн, Дагестанский артезианский бассейн с системой малых артезианских бассейнов. Основными водоносными комплексами по запасам подземных вод (пресных и с минерализацией до 3 г/дм^3) являются около семи комплексов верхнего гидродинамического этажа отложений четвертичной и неогеновой систем. Самым крупным по площади развития, по запасам подземных вод и наиболее изученным в гидрогеологическом отношении является Терско-Кумский артезианский бассейн. В рамках Терско-Кумского бассейна выделяются артезианские бассейны третьего порядка: Сунженский, Кабардинский и Осетинский, охватывающие большую часть описываемой территории. Суммарные прогнозные эксплуатационные ресурсы категории P_1 пресных и слабосоленоватых подземных вод составляют 21,3 млн $\text{м}^3/\text{сут}$ (Савин и др., 2000).

Особое положение занимают детально изученные переуглубленные речные долины Черноморского побережья, подземные воды которых являются единственным источником водоснабжения этого района. Месторождения южного склона располагаются на приустьевых участках рек на расстоянии от 1–3 до 15 км от моря и имеют мощности обводненного аллювия в 30–55 м. Эти месторождения относятся к обводненным горным речным долинам с переменным режимом. Для них характерно инфильтрационное питание в неоднократные паводки и восстановление ресурсов, сменяемое временно сработкой последних в меженное время. Запасы месторождений колеблются от 50–60 до 280–290 тыс. $\text{м}^3/\text{сут}$.

Перспективы прироста эксплуатационных ресурсов территории связываются с увеличением степени освоения уже известных месторождений,

а также с оценкой эксплуатационных ресурсов горных речных долин южного и северного склонов Большого Кавказа (Савин и др., 2000).

Минеральные лечебные воды на описываемой территории представлены следующими типами: углекислые воды, азотные термальные натриевые воды, метановые и азотные холодные и горячие воды, радоновые воды. Первые располагаются в районах новейшего вулканизма, вторые приурочены к районам, охваченным современными активными сейсмическими явлениями, третьи тяготеют к артезианским бассейнам передовых прогибов. Возраст водоносных комплексов, представленных терригенными и карбонатными образованиями, колеблется от раннего палеозоя до мела. Эксплуатационные запасы минеральных лечебных вод на описываемой территории составляют 64,8 тыс. м³/сут, которые полностью обеспечивают потребности действующих курортов. Перспективы прироста эксплуатационных ресурсов связываются с увеличением степени освоенности уже известных месторождений, а также с освоением минеральных вод глубоких горизонтов Терско-Кумского артезианского бассейна (Савин и др., 2000).

Месторождения промышленных и попутно-промышленных минеральных вод приурочены к низам гидрогеологического разреза, где выделяется более девяти водоносных комплексов, обогащенных редкими и рассеянными элементами. Минерализация рассолов достигает 210 г/л, состав их преимущественно хлоридный кальциево-натриевый. Водовмещающими являются терригенные и карбонатные толщи пород пермского, триасового, юрского, мелового и неогенового возраста. В пределах Терско-Кумского и Дагестанского артезианских бассейнов распространены йодные, йодо-бромные и поликомпонентные воды, основные ресурсы которых приурочены к юрским и нижнемеловым отложениям. Известные месторождения Берикей и Хошмензил, расположенные в Южном Дагестане в зоне Главного Дербентского разлома, на отработанных нефтяных структурах, сопровождаются неуправляемым изливом из скважин с суммарным дебитом 1,943 тыс. м³/сут. Суммарный дебит известных источников (в том числе Дузлакские, Каякентские и др.) составляет около 5 тыс. м³/сут.

Месторождения термальных вод сосредоточены на юго-восточном фланге Восточно-Кубанского подрайона термальных вод, а также на южных флангах Терско-Кумского и Терско-Каспийском районов термальных вод и приурочены к песчаникам среднего миоцена (караган—чокрак) и плиоцена (акчагыл—киммерий), залегающих на глубинах 500–3500 м. Суммарные эксплуатационные запасы по Терско-Кумскому и Терско-Каспийскому районам составляют 150,88 тыс. м³/сут. Эксплуатационные ресурсы 450 тыс. м³/сут. Перспективы – возобновление разработки месторождений термальных вод в Чеченской Республике, Республике Дагестан, организация на месторождениях геотермальных систем.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

В соответствии с особенностями геолого-тектонического районирования территория листов К-37, 38 и 39 объединяет гидрогеологические регионы Скифско-Туранской плиты (I), Рионо-Куринского межгорного прогиба (III) и Кавказской альпийской складчатой системы (IV). Граница между регионами I и IV фиксируется системой флексурно-разрывных зон (Лысогорская, Кабардинская флексуры и Черкесский разлом) и, как правило, проводится по подошве глинистых олигоцен-нижнемиоценовых отложений (т. н. майкопской серии). Граница между регионами III и IV проходит по Воронцовскому надвигу и далее по южному склону Главного Кавказского хребта.

Гидрогеологический регион Скифско-Туранской плиты — это система бассейнов пластовых, блоково-пластовых, пластово-блоковых и корово-блоковых вод. На территории листов расположены только южная и юго-восточная части Восточно-Предкавказской области (бассейна) Предкавказской гидрогеологической провинции.

Восточно-Предкавказская область приурочена к Терско-Каспийскому прогибу, где мощность осадочного чехла составляет от 3,5 до 6 км, увеличиваясь с севера на юг и юго-восток. В отложениях триаса и юры распространены напорные восходящие воды, разгружающиеся в разрывных зонах. Между верхнеюрским и майкопским водоупорами в отложениях мела и палеогена также развиты напорные восходящие воды, дренирующиеся в районе Маныча. К отложениям неогена приурочены нисходящие—восходящие напорные и субнапорные воды, поток которых направлен в сторону Каспийского моря. В четвертичных, а местами и в плиоценовых отложениях развиты безнапорно-субнапорные воды, разгружающиеся в эрозионную сеть и низменные равнины Прикаспия. Область включает Терско-Кумский и Терско-Каспийский районы с базисом дренирования подземных вод соответственно в Куму, Каспийское море и Терек.

Регион Рионо-Куринского межгорного прогиба представлен крайней северо-западной его частью — Восточно-Черноморским предгорным артезианским бассейном пластовых и блоково-пластовых напорных вод Абхазской провинции южного склона Северо-Западного Кавказа, мощностью осадочного чехла более 5 тыс. м. Региональным водоупором здесь являются майкопские глины. В отложениях мезозоя и палеогена под водоупором развиты восходящие напорные воды. Выше водоупора в мощной неогеновой и четвертичной толщах распространены нисходящие—восходящие пресные напорные воды. Безнапорно-субнапор-

ные воды имеют повсеместное распространение в голоценовых отложениях. Общий сток подземных вод направлен к акватории Черного моря и охватывает Сочинскую группу малых бассейнов регионального стока пластовых безнапорно-субнапорных вод Гагрско-Джавского гидрогеологического района.

Регион Кавказской альпийской складчатой системы – это серия бассейнов пластово-блоковых, блоково-пластовых и покровно-потоковых вод. Он связан с горным массивом Большого Кавказа и включает Центрально-Кавказскую и Большекавказскую гидрогеологические складчатые области (бассейны) Кавказской провинции.

Центрально-Кавказская складчатая область жильно-блоковых коровых безнапорно-субнапорных вод охватывает кристаллическое ядро Большого Кавказа, нарушенное многочисленными разломами и сложенное метаморфическими и интрузивными породами протерозоя и палеозоя, а также плиоцен-четвертичными магматическими породами стратовулканов Эльбрус и Казбек. Напорные воды здесь приурочены к разломам под корой экзогенного выветривания. В указанной области выделяются Северный Центрально-Кавказский и Южный Центрально-Кавказский гидрогеологические районы.

Большекавказская складчатая область пластово-блоковых напорных вод охватывает горноскладчатое сооружение, сложенное флишевыми толщами западной части Большого Кавказа, карстующимися и некарстующимися известняками юры и мела Центрального и Восточного Кавказа, нарушенными многочисленными разломами общекавказского и транскавказского направлений и мезозойско-кайнозойскими и четвертичными магматическими породами. В гидрогеологической области выделяются Центральный Северо-Кавказский, Восточно-Кавказский, Западно-Кавказский и Осетино-Дагестанский районы.

В целом по территории Северо-Кавказского региона подземные воды отличаются разнообразием химического состава и пестрой минерализацией. В зоне активного водообмена подземные воды в основном гидрокарбонатные кальциевые и натриевые, сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые от ультрапресных до солоноватых с минерализацией от 0,05 до 10 г/дм³. С погружением водоносных горизонтов (комплексов) на значительные глубины в зоне затрудненного водообмена химический состав подземных вод преимущественно сульфатный магниевый, кальциево-натриевый и хлоридный натриевый с минерализацией от 12 до 140 г/дм³ и более.

Далее приводится характеристика выделенных гидрогеологических подразделений.

Водоносный голоценовый горизонт аллювиальных отложений (aQ_{IV}) развиг в долинах многочисленных рек и балок.

В верхнем течении р. Кубань и ее притоков современный аллювий представлен валунно-галечным материалом (гравийные и песчано-глинистые фракции имеют подчиненное значение). Приуроченные к ним грунтовые воды обычно залегает на глубинах 0,5–3 м. Дебиты родников варьируют в пределах 0,5–5 дм³/с. По химическому составу воды обычно гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 0,2 г/дм³.

Все реки бассейна Терека в горной части имеют узкие каньонообразные долины. Площадь распространения и мощность водоносного горизонта (до 10 м) незначительны. Аллювиальные образования представлены валунно-галечным материалом. Приуроченные к ним воды слабо минерализованные ($0,08-0,2$ г/дм³) гидрокарбонатные кальциевые. Дебиты родников колеблются в пределах $0,3-3,8$ дм³/с.

В бассейне р. Сулак, начиная от с. Тамир-Аул, где река приобретает черты типично равнинной, аллювиальные отложения получают широкое развитие. Водовмещающие породы представлены песками, глинами, супесями, суглинками. Глубина залегания водоносного горизонта изменяется от долей метра до 6 м. Мощность водонасыщенного слоя $0,5-1,0$ м. Удельные дебиты скважин $0,01-0,20$ дм³/с. Воды сульфатные, с минерализацией $0,1-1,2$ г/дм³.

В верхнем течении Кумы и ее притоков горизонт приурочен к валунно-галечным отложениям. Дебит естественных водопроявлений $0,3-2,0$ дм³/с. По химическому составу это гидрокарбонатные кальциевые воды, с преобладающей минерализацией $0,1-0,5$ г/дм³.

Бассейны Самура и рек Южного Дагестана, впадающих в Каспийское море, являются типичными горными с большими уклонами и протекающими в каменистых руслах. В их верхнем течении аллювий отсутствует. Долина Самура расширяется лишь ниже с. Ахты, где река разбивается на ряд рукавов. Аллювиальные отложения представлены здесь песками, супесями с прослоями и линзами глин и илов. В равнинной части и дельте аллювий также песчаный и галечный. В среднем и верхнем течении реки мощность водоносных отложений от 2 до 11 м, глубина залегания – $0,8-5,2$ м. Водообильность водоносного горизонта зависит от режима атмосферных осадков и литологического состава водовмещающих пород. В равнинной части дебиты скважин и колодцев не превышают $n \times 0,1$ дм³/с, в верхних частях долины, где аллювий представлен грубозернистым материалом, дебиты возрастают до 1 дм³/с. По химическому составу воды горизонта в бассейне р. Самур гидрокарбонатные кальциевые, минерализация вод не превышает 1 г/дм³.

Аллювиальные образования бассейнов рек Черноморского побережья Северо-Западного Кавказа заполняют переуглубленные части речных долин и наиболее крупных балок в нижнем течении [155, 156]. Водовмещающие породы представлены валунно-галечниковыми отложениями и песками. Глубина залегания вод от $1,0-6,5$ до 30 м. Мощность водовмещающих пород варьирует от 3 до 85 м, увеличиваясь на устьевых участках речных долин. Коэффициенты фильтрации колеблются от 1 до 300 м/сут. Дебиты скважин составляют от $1-8$ до $32-100$ дм³/с при понижениях уровня от 5 до 23 м. Увеличение водообильности отложений отмечается вниз по течению рек. Максимальные дебиты скважин получены в низовьях рек Шахе, Сочи, Мзымта и др. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией $0,1-0,5$ г/дм³. К отложениям горизонта приурочены Ашейское, Псезуапсинское, Шахинское, Сочинское, Мзымтинское месторождения пресных подземных вод. Питание вод горизонта происходит в основном за счет инфильтрации поверхностных вод и, в меньшей степени, за счет атмосферных осадков и дренирования подземных вод склоновых

четвертичных отложений и коренных пород. Разгрузка вод происходит через родниковый сток [132]. На водах описанного горизонта базируется водоснабжение городов Сочи, Адлер, пос. Лазаревское и др.

Водоносный голоценовый горизонт морских отложений (mQ_{IV}) развит вдоль побережья Каспийского моря, на Аграханском полуострове и острове Чечень (ширина полосы его распространения 1–30 км), а также узкой полосой (до 1 км) по побережью Черного моря [155, 156]. Водовмещающими породами является тонко- и мелкозернистые пески, глины, супеси и ракушняки. На Сочинско-Лазаревском побережье они представлены крупнозернистыми песками с галькой, валунами и маломощными (1–2 м) прослоями сероватых глин. Глубина залегания водоносного горизонта на Каспийском побережье варьирует в пределах 0,9–3,0 м, чаще 1–2 м. Мощность рассматриваемого горизонта здесь колеблется от 0,4 до 5,0 м. Дебиты скважин 0,001–0,030 dm^3/c , колодцев – менее 0,001 dm^3/c . Воды, как правило, обладают высокой (до 120 $г/дм^3$) минерализацией. Встречается также линзы пресных вод с минерализацией 0,5–3,0 $г/дм^3$. По химическому составу они относятся к типу хлоридных натриевых, хлоридно-сульфатных натриевых. Общая жесткость изменяется от 2,5 до 543,0 мг-экв/л.

Глубина залегания водоносного горизонта на Черноморском побережье составляет 0,2–5,5 м, мощность его изменяется от 19 до 80 м (Имеретинская низменность). Дебиты одиночных скважин колеблются от 1,3 до 8,0 $дм^3/с$, колодцев – до 1,9 $дм^3/с$. Минерализация вод превышает 1 $г/дм^3$, и лишь в Лазаревском и Адлерском районах они пресные (0,2–0,8 $г/дм^3$). По химическому составу воды горизонта на этом участке гидрокарбонатные кальциевые, гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые.

Пресные воды горизонта используются для водоснабжения рыболовецких предприятий, хозяйственно-технических нужд и полива огородов. Воды Имеретинской низменности (район Адлера) можно рассматривать как объект разведки и подсчета запасов подземных вод для целей водоснабжения курортов.

Водоносный верхнеолейстоцен-голоценовый горизонт озерно-аллювиальных отложений ($1, IaQ_{III-IV}$) развит в озерных котловинах и лиманных понижениях Терека и его притоков. Водовмещающие породы представлены глинистыми песками, песчанистыми глинами, супесями и илистыми суглинками. Мощность отложений достигает 25 м. Глубина залегания грунтовых вод не превышает 5 м, а в дельте Терека имеются заболоченные участки, что связано с выходами грунтовых вод на поверхность. Водообильность горизонта невысокая, дебиты колодцев составляют 0,01–0,10 $дм^3/с$. На некоторых участках воды слабонапорные. Минерализация вод колеблется от 0,5 до 38,0 $г/дм^3$. Воды горизонта не представляют практического интереса вследствие низкой производительности водопунктов и повышенной минерализации.

Водоносный средне-верхнеолейстоценовый горизонт аллювиальных отложений (aQ_{II-III}) распространен в бассейне р. Терек в пределах Кабардинской, Сунженской и Притеречной аллювиальных равнин и террас рек Сулак и Самур. Общая мощность горизонта превышает 300 – 400 м. Водовмещающими являются гравийно-галечные отложения с песчаным заполнителем. Дебиты колодцев составляют 0,2–0,9 $дм^3/с$, родников – 0,1–0,7 $дм^3/с$. По химическому

му составу воды в основном сульфатные натриевые с минерализацией 0,4–2,9 г/дм³. Воды комплекса используются для водоснабжения городов Грозный, Прохладный, станицы Мартанская, а также многих поселков.

Водоносный верхнеолейстоцен-голоценовый горизонт ледниковых отложений (fgQ_{III-IV}) распространен в горной части исследуемой территории и приурочен к переуглубленным участкам троговых долин, выпаханных ледниками последнего оледенения. Водовмещающие породы представлены моренами, песками, валунно-галечниками, чередующимися с прослоями ленточных глин, алевролитов, супесей мощностью более 200 м. Глубина залегания вод — от 0,3 до 20,0 м, чаще 3–5 м. Дебиты родников от 0,1 до 10–15 дм³/с и более. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые, магниевые-кальциевые с минерализацией от 0,06 до 0,5 г/дм³. Воды комплекса используются для хозяйственно-питьевых нужд населенных пунктов.

Водоносный средне-верхнеолейстоценовый (хазарский) горизонт морских отложений (mQ_{II-III}) приурочен к песчаным и супесчаным прослоям, залегающим среди глин на территории Прикаспийской низменности и на побережье Южного Дагестана. Мощность комплекса составляет 5–12 м. Воды в основном напорные, уровни скважин устанавливаются на 5–20 м ниже поверхности земли. Дебиты их составляют 0,04–5,00 дм³/с. По химическому составу воды меняются от сульфатно-гидрокарбонатных натриевых до хлоридных натриевых. Минерализация достигает 70–120 г/дм³. Из-за высокой минерализации воды горизонта практически не используются.

Водоносный верхнеолейстоценовый (хвалынский) горизонт морских отложений (mQ_{III}) распространен в пределах Прикаспийской низменности. Водовмещающими породами являются пески, супеси, суглинки и глины с преобладанием песчаных прослоев, а в предгорьях и на территории Южного Дагестана — пески с гравием хазарского возраста. Мощность горизонта от 3–30 до 40 м. Глубина залегания от 15 до 20 м. Дебиты колодцев и скважин колеблются от 0,05 до 6,00 дм³/с. Минерализация вод горизонта на востоке территории достигает 25–30 г/дм³.

Относительно водоупорный неолейстоценовый комплекс лессовых отложений ($L, e_p Q_{I-III}$) объединяет несколько горизонтов лессов, лессовидных суглинков, супесей и распространен на левом берегу р. Терек. Мощность суглинков составляет от 5 до 40 м. Водопроницаемость отложений по площади весьма изменчива в зависимости от их гранулометрического состава. Воды, содержащиеся в суглинках, часто образуют единый горизонт с аллювиальными песчано-галечниковыми отложениями. Воды в основном пресные с минерализацией до 1 г/дм³ и слабосоленоватые с минерализацией 1–3 г/дм³. Дебиты колодцев изменяются в пределах 0,001–0,300 дм³. По химическому составу воды сульфатно-гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатные магниевые, кальциевые, натриевые.

Водоносный нижнеолейстоценовый (бакинский) горизонт морских отложений (mQ_I) представлен песчаниками, супесями, суглинками и глинами бакинского возраста. Воды вскрыты на глубинах до 300 м. Мощность горизонта составляет от 5–10 до 150 м. Воды напорные, пьезометрические уровни устанавливаются от 30 м ниже и до 20 м выше поверхности земли. Дебиты скважин варьируют от 0,1 до 120 дм³/с при понижении уровня на

1–16 м, в среднем они составляют 3–8 дм³/с. Воды в основном пресные. Так, в центральной части Восточно-Предкавказского бассейна минерализация вод, имеющих гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциевый состав, не превышает 0,5 г/дм³. Пресные воды комплекса широко используется для питьевых и хозяйственных нужд городов, сельских пунктов, а также водопоя скота.

Водоносная зона трещиноватости четвертичных вулканогенных отложений (vQ) развита на склонах Эльбруса и Казбека. Она выражена покровами липаритовых, дацитовых, андезитовых лав и туфов мощностью от 200 до 400 м. Указанные породы характеризуются интенсивной трещиноватостью, что способствует скоплению в них значительных запасов подземных вод. Последние приурочены к трещинам выветривания и на локальных участках – к трещинам тектонического происхождения. Дебиты родников здесь достигают 20 дм³/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,1–0,4 г/дм³ [155, 156]. Несмотря на высокое качество и значительную водообильность, используются они в практическом отношении лишь для водоснабжения мелких населенных пунктов, т. к. распространены в малонаселенной местности.

Водоносный эоплейстоценовый (апшеронский) горизонт морских отложений (mQ_E) на дневную поверхность выходит узкой прерывистой полосой в Южном Дагестане. Грунтовые воды здесь приурочены к пескам, песчанкам, галечникам. На склонах гор и в долинах рек выходят многочисленные родники с дебитом от тысячных долей до 3 дм³/с. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые при минерализации 0,1–0,6 г/дм³. На большей части площади Восточно-Предкавказского артезианского бассейна эти отложения перекрываются мощной толщей четвертичных морских и континентальных образований. Глубина залегания эоплейстоценового комплекса увеличивается в юго-восточном направлении от нескольких метров (у восточных склонов Ставропольского поднятия) до 500 м и более (в восточной части Восточно-Предкавказского бассейна). В южной части бассейна отложения комплекса представлены толщей галечников, конгломератов, песков, суглинков. К северу и востоку они постепенно замещаются морскими глинами с прослоями песков. Мощность водоносного комплекса варьирует от 50 до 450 м. Глубина залегания вод увеличивается от 64–100 м в западной части бассейна до 333 м в центральной и 500–600 м в восточной [155, 156].

Водоносный акчагыл-эоплейстоценовый терригенно-вулканогенный горизонт (свита Рухс-Дзуар) (a, p, vlN₂–Q_E) развит в междуречьях Лескен–Урух, Хусфарак–М. Дур-Дур, в Нальчикско-Осетинской и Чеченской структурных подзонах. Водовмещающими породами являются туфы, пески, галечники, туфопесчаники, конгломераты, мощностью 50–200 м. Их мощность возрастает с погружением на север до 1140 м и более. В области развития грунтовых вод дебиты родников, выходящих из данных отложений, достигают 2–5 дм³/с. По химическому составу эти воды гидрокарбонатные натриево-кальциевые, кальциевые и натриево-магниевые. Напорные воды данного комплекса были вскрыты скважинами на глубинах от 53 до 300 м. Воды по большей части напорные, пьезометрический уровень, в зависимости от расположения скважин, устанавливается от 50–120 м ниже по-

верхности земли и до 38–60 м выше поверхности земли. Водообильность отложений различна, дебиты скважин колеблются от 1,3 до 8,3 дм³/с. Удельные дебиты скважин изменяются от 0,1–0,4 дм³/с и выше. Воды пресные, минерализация до 0,96 г/дм³, по химическому составу гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевого и натриево-магниевого. На погружении под четвертичные отложения воды данного комплекса ввиду их глубокого залегания практически не изучены. Питание вод комплекса осуществляется за счет атмосферных осадков, выпадающих непосредственно на поверхность этих отложений, и за счет перетока из вышележащих отложений. Используются для водоснабжения населенных пунктов [146].

Относительно водоносный акчагыльский терригенный горизонт (N_{2a}) залегает на размытой поверхности более древних пород и развит почти на всей площади Восточно-Предкавказского артезианского бассейна [155, 156]. Водовмещающими породами являются пески, песчаники, конгломераты, глины, галечники и известняки. В восточной части Терско-Кумского междуречья мощность отложений 100–150 м. Максимальных значений она достигает в южной части бассейна – 650 м. В области поверхностного распространения отложений акчагыла на восточных склонах Ставропольского поднятия и в Южном Дагестане развиты грунтовые воды. Дебиты родников составляют 0,02–1,00 дм³/с. Химический состав вод пестрый. Общая минерализация чаще не превышает 1 г/дм³, хотя на Ставропольском поднятии она достигает 5 г/дм³. На восточном склоне Ставропольского поднятия глубина залегания напорных вод составляет 60–300 м, в центральной части Терско-Кумского междуречья – 300–550 м, в пределах Кабардинской, Осетинской, Сунженской впадины – 100–332 м. Почти повсеместно акчагыльский горизонт перекрывается эоплейстоценовыми отложениями, сходными по литологическому составу. Гидравлическая связь между ними не вызывает сомнений. В зависимости от гипсометрического местоположения скважин пьезометрические уровни устанавливаются от 118 м ниже – до 20–50 м выше устья скважин и снижаются в северо-восточном направлении в соответствии с направлением движения потока. Дебиты скважин при понижении уровня на 6–15 м изменяются от сотых до 1 дм³/с. Химический состав вод гидрокарбонатный натриевый, гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциевый с минерализацией 0,4–0,8 г/дм³. В практическом отношении горизонт имеет большое значение для водоснабжения. Воды широко используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения городов и населенных пунктов, расположенных на территории Кабардинской, Осетинской и Сунженской равнин.

Водоносная зона трещиноватости акчагыльского вулканогенного горизонта (N_{2a}) развита в междуречьях Баксан–Чегем, Чегем–Нальчик, в бассейнах рек Малка и Уллу-Хурзук, где развиты остатки мощного покрова риолитовых туфов и андезито-базальтовых лав, мощностью 300–400 м. Хорошая проницаемость и трещиноватость туфов прослеживается иногда на значительные глубины, что способствует накоплению подземных вод. Однако ввиду сильной дислоцированности пород и глубокой эрозии они не образуют сплошного потока подземных вод. Воды грунтовые трещинные, изучены только по родникам. Дебиты источников колеблются от 0,2 до

20 дм³/с, в среднем составляя 0,5–1,5 дм³/с. Слабая растворимость туфоловового материала обуславливает незначительную минерализацию вод и их гидрокарбонатный кальциевый состав. Сухой остаток колеблется от 0,04 до 0,4, реже до 1 г/дм³. Родники, выходящие из риолитовых туфов и андезито-базальтовых лав, питают многочисленные ручьи и речки [145, 147].

Водоносный понтийский карбонатно-терригенный комплекс (N_{1p}) выходит на поверхность вдоль восточного склона Ставропольского поднятия. Грунтовые воды здесь приурочены к пескам, известнякам, песчаникам и вскрываются на глубинах 1,2–12,0 м. Дебиты колодцев – 0,04–0,20, родников – 0,02–3,00 дм³/с. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные кальциево-магниевые с минерализацией 0,3–1,5 г/дм³. Напорные воды комплекса распространены на юго-западе Восточно-Предкавказского бассейна и вскрыты на глубине 290 м в окрестностях г. Нальчик [146]. Водообильность комплекса различная, приуроченные к отложениям родники имеют дебит от 0,02 до 0,70 дм³/с, скважины – 0,1 дм³/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые в области выходов и гидрокарбонатные натриевые, сульфатные натриевые – на погружении горизонта. Минерализация в целом невысокая – 0,6–0,8 г/дм³. Гидрогеология данных отложений весьма слабо изучена. На погружении в данных отложениях могут быть развиты пресные напорные воды также с невысокой минерализацией. Воды используются для водоснабжения мелких населенных пунктов.

Относительно водоносный сарматский карбонатно-терригенный комплекс (N_{1sr}) на исследуемой территории в южной части Восточно-Предкавказского бассейна можно разделить на слабоводоносную верхнюю часть, представленную песками, песчаниками, известняками и мергелями, и относительно водоупорную среднюю и нижнюю глинистые части. Воды комплекса вскрываются на глубинах 60–400 м в предгорьях, 1500 м – в районе г. Моздок и 2200 м на побережье Каспийского моря. К области выхода пород комплекса на поверхность приурочены немногочисленные родники, имеющие дебит от 0,01 до 0,10–0,50 дм³/с. Воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые и сульфатные кальциево-магниевые с минерализацией 0,9–1,2 г/дм³. В Южном Дагестане на глубинах 156–300 м вскрыты напорные воды с дебитами скважин 3–19 дм³/с. По химическому составу воды сульфатно-хлоридные натриевые с минерализацией до 3 г/дм³. Используются для водоснабжения г. Дербент и более мелких населенных пунктов.

Относительно водоносный миоценовый карбонатно-терригенный комплекс (N₁) представлен глинами, песками с прослоями песчаников, мергелей, известняков, алевролитов. В Терско-Сунженской зоне отложения комплекса погружаются на значительную (более 3000 м) глубину. Дебиты скважин при самоизливе изменяются от десятых долей до 20–30 дм³/с. Общая минерализация вод комплекса составляет 2–5 г/дм³ и редко достигает 20 г/дм³, что обусловлено достаточно высокой степенью проницаемости пород [127]. Воды здесь отличаются высокой (более 100 °С) температурой и повышенными содержаниями йода и брома. В Южном Дагестане воды вскрываются на глубинах от 600 до 1880 м. Дебиты скважин при самоизливе составляют 0,5–15 дм³/с. Воды имеют высокую (до 71 г/дм³) минерализацию и хлоридный натриевый состав. Для хозяйственно-питьевого водоснабжения интереса

не представляют из-за больших глубин залегания и повышенной минерализации [143].

Относительно водоупорный олигоцен-нижнемиоценовый терригенный комплекс ($\mathbb{P}_3-N_1\epsilon r$) распространен в Абхазской зоне и приурочен к песчано-глинистым и глинистым породам черноморской серии. Общая мощность отложений 2460 м. Комплекс является региональным водоупором и обводнен лишь на локальных участках распространения песчаников и алевролитов мацестинской, хостинской и адлерской свит. Дебиты редких родников не превышают 0,001 дм³/с. Родниковые воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 0,6 г/дм³. Воды глубокой циркуляции залегают в интервалах глубин от 350 до 760 м. Дебиты скважин незначительные — от 0,1 до 0,3 дм³/с. По химическому составу воды из скважин хлоридные натриевые с минерализацией от 5,5 до 37 г/дм³ [132]. Воды комплекса не используются из-за низких дебитов и высокой минерализации.

Водоупорный майкопский терригенный комплекс (\mathbb{P}_3-N_1mk) является региональным водоупором. Его выходы на поверхность прослеживаются на значительной территории в полосе предгорий. На остальной части, к северо-востоку и востоку от области поверхностного залегания, породы комплекса резко погружаются под более молодые отложения. При полном преобладании глин в разрезе майкопской серии встречаются водосодержащие прослои песков мощностью до 3–10 м, обуславливающие локальную водоносность в целом водоупорной толщине. Подземные воды приурочены главным образом к ольгинской и зеленчукской свитам. На Нальчикском месторождении из отложений ольгинской свиты, в интервалах 1017–1063 и 1025–1075 м, выведены хлоридные натриевые воды с повышенным содержанием органических веществ, с минерализацией 1,2 г/дм³ и температурой на устье скважины 38 °С. На Новопавловском месторождении воды отложений зеленчукской свиты опробованы в интервале глубин 2058–2164 м, где получен слабый приток с дебитом 0,2 дм³/с хлоридных натриевых йодо-бромных ($J - 16,6$; $Br - 78$ мг/дм³) вод с минерализацией 28,8 г/дм³. Температура в пласте составляет 79,3 °С, а на устье — 19 °С. Пьезометрический уровень зафиксирован на абсолютной отметке минус 1071,4 м. На площади Кабардинской впадины из песчаных прослоев ольгинской свиты были получены водопритоки от сотых долей до 1,9–2,3 дм³/с пресных и слабосоленоватых (до 1,3–1,5 г/дм³) вод с избыточным напором над устьями скважин от 5 до 110 атм. Воды майкопа на этом участке бассейна гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридные натриевые с содержанием $B - 74$; $HVO_2 - 273$ мг/дм³, от холодных до горячих (55 °С), часто метановых. Для питьевого и хозяйственного водоснабжения воды комплекса непригодны, и лишь йодо-бромные воды могут представлять интерес в бальнеологических целях.

Относительно водоносный палеоцен-эоценовый терригенно-карбонатный комплекс ($\mathbb{P}_{1-2}tk$) выходит на поверхность на небольших участках в пределах брахиантиклиналей Абхазской зоны и узкой полосой вдоль предгорий от р. Баксан до р. Самур. На южном склоне Западного Кавказа водовмещающие породы представлены чередованием пестроцветных мергелей с прослоями мергелистых известняков и карбонатных песчаников общей мощностью 190 м. В зоне выветривания мощностью до 40 м встречены родники с дебитами менее 0,01 дм³/с. По химическому составу родниковые воды

гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,3–0,5 г/дм³. Скважинами с глубин 80–110 м вскрыты хлоридные натриевые воды с минерализацией 16,5–28,1 г/дм³ [132] и дебитами до 0,01 дм³/с. Практического значения воды комплекса не имеют. В центральной и восточной частях рассматриваемой территории отложения комплекса представлены мергелями, известняками, алевролитами, аргиллитами, песчаниками и глинами. К ним приурочены грунтовые воды с глубиной залегания 0,5–10 м. Дебиты родников колеблются от 0,15 до 7 дм³/с. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,3–0,7 г/дм³. Грунтовые воды используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения мелких населенных пунктов. На погружении в отложения эоцена и палеоцена развиты хлоридные натриевые воды с минерализацией от 10 до 50 г/дм³. Дебиты скважин весьма низкие – от тысячных до сотых долей литра в секунду [155, 156]. Из-за высокой минерализации напорные воды комплекса для питьевого и хозяйственного водоснабжения интереса не представляют. Благодаря высоким содержаниям в них йода, брома, бора эти воды могут быть использованы для извлечения микрокомпонентов и для бальнеологических целей.

В Южном Дагестане напорные воды комплекса развиты на антиклинальных поднятиях Дагогни, Берикей, Дузлак, Хошмензил. Вскрыты они здесь на глубинах 257–422 и 2065–2447 м. Дебит скважин не превышает 1 дм³/с. Воды сильно минерализованные (26–73 г/дм³), хлоридные натриевые с высоким содержанием бора, брома и лития. Вследствие высокой минерализации воды комплекса не представляют интереса для питьевого, хозяйственного и технического водоснабжения. На отдельных участках (Талгинское месторождение) они используются в бальнеологических целях.

Относительно водоупорный палеоцен-эоценовый карбонатно-терригенный комплекс (P₁₋₂kt) распространен в Чвежипсинской зоне на южном склоне Западного Кавказа. Воды комплекса приурочены к флишевым отложениям хобзинской серии. Водовмещающими породами являются песчаники, известняки, мергели мощностью от 58 до 138 м. Дебиты родников составляют 0,01–0,30 дм³/с, редко 1,0 дм³/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые и натриевые с минерализацией 0,1–0,5 г/дм³. На площади Пластунской мульды ниже местных базисов эрозии в отложениях пластунской, мамынской и навагинской свит скважинами с глубин 200–250 м вскрыты гидрокарбонатные кальциевые и натриевые воды с минерализацией 0,9–1,8 г/дм³ и дебитами 0,7–1,25 дм³/с. В интервале глубин 260–484 м минерализация вод достигает 19,4 г/дм³, а их химический состав становится хлоридным натриевым. В зоне затрудненного водообмена подземные воды характеризуются повышенными содержаниями (мг/дм³) йода (17–28), брома (49,7–80,6), бора (15) [132]. К отложениям комплекса приурочено Пластунское месторождение минеральных вод. Пресные воды комплекса используются для хозяйственно-питьевых нужд индивидуальных хозяйств.

Относительно водоносный верхнемеловой терригенно-карбонатный комплекс (K₂tk) приурочен к отложениям маркотхской, мефодиевской и супсехской серий объединенных и распространен в пределах Новороссийско-Лазаревской подзоны. Характер переслаивания флишевых отложений (мергелей, извест-

няков, песчаников и алевролитов) определил их неравномерную обводненность. Подземные воды приурочены здесь к зонам экзогенной и тектонической трещиноватости. Наиболее изучены подземные воды области активного водообмена, дренируемые многочисленными родниками. Дебиты родников не более $0,5 \text{ дм}^3/\text{с}$. Дебиты родников, приуроченных к тектоническим нарушениям, достигают $2,5 \text{ дм}^3/\text{с}$. Воды родников гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до $0,5 \text{ г}/\text{дм}^3$. Дебиты скважин колеблются от $0,0027$ до $0,56 \text{ дм}^3/\text{с}$ при понижении соответственно на 19 м и $10,9 \text{ м}$. С глубиной водообильность снижается [53]. Химический состав вод хлоридный натриевый с минерализацией до $7,6 \text{ г}/\text{дм}^3$. Пресные воды используются для питьевых нужд.

Водоносный верхнемеловой карбонатно-терригенный комплекс (K_2kt) распространен практически по всей территории Северного Кавказа. В Центральной области он представлен мергельно-известняковыми породами. Эти отложения выходят на поверхность в горной части, где они широкой полосой протягиваются с юго-востока на северо-запад, слагая Пастбищный хребет. На равнине они вскрыты скважинами на глубинах $1100\text{--}3170 \text{ м}$. Мощность их достигает 450 м . Водовмещающими являются трещиноватые и закарстованные известняки с прослоями мергелей. Количество прослоев мергелей с глубиной уменьшается, и нижняя часть толщи преимущественно из известняков. Интенсивная трещиноватость и закарстованность известняков в полосе их выходов способствуют инфильтрации в них атмосферных осадков. Глубина залегания грунтовых вод $0,5\text{--}20,0 \text{ м}$. Многочисленные родники, выходящие из этих отложений, имеют дебиты от $0,1$ до $25,0 \text{ дм}^3/\text{с}$, преобладают $0,5\text{--}1,0 \text{ дм}^3/\text{с}$. Дебит водопроявлений в напорной зоне колеблется от нескольких до $140 \text{ дм}^3/\text{с}$. Расход естественного источника (Юцкий родник), выходящего на склоне горы Юца, приуроченного к глубинному тектоническому разлому, на ресурсах которого основано частичное водоснабжение городов Пятигорск и Минеральные Воды, составляет $69,4\text{--}138,9 \text{ дм}^3/\text{с}$ [155, 156]. Вода с минерализацией $0,4 \text{ г}/\text{дм}^3$ гидрокарбонатного кальциевого состава. Родники, находящиеся в непосредственной близости от минеральных вод курорта «Нальчик», изменяют состав (за счет подмешивания минеральных вод) на хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый и гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-натриевый с минерализацией $1,1\text{--}1,2 \text{ г}/\text{дм}^3$. Пьезометрические уровни по скважинам устанавливаются от 8 м ниже до 30 м выше устья скважин. С глубиной при погружении к северо-востоку, за счет кольматажа трещин значительно снижается водообильность отложений. Водообмен замедляется, и по мере удаления от зоны свободного водообмена они становятся практически неводоносными. Удельные дебиты скважин изменяются от $0,1$ до $0,4 \text{ дм}^3/\text{с}$ при неглубоком залегании и менее $0,01 \text{ дм}^3/\text{с}$ по мере дальнейшего погружения. Химический состав вод в зависимости от глубины залегания меняется от гидрокарбонатного кальциевого, натриевого с минерализацией $0,3\text{--}0,7 \text{ г}/\text{дм}^3$ до хлоридного натриевого с минерализацией от 3 до $47 \text{ г}/\text{дм}^3$.

Область питания водоносных комплексов совпадает с выходами отложений на поверхность. Нижним водоупором являются глины и аргиллиты абрекской и дарьинской свит, а верхним – наиболее глинистые разности

мергелей заюковской и нехилойской свит. При этом в местах, где верхняя часть разреза представлена хорошо проницаемыми карбонатными образованиями, эти комплексы гидравлически связаны с водами вышележащих водоносных горизонтов. Когда водоносные пласты прорезаются долинами рек и балок или тектоническими трещинами, разгрузка комплексов происходит в виде родников. Также частичная разгрузка рассматриваемых комплексов происходит в районах лакколлитов, где воды изливаются по тектоническим разломам, преимущественно совместно с минеральными водами, поднимающимися с более глубоких горизонтов [145].

На Нальчикском месторождении из этих отложений (интервал 24,376 м; 32–404 м) получена минеральная вода типа «Ак-Су»; углекисло-азотная хлоридная натриевая с повышенным содержанием стронция (27 мг/дм^3) и минерализацией $3,2\text{--}4,6 \text{ г/дм}^3$, имеющая бальнеологическое значение для курорта [146]. Практическое значение описываемых комплексов существенно. В зоне активной циркуляции и неглубокого погружения пород воды широко используются для питьевых, хозяйственных и технических целей, особенно в северо-западной части площади, где особо остро ощущается недостаток в пресной воде хорошего качества.

Севернее Скалистого хребта комплекс представлен песчаниками мощностью от 30 до 360 м. В кровле комплекса залегает пласт аргиллитов мощностью до 60 м, являющийся верхним водоупором. Нижним водоупором комплекса служат аргиллиты жанхотекской свиты. В области Скалистого хребта к верхней трещиноватой зоне приурочены грунтовые воды. Комплекс слабоводообилен. Водовмещающими породами являются трещиноватые песчаники. Дебит родников составляет $0,01\text{--}0,50 \text{ дм}^3/\text{с}$, в единичных случаях $2\text{--}4 \text{ дм}^3/\text{с}$. Воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией $0,1\text{--}0,6 \text{ г/дм}^3$. В зоне погружения водоносного комплекса напорные воды вскрываются на глубинах от 68 до 2450 м. Пьезометрические уровни устанавливаются от 70,5 м ниже до 260 м выше поверхности земли. Дебиты скважин составляют $0,8\text{--}35,8 \text{ дм}^3/\text{с}$. Минерализация вод колеблется в широких пределах – от $0,2$ до $80,0 \text{ г/дм}^3$ и возрастает по мере погружения комплекса. Однако в целом характерна невысокая минерализация – до 2 г/дм^3 . Аномальные значения, полученные по району Нальчика – минерализация воды $3,5\text{--}18,5 \text{ г/дм}^3$, дебит скважин $2,8\text{--}35,8 \text{ дм}^3/\text{с}$, температура на устье скважины $45\text{--}84 \text{ }^\circ\text{C}$ объясняются, по-видимому, разгрузкой высокоминерализованных вод более глубоких горизонтов. Химический состав вод преимущественно гидрокарбонатный кальциевый, гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый. С увеличением глубины залегания пород происходит повышение минерализации до 80 г/дм^3 , изменение химического состава вод на хлоридный натриевый и повышение температуры до $139 \text{ }^\circ\text{C}$. При этом водообильность не снижается, так как воды являются порово-пластовыми. На Нальчикском месторождении минеральных вод воды этого комплекса содержат (мг/дм^3) литий – 7,5; фтор – 4,66; бром – 160; бор – 50; йод – 45; метакремневую кислоту – 84; органические вещества – 70, а также азот, метан, свободную углекислоту. Эти воды используются для лечебно-питьевых и бальнеологических целей [155, 156].

Водоносный ант-альбский карбонатно-терригенный комплекс ($K_1a + a1$) представлен пачкой песчаников в толще алевролитов с прослоями глин.

Отложения комплекса распространены в Центральном Северо-Кавказском гидрогеологическом районе. Полоса выходов нижнего мела на дневную поверхность на северном склоне Кавказа является областью питания, где водоносные комплексы апта и альба образуют единую водонапорную систему, разделяющуюся в северном направлении на самостоятельные потоки. Водоносный комплекс представлен аликоновской и кисловодской сериями. Воды приурочены к песчаникам и известнякам, а залегающие в верхней части глины являются водоупором. По характеру циркуляции воды комплекса в области выходов на поверхность — трещинно-поровые. Дебиты родников колеблются от 0,01 до 1,5 дм³/с. Химический состав гидрокарбонатный кальциевый, минерализация от 0,33 до 0,66 г/дм³. На погружении в северо-восточном направлении воды напорные, скважины самоизливаются. Статический уровень устанавливается от 80 м ниже поверхности земли до 16,3 м выше. Дебиты скважин изменяются от 2,5 до 38,5 дм³/с при понижениях уровня 52,7 и 43,6 м ниже поверхности земли. Минерализация изменяется с увеличением глубины от 1,4 до 80,0 г/дм³. Воды хлоридные натриевые с содержанием сероводорода. Направление подземных вод совпадает с направлением падения пластов.

Дебиты скважин в южной части Терско-Каспийского прогиба — 25,0—42,6 л/с при понижениях на 169—20 м.

Воды комплекса используются для водоснабжения населенных пунктов.

Относительно водоносный апт-альбский карбонатно-терригенный комплекс (K_{1a} + al) развит в Восточно-Кавказском гидрогеологическом районе и представлен аргиллитами, песчаниками, алевролитами с прослоями известняков, мергелей и глин. В Чиауро-Дибрарской подзоне эти породы практически не водоносны, встречаются единичные родники, в основном, в зонах дизъюнктивных нарушений. Дебиты их колеблются от сотых до десятых долей дм³/с. По химическому составу воды сульфатно-гидрокарбонатные магниевые-кальциевые с минерализацией 0,15—0,4 г/дм³.

Водоносный берриас-барремский терригенно-карбонатный комплекс (K_{1b} + br) выходит на поверхность в пределах Большекавказского бассейна к востоку от р. Бол. Зеленчук и прослеживается до р. Ардон. Ширина области его распространения изменяется от нескольких сотен метров до 10—12 км. Глубина залегания грунтовых вод изменяется от нескольких метров до 50 м. Дебиты родников колеблются от 0,1 до 10 дм³/с. В районе г. Кисловодск дебиты родников (карстовые источники) достигают 52 дм³/с (Близнецы), в Кабардино-Балкарии и Северной Осетии — 100—450 дм³/с (Думановские, Редантские, Гизельдонские и др.). Химический состав вод зоны активного водообмена по площади сильно меняется. Преимущественно они имеют гидрокарбонатный кальциевый состав с минерализацией 0,2—0,5 г/дм³.

На юге Восточно-Предкавказского артезианского бассейна в отложениях комплекса воды вскрываются на глубинах 2150—3200 м. Скважины фонтанируют с дебитами до 2 дм³/с. Воды хлоридные натриевые с минерализацией 70—87 г/дм³ и промышленной концентрацией йода и брома [127]. В зоне свободной циркуляции воды используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения (г. Кисловодск, населенные пункты Кабардино-Балкарии и Северной Осетии). В напорной зоне развиты минеральные воды, являющиеся основными гидроминеральными ресурсами Кисловодского

курорта. К указанному комплексу приурочены Тибское, Коринское, Чанты-Аргунское и некоторые участки Кисловодского месторождения минеральных вод.

Водоносный берриас-валанжинский терригенно-карбонатный комплекс ($K_1b + v$) распространен в Чаууро-Дибрарской СФЗ и сложен известняками, мергелями, песчаниками, аргиллитами зругской серии мощностью 700–900 м. Породы отличаются значительной тектонической раздробленностью, что способствует хорошей их обводненности. В пределах развития комплекса отмечены выходы пресных и минеральных источников. Большинство этих водопоявлений фиксируется в местах пересечения речных долин тектоническими нарушениями. В полосе распространения известняков дебиты родников составляют 0,15–0,35 дм³/с, на участках переслаивания известняков и аргиллитов дебиты снижаются до 0,05–0,15 дм³/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые с минерализацией 0,3–0,8 г/дм³. Дебиты углекислых гидрокарбонатных кальциевых источников колеблются от 0,2 до 4,0 дм³/с. Их минерализация не превышает 2,5 г/дм³, а содержание углекислоты 1 г/дм³.

В зоне Тибского взброса и южнее, в местах пересечения речных долин тектоническими нарушениями, расположено Тибское месторождение минеральных вод. Дебит скважин до 2,5 дм³/с. Один из крупнейших родников имеет дебит от 6,5 дм³/с (зимой) до 15 дм³/с и более летом (в полосе развития известняков). На участках переслаивания известняков и мергелей дебиты скважин снижаются до 0,3–0,8 дм³/с. Максимальные пьезометрические уровни по скважинам от + 2,3 м до + 64,2 м в зоне Тибского взброса, южнее они несколько снижаются (до + 10,8 м). По химическому составу выделяются два типа вод: гидрокарбонатные натриевые, кальциево-натриевые и гидрокарбонатные кальциевые, магниевые-кальциевые. Размещение первого типа вод контролируется зоной Тибского взброса. Минерализация этих вод колеблется в пределах 4–11 г/дм³, содержание углекислоты 1–2 г/дм³. Второй тип вод связан с разломами менее глубокого заложения. Воды имеют минерализацию 1,3–1,7 г/дм³, содержание углекислоты 0,5–1,3 г/дм³. Родники, приуроченные к межпластовым трещинам массивных известняков, имеют дебиты от 0,15 до 0,35 дм³/с. Вода гидрокарбонатная, гидрокарбонатно-сульфатная кальциево-магниево-натриевая с минерализацией 0,3–0,8 г/дм³ [145].

Воды горизонта не используются в связи с труднодоступностью.

Относительно водоупорный нижнемеловой карбонатно-терригенный комплекс (K_1) распространен в пределах Новороссийско-Лазаревской подзоны и представлен образованиями пономаревской серии. Водовмещающими породами являются песчаники дольменной и фанарской свит. Дебиты родников колеблются от 0,2 до 3,0 дм³/с. Воды гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-натриевые с минерализацией 0,1–0,8 г/дм³. С погружением водообильность отложений снижается. Воды, вскрытые скважинами на глубине 50–150 м, пресные гидрокарбонатные натриевые с дебитами 0,16–1,0 дм³/с при понижении на 40–120 м. Глубже зоны развития пресных вод вскрываются воды с минерализацией до 10,8 г/дм³ хлоридно-гидрокарбонатного и хлоридного натриевого состава. Дебиты скважин изменяются от 0,16 до 1,96 дм³/с. Соленоватые и соленые воды характеризуются содержанием (мг/дм³) йода – 1,9–8,7, брома – 7,3–48, HVO_2 – 9,4–209,9, фтора – 7,2–18,0. Воды часто га-

зируют метаном и углекислотой (CO_2 — 155 мг/дм³). Пресные воды зоны активного водообмена используются для хозяйственно-питьевых нужд. Воды глубокой циркуляции являются минеральными питьевыми и бальнеологическими. На базе Волконского месторождения организован розлив минеральной воды «Лазаревская». Отложения других свит серии обводнены только в зоне экзогенной трещиноватости. Дебиты родников от 0,3 до 3,0 дм³/с. По химическому составу эти воды гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-натриевые с минерализацией 0,2–0,6 г/дм³. С погружением водообильность пород резко уменьшается [132].

Водоносный нижнемеловой терригенно-карбонатный горизонт (К₁) представлен отложениями медовеевской, Кепш свит, известняковой толщи и распространен в пределах Адлерско-Сочинского артезианского бассейна и водонапорной системы. Водосодержащие породы представлены известняками и мергелями. В районе Дагомысской антиклинали встречаются родники с дебитами от менее 1 до 10 дм³/с. Воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,1–0,4 г/дм³. Воды более глубокой циркуляции изучены в средней части бассейна р. Шахе и встречены скважинами на глубинах 10–114 м. Пьезометрические уровни устанавливаются вблизи дневной поверхности, редко отмечается самоизлив. Дебиты скважин составляют 0,013–0,420 дм³/с при понижении уровня на 25–28 м. Воды хлоридные натриевые с минерализацией до 10,7 г/дм³ и повышенным содержанием (мг/дм³) йода — 8,7, брома — 16, HVO_2 — 135,7. Из отложений медовеевской свиты отмечены выходы родников с дебитами от 0,2 до 5,7 дм³/с, гидрокарбонатных натриево-кальциевых с минерализацией 0,2 г/дм³. В междуречье Сочи — Мамайка нижнемеловые отложения залегают на глубинах 1700–2300 м и практически безводны. На площади погружения пород нижнего мела под более молодые отложения дебиты скважин изменяются от 0,1–0,3 до 36,0–92,5 дм³/с. Воды хлоридного натриевого состава с минерализацией 9,0–31 г/дм³ и с повышенным содержанием (мг/дм³) йода (2,2–9,2), брома (28,0–70,8), сероводорода (151–467). Используются бальнеологическим курортом «Мацеста».

Водоносный келловей-верхнеюрский карбонатный комплекс (J_{2k} + J₃) выходит на поверхность полосой до 3–15 км в пределах Большекавказского бассейна от р. Белая на западе до р. Каракой-Су на востоке. На юге Дагестана он прослеживается в верховья р. Рубас. В разрезе верхней юры преобладают карбонатные породы — известняки, доломиты, мергели. В области поверхностного распространения отложений глубина залегания грунтовых вод изменяется от нескольких до 50 м. Дебит родников колеблется от 0,1 до 10,0 дм³/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,2–0,5 г/дм³ [155, 156]. На участках распространения линз и прослоев гипса в верховьях рек Малка и Черек химический состав грунтовых вод сульфатный кальциевый с минерализацией до 2 г/дм³.

Карбонатные толщи верхней юры на всей площади распространения характеризуются значительной водообильностью. Это обусловлено высокой степенью трещиноватости и закарстованности толщи. Наиболее высокие дебиты родников (100–450 дм³/с) отмечаются в пределах Кабардино-Балкарии и Северной Осетии.

В бассейне Кумы в напорной зоне воды комплекса вскрыты скважинами с глубины 67–237 м. Дебиты скважин при самоизливе — от сотых долей

до 14,3 дм³/с. Скважины, пройденные в зонах тектонических нарушений, вскрыли минеральные (углекислые) воды гидрокарбонатно-сульфатного натриево-кальциевого и сульфатно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава с минерализацией 1,2–4,2 г/дм³ и содержанием свободной углекислоты до 2,0 г/дм³.

В Дагестане отложения комплекса не имеют сплошного распространения на поверхности. Дебиты родников изменяются от сотых долей до нескольких литров в секунду. В северной части Горного Дагестана (бассейн р. Каракой-Су) родники (Гунибские, Кегерские) имеют дебит от 50 до 500 дм³/с. По химическому составу воды в пределах зоны активного водообмена преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, сульфатные кальциевые при минерализации 0,2–0,6 г/дм³. К указанному комплексу приурочены Абадзехское, Хаймашинское, Малкинское, Черкесское и Рычал-Су месторождения минеральных вод.

Относительно водоносный келловей-верхнеюрский терригенно-карбонатный комплекс (J_{2k} + J₃) распространен на Западном Кавказе на участке от пос. Лазаревское до р. Мзымта и представлен флишевыми осадками. Водоносность отложений низкая и связана с экзогенной трещиноватостью пород, а на локальных участках – и с тектоническими зонами. Дебит родников измеряется сотыми и редко десятими долями дециметра в секунду. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,2–0,6 г/дм³ [132]. Используются очень редко, в связи с невысокой водообильностью.

Относительно водоносный нижне-среднеюрский терригенный комплекс (J₁₋₂) развит в пределах Восточно-Предкавказского, Абхазского и Большекавказского бассейнов. Представлен в основном песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Водовмещающими являются трещиноватые песчаники и алевролиты.

На южном склоне в пределах Абхазской области вмещающими породами для минеральных вод с минерализацией от 1,1 до 6,06 г/дм³ являются сильно трещиноватые, рассланцованные аргиллиты с прослоями песчаников. Подземные воды здесь приурочены к ограниченному по площади массиву с повышенной трещиноватостью экзогенного и эндогенного генезиса. Как правило, повышенной водообильностью отличаются отложения в их приповерхностном залегании. Здесь развиты пресные подземные воды метеогенного происхождения. С глубиной, из-за ухудшения степени открытости трещин, водообильность отложений снижается.

В Большекавказской области, в зонах активной циркуляции, воды комплекса пресные гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 0,5 г/дм³. Воды источников, приуроченные к тектоническим нарушениям, относятся к напорным глубокой циркуляции. Характеризуются повышенной минерализацией до 10 г/дм³ и содержанием свободной углекислоты 1–2 г/дм³ и более. По химическому составу воды пестрые, слабоминерализованные – относятся к гидрокарбонатным кальциевым, кальциево-магниево-магний, с повышенной минерализацией – к гидрокарбонатным натриевым, гидрокарбонатно-хлоридным натриевым. Температура воды большинства источников колеблется от 4 до 12 °С. Дебиты родников 0,1–0,3 дм³/с. В зоне погружения пород и на отдельных тектонически нарушенных участках

Кумского, Верхнеподкумского, Маринского, Кисловодского месторождений вскрыты углекислые минеральные воды сульфатно-гидрокарбонатно-кальциево-магниевого, хлоридного натриевого состава с минерализацией от 0,8–1,7 до 4,7 г/дм³ и свободной углекислотой до 2,5 г/дм³. Водоносность обусловлена порово-пластовой проницаемостью пород, а также наложенными водопроницаемыми трещинно-пластовыми и трещинно-жильными системами. Порово-пластовая проницаемость отложений весьма незначительна и характеризуется дебитами скважин порядка 0,001–0,500 дм³/с. В трещинных зонах дебиты скважин возрастают до 1–20 дм³/с.

В Восточно-Предкавказском артезианском бассейне водоносный комплекс вскрыт на различных глубинах. В Дагестане с глубин 390–490 м (площади Гильяр, Эльдама) и до 1733 м (площадь Дагогни) выведены самоизливающиеся воды. Минерализация этих вод увеличивается с глубиной от 1,0–20,0 до 60–80 г/дм³, а химический состав изменяется от гидрокарбонатных натриевых до хлоридных натриевых. В восточной части бассейна глубина залегания комплекса составляет 3100–3300 м, а в юго-восточной – 3700–4720 м. Дебиты скважин изменяются от 0,03 до 3,40 дм³/с. Воды хлоридные натриевые с минерализацией 90–110 и 190–300 г/дм³, с высокими концентрациями брома.

Напорные воды комплекса представляет практический интерес как сырье для химической промышленности. На водах этого комплекса функционируют Верхнеподкумское, Нижнекармадонское и другие месторождения минеральных вод.

Относительно водоупорный ниже-среднеюрский вулканогенно-терригенный комплекс (J₁₋₂) развит в пределах Восточно-Предкавказского, Центрально-Кавказского и Большекавказского бассейнов. Отложения комплекса в основном выполняют межгорные депрессии и представлены аргиллитами, алевролитами, песчаниками, туфами, туфопесчаниками и лавами различного состава.

В Центрально-Кавказской области водообильность комплекса незначительна и связана в основном с областью экзогенной трещиноватости. Дебиты родников здесь не превышают 0,12–0,5 дм³/с. Минерализация невысока (до 0,7 г/дм³), химический состав гидрокарбонатный с различным катионным составом. Воды практически не используются.

В Восточно-Балкарской, Дигоро-Осетинской и Айдахох-Дарьяльской подзонах водоносность отложений связана с трещинами выветривания в аргиллитах, песчаниках, зонами тектонических разломов и зоной экзогенной трещиноватости. Дебиты родников составляют 0,1–0,8 дм³/с. Воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией от 0,04 до 0,8 г/дм³. Встречаются как пресные, так и минеральные углекислые гидрокарбонатные натриево-калиевые, сульфатно-карбонатные кальциевые с минерализацией 0,03–5,3 г/дм³. Пресные подземные воды используются для водоснабжения населенных пунктов [145, 147, 127]. Для более глубоких зон характерно наличие углекислых минеральных вод (Зарамагское месторождение). На глубине 50 м вскрыты минеральные воды, пьезометрические уровни которых устанавливаются ниже поверхности земли 0–1,3 м. Воды хлоридно-гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 6,6–8,2 г/дм³. С глубины 350–610 м получены самоизливающиеся воды (пьезометрические уровни от +36,6 до +70 м) с содержанием

углекислоты 1,4–2,0 г/дм³, с минерализацией от 10 до 32 г/дм³. Дебиты незначительны — от капельного до 0,05 дм³/с.

В Новороссийско-Лазаревском районе песчано-глинистые с известняками и мергелями отложения комплекса выходят на поверхность вдоль Бекишейского и Краснополянского разломов (верховья рек Псезуапсе, Шахе и Сочи). Подземные воды комплекса изучены лишь в зонах выветривания и тектонического дробления. Дебиты родников от 0,2 до 12,0 дм³/с. Воды ультрапресные и пресные с минерализацией от 0,04 до 0,5 г/дм³, гидрокарбонатные кальциевые и магниевые-кальциевые [132]. Наиболее крупные родники используются местным населением для хозяйственно-питьевых нужд. В Гойтхско-Ачишхинской складчатой и Абхазо-Рачинской зонах, а также в Псеашхинской депрессии встречены трещинные воды в вулканогенных образованиях мощностью 20–400 м. У села Бабук-Аул отмечено большое количество родников с дебитом до 20 дм³/с. Воды ультрапресные с минерализацией 0,03–0,08 г/дм³, редко 0,10–0,13 г/дм³, гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные с пестрым катионным составом. На южном склоне Западного Кавказа отложения комплекса выходят на поверхность в верховьях рек Шахе, Сочи, в ядре Дагомысской антиклинали и представлены вулканогенными отложениями порфиритовой серии. Воды пресные с минерализацией до 0,2 г/дм³, гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые и кальциевые. Дебиты родников составляют 0,3–3,0 дм³/с. Воды терригенных отложений Псеашхинской депрессии ультрапресные с минерализацией 0,01–0,06 г/дм³, гидрокарбонатные кальциевые. Дебиты родников составляют 0,3–0,5 дм³/с [132]. Питание осуществляется за счет атмосферных осадков и, частично, таяния ледников и снежников. Подземные воды глубокой циркуляции не изучены. Воды комплекса практически не используются.

Водоносная зона трещиноватости ниже-среднеюрских магматических комплексов различного состава (J₁₋₂) включает отложения маринского комплекса и содержит трещинные воды зоны эндогенной и экзогенной трещиноватости. Водообильность грунтовых вод зоны экзогенной трещиноватости незначительная, дебиты родников до 0,3 дм³/м. Встречаются как пресные (минерализация 0,1–0,5 г/дм³), преимущественно гидрокарбонатного кальциевого состава, так и минеральные источники (минерализация 1,7–2,5 г/дм³) сульфатно-хлоридного натриевого, магниевое-натриевого состава. Эта же зона приурочена к серии интрузий, вытянутых вдоль Главного Кавказского разлома от истоков р. Санчаро на юго-востоке до перевала Аишхо на северо-западе. Горные породы представлены габбро, диоритами, габбро-диоритами, гранитами, аплитами, риолитами. Подземные воды приурочены к коре выветривания интрузивных образований и тектоническим трещинам. Дебиты изменяются от десятых долей до 1,5–2 дм³/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,1–0,3 г/дм³.

Водоносный триасовый терригенно-карбонатный комплекс (Т) обнажается только в Северном Центрально-Кавказском районе. Здесь водовмещающие породы представлены песчаниками, известняками, гравелитами, конгломератами, алевролитами общей мощностью 1960 м. В зоне экзогенной трещиноватости отмечаются выходы родников с дебитами от сотых

долей до 3 дм³/с. Родниковые воды в основном гидрокарбонатного кальциевого состава с минерализацией от 0,04 до 0,10 г/дм³ [132]. В зоне затрудненной циркуляции воды комплекса не изучены. Родники используются для хозяйственно-питьевых нужд. В Северной Осетии воды затрудненной циркуляции используются как минеральные (Зарамагское месторождение).

Относительно водоносный карбон-пермский карбонатно-терригенный комплекс (С–Р) развит в пределах грабен-синклинория Передового хребта и сложен песчаниками, конгломератами, алевролитами, гравелитами, дацитами, туфами андезитов. Водоносность толщи обусловлена трещиноватостью, развитой в зоне выветривания, мощность которой от 20–50 до 100 м, и с трещинами в зонах тектонических нарушений. Будучи водонепроницаемыми или слабопроницаемыми в своей массе, отложения характеризуются локальной обводненностью. Дебиты родников изменяются от 0,02 до 0,50 дм³/с. Зоны дробления глубинных разломов отличаются большей водообильностью, дебиты родников в среднем составляют 0,5–2,5 и до 5,0 дм³/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые, сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-магниевые, преимущественно с минерализацией от 0,1 до 0,5 г/дм³, иногда 1,4–2,0 г/дм³ и с содержанием свободной углекислоты от 0,4 до 1 г/дм³ [132]. Дебиты поисково-разведочных скважин при самоизливе составляют 0,05–1,10 дм³/с. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,1–0,3 г/дм³ [155, 156]. Воды используются для хозяйственно-питьевых нужд.

Водоносная зона трещиноватости палеозойских магматических комплексов (PZ) приурочена к зонам экзогенной и эндогенной трещиноватости. В Блыбском поднятии, Бескесском выступе, в истоках рек Лаура, Безымянка, Цахва, в междуречьях Белая–Бол. Лаба, Киша–Уруштен подземные воды приурочены к коре выветривания интрузивных образований, а также к тектоническим трещинам. В местах дренажа трещин балками и долинами рек выходят родники с дебитами от десятых долей до 1,5–2,0 дм³/с. Более высокие дебиты родников отмечены в тектонических трещинах (до 5–7 дм³/с). Воды глубокой циркуляции здесь не изучены. Химический состав родниковых вод гидрокарбонатный кальциевый, сульфатно-гидрокарбонатный магниевый-кальциевый при минерализации 0,1–0,3 г/дм³.

В зоне Главного Кавказского хребта в гранитоидах широко развиты трещины отдельности, которые в результате интенсивно протекающих процессов выветривания сильно расширяются, что способствует поглощению атмосферных осадков и талых вод ледников. Мощность зоны выветривания может достигать 80–100 м. Дебиты родников, связанных с зоной трещиноватости, изменяются от $n \times 0,1$ до 1,5–3,0 дм³/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией в основном менее 0,1–0,3 г/дм³. В верхнем течении р. Урух, в долине его правого притока Танадон из трещиноватой зоны белореченских гранитов выходят источники минеральных вод, разнообразные по составу. Дебиты этих родников изменяются от 0,05 до 0,30 дм³/с. Воды гидрокарбонатно-хлоридные, хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией 1,2–5,7 г/дм³ при высоком содержании углекислоты (0,572–2,374 г/дм³). Здесь же, из трещиноватой зоны гранитов, получена вода (из интервала 35–658 м)

слабоуглекислая железистая борная маломинерализованная хлоридно-гидрокарбонатная натриевая. Возникновение минеральных источников района определяется его расположением в зоне крупных тектонических нарушений, вблизи выходов интрузий и других проявлений вулканизма [155, 156]. С уллукамскими гранитами связано Хазнидонское проявление радоновых вод с содержанием радона от 50 до 128 эман [146]. Минеральные воды источников пользуются особой популярностью среди местного населения и приезжих туристов.

Водоносная зона трещиноватости палеозой-верхнепротерозойских метаморфических комплексов (PZ–PR₂) приурочена к районам экзогенной трещиноватости и тектонического дробления метаморфических пород, развитых в Передовом и Главном хребтах. Эти породы водонепроницаемы в своей массе, но имеют локальную водоносность, связанную с трещиноватостью в зонах кор выветривания и тектонических разломов. Воды кор выветривания залегают не глубже 20–30 м. Дебиты родников изменяются в широких пределах — от 0,01 до 5–7 дм³/с. Более значительные расходы родников связаны с тектоническими трещинами [155, 156]. Химический состав вод гидрокарбонатный кальциевый, сульфатно-гидрокарбонатный магниевый-кальциевый. Минерализация от 0,03 до 0,20 г/дм³. Питание осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и таяния ледников. К водоносной зоне приурочены как пресные, так и минеральные (углекислые) источники. Расходы первых, как правило, значительно превышают расходы вторых. Так, группа источников, расположенных на левом склоне р. Баксан, приуроченная к тектоническому нарушению в кристаллических сланцах, имеет суммарный дебит 23 дм³/с. Из-за отсутствия в горной части населенных пунктов родниковые воды здесь практически не используются.

В заключение отметим, что перспективы развития гидрогеологических областей изученной площади оцениваются авторами следующим образом.

В пределах Восточно-Предкавказской области потребность в питьевом водоснабжении может удовлетворяться за счет четвертичных водоносных отложений (средне-верхнеэоценовый аллювиальный горизонт, бакинский и эоценовый (апшеронский) горизонт морских отложений), а также за счет акчагыл-эоценового терригенно-вулканогенного горизонта свиты Рухс-Дзуар и сарматского карбонатно-терригенного комплекса, распространенных в бассейнах Сунжи, Терека, Сулака, Самура и в прибрежных районах Каспия.

Огромный потенциал имеется здесь для использования термальных и минеральных промышленных вод, связанных с юрскими и нижнемеловыми отложениями, эксплуатационные ресурсы которых превышают сотни тыс. м³/с.

Восточно-Черноморский артезианский бассейн Абхазской провинции южного склона Северо-Западного Кавказа в значительной степени обеспечен питьевыми водами за счет водоносного голоценового горизонта аллювиальных отложений и за счет вод повехностных водотоков. Перспективы прироста эксплуатационных ресурсов территории связываются с увеличением степени освоения уже известных месторождений, а также с освоением ресурсов горных речных долин южного склона Большого Кавказа.

Минеральные лечебные воды пока обеспечивают потребности региона. Перспективы прироста их ресурсов связываются с увеличением степени освоенности уже известных месторождений.

Центрально-Кавказская складчатая область полностью обеспечивает потребность в питьевом водоснабжении за счет вод голоценового горизонта аллювиальных отложений, широко развитых в среднем течении рек. А с освоением ресурсов горных речных долин область может восполнять дефицит в питьевом водоснабжении других регионов. Минеральные лечебные воды, довольно широко распространенные здесь, пока практически не используются в связи со слабой освоенностью территории.

Большекавказская складчатая область, аналогично Центрально-Кавказской, полностью обеспечивает потребность в питьевом водоснабжении за счет вод голоценового горизонта аллювиальных отложений. Освоение водных ресурсов горных речных долин может восполнять дефицит в питьевом водоснабжении других регионов. Минеральные лечебные воды используются здесь менее чем на 10–20% в связи со слабой освоенностью территории.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

СУША

Описываемая территория охватывает главным образом бассейны рек Кубань, Терек, Сулак, Самур и верховья бассейнов рек Кубань и Кума. Кроме них, здесь формируются менее значительные по площади бассейны рек Мзымта, Уллучай, Чирагчай и других многочисленных малых рек, берущих начало на южном и северном склонах Кавказского хребта, являющегося основным водоразделом, определяющим направление процессов речной эрозии, денудации, транспортировки и аккумуляции. Природные ландшафты формируются в соответствии с указанными закономерностями развития речной сети. Для подавляющей части суши характерно развитие горных ландшафтов с абсолютными высотами от 400 до 5000 м. Лишь на северо-востоке территории, в дельте рек Терек и Сулак развита небольшая по площади группа ландшафтов, имеющих невысокие значения абсолютных высот, вплоть до расположения поверхности ниже уровня моря.

Экологическая ситуация в геологической среде (ГС) на изученной территории складывается в результате сложного взаимодействия природных и антропогенных факторов. Наиболее хозяйственно освоены ландшафты предгорий, лесостепи, степи и дельты, а также интразональный ландшафт крупных рек. В меньшей степени освоены горные ландшафты. Это обстоятельство обусловило преимущественно природный облик большинства развитых здесь горных ландшафтов (ландшафты 1–8). Явные признаки антропогенного воздействия проявляются лишь в пределах наиболее крупных населенных пунктов – городов Нальчик, Прохладный, Моздок, Владикавказ, Грозный и др. (ландшафт 16) и на участках многолетних и интенсивных геологоразведочных и эксплуатационных работ, как внemasштабных, так и выражаемых в масштабе схемы (Уруп, Тырныауз, Садон, Верхний Фиагдон и др.).

Горные ландшафты

1. Ландшафт высоких (абс. отметки – до 5000 м на западе) и средних (абс. отметки – до 3000 м на востоке) глубоко расчлененных эрозионно-тектонических гор, сложенных ниже-среднеюрскими терригенными и вулканогенно-терригенными отложениями. Растительность представлена субальпийскими лугами, отдельными массивами лиственных лесов и кус-

тарников на бурых горно-луговых и лесных почвах. Охватывает высокогорную часть территории от р. Урух на западе до р. Самур на востоке. Тип ландшафта по условиям миграции возможных загрязнителей — эрозионно-денудационный, сорбционная способность пород — от высокой (лед) до низкой (скальники). Почвы — от слабобразвитых до редколесья, объем биомассы — малый и средний. Большая высота и низкие среднегодовые температуры воздуха и пород (от <0 до $>0^\circ$) сдерживают скорости химических реакций. По этим показателям геохимическая устойчивость ландшафта оценивается на южном фланге (нивальная зона) как высокая, на северном (склоны, водоразделы) — как средняя. Геодинамическая устойчивость — от средней до низкой: преимущественно глинисто-сланцевый субстрат; крутизна склонов — от $30\text{--}40^\circ$ до отвесной; частые возникновения оползней, снежных лавин, селей, в том числе катастрофических. Геохимическое загрязнение почв, коренных пород и донных отложений тяжелыми металлами (Сг, Мо, Ва, Со, Мп, Аs, Рb, Zn) — преимущественно природное и составляет от 8 до 16 ПДК или фоновых значений [146]. Потенциал самоочищения почв — высокий. Трудная доступность территории обуславливает минимальное влияние антропогенного воздействия на геологическую среду.

2. Ландшафт высоких (абс. отметки — до 5000 м) и средних (абс. отметки — до 3000 м) глубоко расчлененных эрозионно-тектонических гор, сложенных преимущественно метаморфическими и интрузивными породами, межгорных депрессий, сложенных преимущественно глинистыми сланцами. Растительность — альпийские и субальпийские луга, хвойные и смешанные леса на горно-луговых и горно-лесных почвах. Охватывает высокогорную часть территории от р. Урух на востоке до р. Пшеха на западе. Эрозионный тип ландшафта, стимулирующий самоочищение, низкая сорбционная способность пород, малый объем биомассы в сочетании с повышенным увлажнением, невысоким содержанием гумуса в горно-лесных и горно-луговых почвах определяют среднюю, реже — высокую геохимическую устойчивость ландшафта. От средней до высокой колеблется и его геодинамическая устойчивость. Наличие в центральной части ландшафта Архызско-Гузерикульской депрессии, сложенной терригенными образованиями, обуславливает широкое развитие в данном районе оползневых процессов, речной эрозии, процессов оврагообразования и снижает его геодинамическую устойчивость. Многочисленные ледники и фирновые поля являются причиной частых селей. Крутые горные склоны способствуют развитию оползней, оспей и сходам снежных лавин.

Многочисленные месторождения и проявления рудных полезных ископаемых явились причиной широкого распространения как природных, так и техногенных аномалий тяжелых металлов в коренных породах, почвах и донных осадках. Так, почвы в верховьях рек Уруштен, Мал. и Бол. Лаба, Мал. и Бол. Зеленчук, Кубань, Баксан загрязнены Sr, Ва, Мп, Сг, Zn, Cu, Со, W, Мо, Рb, Аs от 6—8 до 16—32 ПДК или фоновых значений. От 6 до 16 фоновых значений имеет интенсивность загрязнения Рb, Zn, Аs, V, Мо, W, Cu, Сг, Со, Ni донных осадков рек Бол. Лаба, Уруп, Маруха, Аксаут, Теберда, Кубань, Баксан и многих их притоков [152]. Еще один природный загрязнитель ГС — радиоактивные элементы. В метаморфических и грани-

тоидных породах, карбоновых и пермских конгломератах, развитых от левобережья Киши до Бол. Лабы, выявлены рудопроявления и потенциальные рудные поля урана и тория с интенсивностью гамма-излучения от 30 до 4000 мкР/ч (выше 8–32 ПДК) [54]. Самая высокогорная часть ландшафта располагается в границах ряда высокогорных заповедников и заказников. Труднодоступность территории обуславливает минимальное влияние антропогенного воздействия на геологическую среду.

3. Ландшафт средних и высоких интенсивно расчлененных эрозионно-тектонических гор и межгорных понижений на вулканогенно-терригенных отложениях нижней и средней юры. Растительность – альпийские и субальпийские луга, хвойные и смешанные леса на горно-луговых и горно-лесных почвах. Границы ландшафта совпадают с границами Псеашхинской депрессии. Тип ландшафта по условиям миграции возможных загрязнителей – эрозионный, сорбционная способность пород – средняя (для песчаников, туфов и др.). Показатели годового количества атмосферных осадков колеблются от 800 до 1000 мм, что позволяет отнести геохимическую устойчивость данной территории к среднему уровню. Геодинамическая устойчивость ландшафта в целом низкая, что вытекает из наличия достаточно типичных для него оврагов, осыпей, селей, предрасположенность к которым определяется песчано-глинистым субстратом, значительной крутизной склонов, средней закрепленностью поверхности растительностью и регулярностью осадков. Геохимическое загрязнение коренных пород и почв преимущественно природное и не превышает 8 ПДК или фонов [152]. Антропогенное влияние незначительное. Территория ландшафта располагается в пределах Кавказского государственного биосферного заповедника.

4. Ландшафт среднегорной междуэстовой депрессии на терригенных, реже магматических и метаморфических породах. Расположен в границах Северорюрской депрессии. Растительность – субальпийские луга в сочетании с лиственными лесами на серых и бурых горно-лесных почвах. Условия миграции возможных поллютантов меняются от эрозионно-денудационных к денудационным, способность горных пород к сорбированию загрязнителей и объем биомассы (лиственные и хвойные леса и локальные участки лугов, а также сельхозугодий) – средние. Геохимическая и геодинамическая устойчивость ландшафта – средняя. Инфильтрационный коэффициент увлажнения ландшафта больше 1. Литологический состав склоновых отложений – щебень, дресва, глыбы, суглинки, супеси, обусловил широкое развитие оползневых процессов, овражной сети. Геохимическое загрязнение коренных пород и почв преимущественно природное и не превышает 16 ПДК или фонов. Донные отложения, в большей степени, имеют техногенное загрязнение, которое колеблется от 8 ПДК (реки Мал. и Бол. Зеленчук, Маруха, Аксаут, Теберда, Кубань) до 16 и более ПДК (реки Уруп, Баксан). Состав поллютантов – As, Zn, Pb, Ba, Cu, Co, Ni, V, W, Mo [152]. Интенсивно проявлен антропогенный фактор. Кроме горнодобывающих объектов (Урупский Гок, Эльбрусский рудник, Тырныаузский ГОК и др. и связанные с ними сопутствующие производства) в границах ландшафта широко развиты селитебные объекты и сопутствующие им типы и подтипы антропогенного воздействия на геологическую среду (сельскохозяйственный, промышленный, транспортный, водохозяйственный, лесотехнический).

5. Ландшафт куэст от высоких до низких, а также межкуэстовых депрессий преимущественно на карбонатных, реже песчано-глинистых отложениях. Охватывает территории Скалистого и Пастбищного хребтов на западе и территорию Известнякового Дагестана на востоке. Растительность: на западе — лиственные леса и субальпийские луга на горно-луговых черноземах бурых горно-лесных почвах; на востоке — луговая, реже лесная растительность на лугово-степных горно-лесных черноземовидных и коричневых почвах. Эрозионно-денудационный тип по условиям миграции возможных загрязнителей, низкая и средняя способность горных пород сорбировать поллютанты любого происхождения, понижение годового уровня атмосферных осадков до 600—800 мм, повсеместное (за исключением обрывов куэсты Скалистого хребта) развитие среднегумусных почв, в целом определяют среднюю геохимическую устойчивость рассматриваемого ландшафта. Карбонатный состав горных пород, подверженных карстообразованию, определяет среднюю геодинамическую устойчивость. Крутизна склонов здесь колеблется от 20—30 до 90°, закрепленность поверхности растительностью также средняя. Геохимическое загрязнение почв и коренных пород в основном природное и не превышает 8 фонов. Трудная доступность территории обуславливает минимальное влияние антропогенного воздействия на геологическую среду, которое проявлено на незначительной площади, в основном по долинам крупных рек. Техногенное загрязнение тяжелыми металлами до 8 ПДК отмечается в донных отложениях всех крупных рек, а по рекам Баксан и Ардон содержания тяжелых металлов (As, Cu, W, Mo, Zn, Pb, Ba) в донных отложениях превышают 16 ПДК [152]. Поверхностные воды этих рек загрязнены нефтепродуктами и хлорорганическими пестицидами до 8 ПДК.

6. Ландшафт средних и высоких глубоко расчлененных структурно-денудационных и эрозионно-тектонических гор с межгорными понижениями, сложенных преимущественно терригенно-вулканогенными и карбонатными породами. Охватывает территорию южного склона Большого Кавказа. Растительность представлена субальпийскими лугами, лиственными лесами с примесью сосны и пихты, реже сосновыми лесами, вдоль побережья Черного моря растительность субтропического пояса на горно-луговых, лесных почвах. Денудационно-эрозионный тип рельефа, высокая и средняя сорбционная способность глинистых и карбонатных пород, обилие осадков, большой объем биомассы обуславливают низкий уровень геохимической устойчивости. Пестрый литологический состав, широкое развитие тектонических нарушений определяют геодинамическую устойчивость ландшафта как среднюю. В пределах ландшафта широко развиты оползневые процессы, боковая эрозия, участки оврагообразования. Геохимическое загрязнение почв, коренных пород и донных отложений преимущественно природное и не превышает 8 ПДК. Трудная доступность территории определяет минимальное антропогенное воздействие на геологическую среду. Интенсивно освоена только прибрежная полоса шириной до 3 км. Здесь располагается большинство населенных пунктов, проходит транспортный коридор Туапсе—Сочи. Нагрузка на геологическую среду здесь максимальная.

7. Ландшафт низко-среднегорных хребтов и аккумулятивно-абразионной равнины на верхнеюрско-нижнемиоценовых терригенных флишевых отло-

жениях (район Сочи—Адлер). Влажные лиственные леса, реже хвойные леса колхидского типа с вечнозеленым подлеском, луга на горно-лесных и перегнойно-карбонатных почвах. Высокая и средняя сорбционная способность пород вызывает в целом низкую геохимическую устойчивость ландшафта. Геодинамическая устойчивость ландшафта также низка, т. к. среди коренных пород много рыхлых. Особенно неустойчивы легкоразмокаемые глины палеогена. Широко развиты оползни и овраги. Прибрежная зона интенсивно освоена. Нагрузка на геологическую среду здесь максимальная.

Ландшафты эрозионно-аккумулятивных равнин

8. Ландшафт равнины высокой эрозионно-денудационной расчлененной, слабонаклонной, сложенной песчано-глинистыми отложениями верхнего палеогена-неогена. Охватывает предгорную часть от р. Терек на западе до р. Чирагчай на востоке. Растительность — массивы лиственных лесов, реликты степи ковыльной и полынной на черноземах. Тип миграции возможных поллютантов — эрозионно-денудационный, сорбционные способности коренных пород — от высоких (для глин «майкопской» серии) до средних (для песчаных и карбонатных осадков). Характерно повышение содержания гумуса в черноземах обыкновенных, иногда засоленных до 4–5 %. Такое сочетание геохимических параметров обуславливает среднюю устойчивость данного ландшафта. Таков же уровень геодинамической устойчивости, что подтверждается достаточно широким развитием оврагов, оползней, селей, наличием здесь не только прочных, но и всего лишь связных (глины) пород, слагающих склоны с крутизной до 15–20°. Южнее и севернее г. Буйнакск по долине р. Шураозень развиты участки подтопления и засоления почв. Геохимическое загрязнение почв и горных пород преимущественно природное и не превышает 8 ПДК. В составе поллютантов Sr, Mo, Zn, Ba, Mn. Антропогенное влияние незначительно и проявлено, в основном, в виде животноводческой деятельности.

9. Ландшафт низких слаборасчлененных хребтов и плоских межхребтовых и предгорных равнин, наклонных, эрозионно-аккумулятивных, террасированных на миоцен-плиоценовых и четвертичных отложениях. Распространен в восточной части Предкавказья, охватывая Кабардинский, Сунженский, Терский, Гудермесский хребты и межхребтовые равнины. Растительность — массивы лиственных лесов, реликты степи ковыльной и полынной на черноземах. Тип ландшафта по условиям миграции возможных поллютантов — эрозионно-аккумулятивный, способность их к сорбированию прямо пропорциональна содержанию илесто-глинистой составляющей, сплошное развитие низкогумусных почв аллювиального типа, в целом позволяет отнести ландшафт к среднему уровню геохимической устойчивости. Степень геодинамической устойчивости данного ландшафта также средняя: здесь имеет место оврагообразование, плоскостной смыв, причем величина площадного развития этих процессов не превышает 10 %. Аллювий представлен преимущественно рыхлыми разностями и слагает склоны, крутизна некоторых колеблется от 5 до 20° (на бровках террас), растворимость обломков преимущественно низкая. Техногенные экзоген-

ные процессы представлены подтоплением и засолением 17 % сельхозугодий. Территория ландшафта интенсивно освоена. Здесь широко развито богарное и поливное земледелие и связанная с ним сеть магистральных и оросительных каналов. Осуществляется добыча нефти и газа. Широко развита сеть нефтяных и газовых трубопроводов. Проходит транспортный коридор Минеральные Воды—Нальчик—Грозный. В пределах ландшафта сосредоточены наиболее крупные города региона: Нальчик, Владикавказ и Грозный, в которых действуют многочисленные предприятия химической, нефтеперерабатывающей, машиностроительной и металлообрабатывающей промышленности. Техногенное загрязнение донных отложений, поверхностных и подземных вод отмечается по рекам Баксан, Чегем, Урух, Ардон, Терек, Комбилеевка, Сунжа. Состав поллютантов — As, Zn, Pb, Cu, Ba, W, Mo, нефтепродукты, хлорорганические пестициды, медь. Интенсивность загрязнения колеблется от 8 до 16 ПДК и более [152].

10. Ландшафт слабонаклонной эрозионно-аккумулятивной равнины на элювиально-делювиальных и эолово-делювиальных плиоцен-четвертичных отложениях. Растительность преимущественно сельскохозяйственная, отмечаются реликты сухой степи на каштановых почвах. Тип ландшафтов по условиям миграции поллютантов эрозионно-аккумулятивный, коэффициент увлажнения меньше 1, заметно (до 350 мм) снижается годовой слой атмосферных осадков, объем биомасс — ниже среднего. Преобладают рыхлые породы, слагающие пологие склоны, закреплённость поверхности растительностью — средняя. В целом геохимическая и геодинамическая устойчивости оцениваются преимущественно как средние. Геохимическое загрязнение почв и коренных пород незначительное. Наблюдается техногенное загрязнение донных отложений магистральных каналов с интенсивностью до 8 ПДК. В составе поллютантов — As, Pb, Zn, Mo, W [152]. Наиболее освоен юг ландшафта, территория между р. Терек и каналом им. Ленина. Здесь проходит транспортный коридор Прохладный—Гудермес. Здесь же, в районах широкого развития поливных земель наблюдается подтопление и засоление почв.

11. Ландшафт равнины низменной эоловой дефляционно-аккумулятивной на современных и позднечетвертичных песках. Растительность полупустынная на песках и песчаных почвах. Тип ландшафтов по условиям миграции поллютантов дефляционно-аккумулятивный, коэффициент увлажнения меньше 1, заметно снижается годовой объем осадков (250—350 мм), объем биомасс — минимальный, содержание гумуса в песчаных почвах и песках составляет менее 1 %. Преобладают рыхлые песчаные породы, закреплённость поверхности растительностью — низкая. Геохимическое загрязнение минимальное. Антропогенное влияние незначительное и проявляется в виде животноводческой деятельности.

Ландшафты аккумулятивных равнин

12. Ландшафт морских террас представлен равниной низменной аккумулятивной, аллювиально-морской развитой на отложениях плиоцен-четвертичного возраста. Охватывает прибрежную территорию от г. Махачкала на севере до р. Самур на юге. Растительность — виноградники, пашни, зла-

ково-попынные и солянковые ассоциации на каштановых почвах, редкие массивы широколиственных лесов в поймах крупных рек. Тип ландшафтов по условиям миграции поллютантов аккумулятивный, коэффициент увлажнения меньше 1, заметно (до 350 мм) снижается годовой слой атмосферных осадков, объем биомасс – ниже среднего. Преобладают рыхлые породы, слагающие пологие склоны, закреплённость поверхности растительностью – средняя. В целом геохимическая и геодинамическая устойчивости оцениваются преимущественно как средние. Из экзогенных процессов на территории ландшафта наблюдается подтопление и засоление почв, в районах развития поливного земледелия, а также интенсивная абразия береговой зоны. Катастрофические абразионные процессы и подтопление отмечаются в районах гг. Махачкала, Дербент, а также Каспийск и Избербаш. Кроме того, в районе г. Махачкала широко развиты техногенные оползни. Геохимическое загрязнение почв и коренных пород незначительное и не превышает 8 ПДК. В составе поллютантов – Pb, Zn. Наблюдается техногенное загрязнение донных отложений большинства рек с интенсивностью до 8 ПДК. В составе поллютантов – As, Pb, Co, Ni, Mn. В поверхностных водах р. Самур отмечены хлорорганические пестициды, фенолы, взвешенные вещества в объеме до 8 ПДК [152]. Территория интенсивно освоена. Около 30 % территории занято под сельскохозяйственные культуры. Площади орошаемых земель составляют до 10 % территории ландшафта и располагаются вдоль Самур-Дербентского канала. Широко развито садоводство и виноградарство. По территории ландшафта проходит транспортный коридор Махачкала-Баку. На Избербашской площади долгое время осуществлялись разведочно-эксплуатационные работы на нефть и газ. В пределах ландшафта расположены крупные города Махачкала, Каспийск, Избербаш, Дербент в которых функционируют предприятия химической, машиностроительной и металлообрабатывающей промышленности.

13. Ландшафт равнины низменной аккумулятивной, дельтовой, аллювиально-морской, заболоченной на четвертичных и современных глинисто-песчаных отложениях. Охватывает почти всю территорию дельт Терека, Акса, Акташа и Сулака. Растительность преимущественно сельскохозяйственная, отмечаются реликты сухой степи, отдельные массивы широколиственных лесов и кустарников распространены по долинам крупных рек и вдоль каналов. Геохимическая устойчивость ландшафта низкая, в силу обилия биомассы и заболоченных территорий. Геодинамическая устойчивость средняя. Геохимическое загрязнение почв незначительное и не превышает 8 ПДК. Техногенное загрязнение донных отложений интенсивностью до 8 ПДК отмечается по рекам Терек, Акташ, Сулак. Состав поллютантов – As, Pb, Co. Поверхностные воды этих же рек загрязнены хлорорганическими пестицидами, нефтепродуктами, фенолами, медью с концентрацией до 8 ПДК [152]. Широко распространены процессы заболачивания, подтопления, засоления почв. На территории Аграханского полуострова развиты процессы ветровой эрозии. Территория хозяйственно освоена, более 90 % занято сельскохозяйственными угодьями. Широко развита сеть оросительных каналов и связанные с ними участки поливного земледелия, в том числе рисовые чеки.

14. Ландшафт равнины низменной аккумулятивной, морской засоленной, развитой на четвертичных лиманно-морских и болотно-морских глинисто-песчаных отложениях. Распространен на прибрежных территориях в устьях рек Старый Терек и Сулак. Растительность представлена однолетними и многолетними солянками на аллювиальных почвах. Характеризуется низкой геохимической и геодинамической устойчивостью. В пределах ландшафта широко распространены процессы заболачивания, подтопления и засоления почв, а также ветровой эрозии. Геохимическое загрязнение почв незначительное и не превышает 8 ПДК. Техногенное загрязнение донных отложений интенсивностью до 8 ПДК отмечено в нижнем течении р. Сулак. Состав поллютантов – As, Co. Поверхностные воды здесь загрязнены нефтепродуктами, фенолами, медью с концентрацией до 16 ПДК [152].

15. Ландшафт интразональный основных речных долин, сложенных рыхлыми аллювиальными и аллювиально-озерными отложениями различной мощности и состава. В данном масштабе выделяется только по долинам рек Терека и Сунжи в предгорной и равнинной территориях. Растительность – леса, луга на аллювиальных, луговых и лугово-каштановых почвах. Геохимическое загрязнение поверхностных вод и донных отложений, широко развитое в равнинной зоне, преимущественно техногенное. В поверхностных водах отмечаются нефтепродукты, хлорорганические пестициды, медь. Концентрация загрязнения колеблется от 8 до 16 ПДК и более, достигая максимальных значений ниже по течению от крупных населенных пунктов. Донные отложения загрязнены тяжелыми металлами (Zn, Pb, Ba, Mo, W, Cu, As). Интенсивность загрязнения колеблется от 8 до 16 ПДК и более, достигая максимума на реках Баксан и Ардон ниже по течению от действующих Тырныаузского и Садонского рудников. Протяженность аномалий по р. Баксан составляет 80 км, по р. Ардон – 30 км. Аналогичная донная аномалия Pb, Zn отмечается севернее г. Владикавказ, ниже по течению р. Комбилеевка.

Техногенный ландшафт

16. Ландшафт техногенный крупных промышленных центров. Распространен на городских территориях Грозного, Владикавказа, Нальчика, Махачкалы и др. Его главной отличительной особенностью является коренное и необратимое нарушение природных ландшафтов, чрезмерная антропогенная нагрузка и полная невозможность самовосстановления окружающей среды до первоначального состояния. Уровень техногенного загрязнения почв тяжелыми металлами в промышленных зонах достигает 8–16 ПДК и более, а в отдельных точках в сотни раз превышают ПДК. Так, например, в г. Нальчик, на территории ОАО «Искож» (химическое производство), ОАО «Гидрометаллург» (производство редкометалльных концентратов) и АО «Машиностроительный завод» (литье, металлообработка, сборка механизмов) установлены следующие содержания тяжелых металлов (ПДК): W (67), Mo (Zс до 84, ПДК не установлено), As (15), Sb (4), Pb (20), Zn (2) [145]. В долине р. Сунжа, в районе г. Грозный в результате многолетней и бесконтрольной деятельности нефте-

перерабатывающих предприятий из-за постоянных утечек сформировался подземный нефтеносный горизонт, выходящий на поверхность [152]. Подобные производства расположены в городах Владикавказ, Махачкала, Прохладный, Моздок, Кизляр, Гудермес, Хасавюрт.

В соответствии с «Временной схемой сейсмического районирования Северного Кавказа», разработанной Институтом физики Земли [19], на описываемой территории возможны катастрофические землетрясения силой до 8–9 баллов по сейсмической шкале MSK-64. При этом средняя повторяемость этих явлений составляет от 100 (в горной зоне) до 1000 (на равнине) лет.

Вся равнинная часть и большая часть предгорий располагается в зоне с повышенной концентрацией радия в подземных водах.

Оценка экологического состояния геологической среды

Для оценки экологической ситуации в геологической среде рассматриваемой площади использованы принципы, изложенные в действующей «Инструкции-95», и «Критерии оценки экологической обстановки территории для выявления зон чрезвычайной экологической ситуации и зон экологического бедствия».

Оценка экологического состояния геологической среды проводилась по пяти градациям: благоприятная, удовлетворительная, напряженная, кризисная и катастрофическая.

По совокупности техногенных и природных негативных факторов к категории **катастрофическое состояние** относятся две территории: район г. Грозный и прибрежный Каспийский район [152]. Площадь Грозненского катастрофического района составляет около 2000 км². К техногенным катастрофическим явлениям относятся:

– загрязнение почв, поверхностных и подземных вод нефтепродуктами вследствие практически непрерывной разведки, добычи, переработки и транспортировки. В результате постоянных потерь в четвертичном аллювиальном водоносном горизонте долины р. Сунжа сформировалась техногенная линза нефтепродуктов с запасами около 3 млн т. Загрязненность нефтепродуктами всех компонентов ГС превышает ПДК в сотни и тысячи раз [152];

– деформация природного рельефа (проседание поверхности), вплоть до техногенных землетрясений силой до 7 баллов (эпицентр – в 16 км от Грозного) вследствие длительной эксплуатации нефтяных месторождений;

– загрязнение почв, донных отложений и поверхностных вод тяжелыми металлами до 10 ПДК (Pb, Mo, V, Cr, As, Ba, Cu и др.) в результате деятельности металлообрабатывающих и машиностроительных предприятий, строительного производства, работы коммунальных служб;

– подтопление и засоление территории в результате многолетнего функционирования сети оросительных каналов.

Территория Каспийского катастрофического района располагается в прибрежной части Каспия, охватывая зону ландшафта 12, и имеет площадь около 2500 км². К техногенным катастрофическим явлениям относится за-

ряжение почв, донных отложений, поверхностных и подземных вод нефтепродуктами, нитратами, хлороорганическими пестицидами и тяжелыми металлами (As, Pb, Co, Ni, Ba, Mn, Cu) до 8 ПДК, подтопление и засоление почв вследствие длительных разведочно-эксплуатационных работ на нефть и газ и многолетнего функционирования оросительных каналов. К природным катастрофическим явлениям относится подъем уровня Каспия и, как следствие, интенсивная абразия берегов и затопление сельскохозяйственных, промышленных, селитебных и рекреационных территорий. Средняя скорость подъема уровня Каспия составляет 13,5 см в год. В зону затопления попадают города Махачкала, Каспийск, Избербаш, Дербент и более 70 поселков с общим числом жителей более 100 тыс. человек.

В связи с недостаточностью природоохранных мероприятий в обоих районах отмечается ухудшение состояния компонентов геологической среды.

Территории с **кризисным состоянием** геологической среды составляют 14,2 % описываемой площади. Большая их часть располагается в пределах Северо-Осетинской, Чеченской и Дагестанской республик (Моздокский, Терский, Аргунский, Аксайский, Терский дельтовый, Сулакский дельтовый, Буйнакский, Гамриозеньский, Курахский кризисные районы) [152] и охватывает территорию бассейнов рек Терека, Сунжи, Аксай, Сулак от г. - Моздок до побережья Каспия. Основанием для отнесения данной территории к кризисной является аномально высокое загрязнение почв, донных отложений, поверхностных и подземных вод нефтепродуктами, нитратами, пестицидами, тяжелыми металлами, превышающее 10 ПДК. Широкое развитие оползневых процессов, подтопление и засоление почв [152].

Незначительные по площади кризисные территории выделяются в районах действия горнорудных предприятий: Урупский, Эльбрусский, Худесский, Тырныаузский, Садонский и Фиагдонский рудники. В связи с закрытием большинства рудников экологическая ситуация на этих территориях стабилизируется. К кризисной отнесена также прибрежная зона Черноморского побережья на участке Лазаревское—Адлер, где антропогенное давление на компоненты геологической среды максимальное. Здесь отмечается ухудшение экологической ситуации, в связи с резким увеличением объемов строительства в рамках подготовки к Олимпийским играм 2014 г.

Территории с **напряженным состоянием** геологической среды составляют 74 % описываемой площади. К ним отнесены территории с природным загрязнением почв и горных пород тяжелыми металлами, концентрации которых не превышают 8 ПДК. Техногенное загрязнение поверхностных вод и донных отложений не превышает 16 ПДК. Развитие экзогенных процессов умеренное. Антропогенное давление на компоненты геологической среды среднее.

Территории с **удовлетворительным состоянием** геологической среды составляют 5,8% описываемой площади. Большая их часть располагается в пределах труднодоступных территорий либо в границах заповедников и заказников. Антропогенное воздействие на компоненты геологической среды минимальное.

Территории с **благоприятным состоянием** геологической среды составляют 2,9 % описываемой площади. Большая их часть располагается в высокогорной части и приурочена к природоохранным зонам.

ЧЕРНОЕ МОРЕ

В акватории Черного моря, в пределах описываемой территории, выделяется четыре основных ландшафта, характеризующих условия осадко-накопления и гидродинамику акватории.

17. Ландшафт *шельфа* расположен на глубинах от 0 до 50 м и более. В его пределах различают прибрежную (глубины 0–30 м), центральную (глубины 30–50 м) и внешнюю (глубины 50–70 м) зоны. Прибрежная зона характеризуется, прежде всего, интенсивным волновым воздействием, в результате которого определяется преобладание крупнозернистых отложений в приурезовой зоне моря, на глубинах от 4 до 25 м, и осуществляется постоянная миграция осадков. В центральной зоне шельфа осадки переносятся вдольбереговыми течениями и отчасти – течениями открытого моря. В этой зоне происходит аккумуляция осадков и их миграция. Зона глубин от 30 до 50 м представлена алевропелитовыми грунтами. Вдольбереговые течения образуют гряды высотой до 0,6 м и шириной до 40 м, движущиеся к северо-западу. По мере движения материал приглубых частей гряд перераспределяется параллельно изобатам. На глубинах от 50 до 70 м гряды движутся к бровке шельфа.

Внешняя зона шельфа находится на глубинах более 50 м вне зоны волнового воздействия. Алевролитовые, а глубже – алевропелитовые осадки этой зоны как при штормах, так и в штиль, в основном перемещаются во взвеси параллельно изобатам, отклоняясь под воздействием компенсационных течений в сторону моря до 1 км. В верхней части глубоководной зоны шельфа осадки транспортируются неволновыми течениями системы прибрежных антициклонических вихрей. В результате чередования северо-западных и юго-восточных течений поток осадков совершает возвратно-поступательные движения вдоль береговой линии.

Основные структуры шельфа пересекают его бровку под острым углом, образуя специфический мезорельеф. Натурные наблюдения показали, что кроме волочения взвеси по дну и сальтации, здесь непрерывно, со скоростью до 10 см/с, движется слой фолликул и отдельных частиц толщиной от 2 до 3 см. Расход материала в этом слое оценивается в несколько тонн в сутки на 1 км профиля. Комбинация вдольсклоновых потоков, влияния микро- и мезорельефа и гравитации приводит к выводу твердого стока за пределы шельфа.

Режим растворенного O_2 в верхнем слое 0–50 м подчиняется общим для аэробных бассейнов закономерностям, его содержание достигает 80–120 % полного насыщения. С развитием весенне-летнего термоклина и началом вегетационного периода кислородное насыщение достигает 140 % на глубине от 20 до 30 м. После 50 м под постоянным термоклином летом еще присутствуют высокие концентрации кислорода, но глубже они быстро понижаются и на глубинах 150–180 м на станции они не превышают 1,0 мл/л. На этих глубинах на шельфе расположена зона сосуществования кислорода и сероводорода, которую принято называть редокс-клином, или С-слоем.

18. Ландшафт *материкового склона* представляет собой глубоководную зону за пределами шельфа с углами наклона до 15° и с преобладанием процессов денудации. На пологих участках склона развиты процессы нефело-

идной седиментации. Так как склоны удалены от источников сноса, на них отлагаются мелкие алевриты и алевропелиты с прослоями известкового планктона (фораминиферово-кокколитовые илы). В пределах материкового склона широко развиты подводные каньоны, по которым осуществляется транзит осадочного материала к подножию склона. Подводные каньоны, получая осадочный материал при вдольбереговом перемещении наносов, транспортируют его вниз придонными обычными и турбидитными течениями. Течения в каньонах со скоростями до 50 см/с, а также оползни и гравитационные потоки перемещают песчаный материал и обломки пород различных размеров. Протяженные участки днищ долин лишены современных отложений и подвержены интенсивной донной эрозии. На бортах каньонов молодые осадки также часто снесены оползнями. Осадки каньонов могут размываться и переотлагаться турбидитными потоками. За пределами русел каньонов наносы с шельфа поступают на склон, перемещаясь по нему. Типичные отложения склонов — оползни и пластинчатые гравитационные потоки. Масштабы активной деятельности потоков разжиженных осадков и зерновых потоков невелики.

В устьях каньонов формируются аккумулятивные тела дистальных частей. Это илистые отложения потоков вещества большой плотности, насыщенные грубо- и крупнозернистым песчано-алевритовым материалом.

19. Ландшафт *основания материкового склона* (углы наклона до $1,4^\circ$) на субгоризонтальных или слабонаклонных поверхностях расположены на глубине от 1800 до 2000 м. Здесь доминируют процессы аккумуляции из потоков вещества большой плотности. В число потоков вещества высокой плотности входят оползни, обвалы, камнепады, лавины, пластические (обломочные, зерновые и грязевые) потоки разжиженных осадков. Турбидитные течения со скоростями до 200 см/с и более способны перемещать крупнообломочный материал и связаны с сильными штормами, землетрясениями и катастрофическими паводками.

20. Ландшафт *абиссальной равнины* — области предельной аккумуляции осадков. Малые углы наклона абиссальной равнины способствуют геодинамической стабильности и преобладанию процессов аккумуляции. На их устойчивость могут повлиять лишь интенсивные сейсмоактивные процессы, маловероятные в этой акватории.

Гидрохимические условия глубоководной зоны иные, чем на шельфе. Режим растворенного кислорода в верхнем слое 0–50 м подчиняется общим для аэробных бассейнов закономерностям. С-слой не заглублен, как на шельфе, нисходящим движением вод прибрежной зоны конвергенции и господство восстановительных условий, с верхней границей сероводорода на уровне 0,3 мг/л, начинается с глубин от 150 м.

Содержание сероводорода в анаэробной зоне растёт до глубины 1500 м, стабилизируясь на уровне около 9,5 мг/л. На сероводородном барьере происходит самоочищение загрязнённых вод. Восстановители: органические вещества, сульфиды Fe и H_2S как результат деятельности сульфатредуцирующих бактерий. В процессе самоочищения Cu, Pb, Mo, Zn выпадают в осадок в виде труднорастворимых сульфидов, не достигая ПДК. Под воздействием сероводорода снижается содержание не только металлов, но и таких распространённых загрязнителей, как нитраты и сульфаты.

Сейсмическая обстановка: акватория северной части листа К-37 находится под влиянием сейсмогенных процессов Адлер-Туапсинской зоны с потенциальной сейсмичностью от 7 до 9 баллов. Очаги землетрясений расположены в пределах шельфа. Почти вся площадь материкового подножия и абиссальной равнины относится к асейсмичным зонам.

Загрязненность нефтепродуктами: согласно классификации Черноморского комитета по дампингу 1991 г., осадки большей части территории листа относятся к природно чистым грунтам (класс А), однако локальные аномалии содержания нефтепродуктов в донных осадках могут достигать значений, соответствующих сильно загрязненным и даже токсичным грунтам. Вблизи свалки грунтов на станции 385 был поднят токсичный грунт техногенного происхождения с содержанием нефтепродуктов 1191,1 мг/кг.

В пределах материкового склона и абиссальной равнины выявлены локальные аномалии метана и его легких гомологов. Аномалии тяжелых гомологов метана и углекислого газа отмечены только на абиссальной равнине. Аномальные содержания метана и углекислого газа связаны с их биогенным генезисом (за счет сульфатредукции) и, возможно, с грязевым вулканизмом.

Загрязненность пестицидами: содержания пестицидов в воде — на пределе обнаружения. Загрязненность акватории на листе К-37-III ХОП в 2002 и 2003 гг. практически одинакова в поверхностных и придонных водах: α -ГХЦГ $<0,002$; β -ГХЦГ $<0,002$; γ -ГХЦГ $<0,010$; гептахлор $<0,005$; 4,4-ДДЭ $<0,005$; 4,4-ДДД $<0,010$; 4,4-ДДТ $<0,020$ мкг/л.

По данным 2004 г., содержания пестицидов в донных осадках было ниже пределов обнаружения, что обусловлено резким снижением их применения в сельском хозяйстве.

Загрязненность тяжелыми металлами: содержания тяжелых металлов в донных осадках, как правило, соответствуют региональному фону и не превышают двух фоновых значений. Локальные аномалии приурочены к районам с интенсивной техногенной нагрузкой. На шельфе в районе г. Сочи в осадках обнаружены локальные аномалии цинка с концентрацией 0,1100 %, на порядок превышающей ПДК, и хрома — 0,0154 %, что в 3 раза выше фонового значения. Выше ПДК средние концентрации никеля и меди.

Геолого-экологическая обстановка оценивается как мера отклонения состояния окружающей среды от естественного состояния. Объектом экологической оценки глубоководной части является деятельный слой. Учитывая стабильность его нижней границы, мы не выделяем зону сероводородного заражения как зону с неблагоприятной экологической обстановкой.

Прибрежно-морская зона, где проявляются негативные последствия нарушения баланса вещества и энергии на берегу, отнесена к категории акваторий с напряженной экологической обстановкой. На подавляющей площади листа, удаленной от берега, ландшафты сохранили свои первичные свойства. Вместе с тем, на площади выделяются участки с кризисной и напряженной экологической обстановкой.

На остальной части шельфа поступающие в море токсиканты, тяжелые металлы, нефтепродукты, полициклические ароматические углеводороды рассеиваются и разбавляются. Однако здесь встречаются отдельные аномальные концентрации канцерогенных металлов. Малая степень нарушения, локальность участков с содержаниями ТМ менее 8 ПДК позволяют выделить здесь зону удовлетворительной экологической обстановки.

Для материкового склона и абиссальной равнины, затронутых антропогенным воздействием в минимальной мере, экологическая ситуация оценивается как благоприятная. Этому не мешает сероводородное заражение гидросферы ввиду стабильного положения нижней границы деятельного слоя (200 м).

КАСПИЙСКОЕ МОРЕ

В пределах акватории Каспийского моря выделяется три ландшафта, сформированных на шельфе и подводном склоне на глубинах от 5–20 до 500–700 м. Важнейшими факторами, определяющими экологическую ситуацию в морской части листов К-38 и К-39, являются процессы размыва берегов и антропогенного загрязнения морских экосистем за счет аккумуляции поллютантов, поступающих в составе стока с суши. Факторами, контролирующими развитие абразии, являются климатические изменения, определяющие развитие современной трансгрессии. Для выделения геохимических условий акватории Каспийского моря были использованы данные о типе донных отложений, преобладающих донных сообществах, геоморфологических особенностях, господствующих течениях и ведущему типу миграции.

21. Ландшафт *зоны шельфа* представлен морской аккумулятивной равниной, сложенной песчаными осадками с ракушей верхнеэоценового возраста. Ландшафт занимает 40 % площади акватории, примыкает к береговой линии и расположен преимущественно в пределах зоны смещения морских и речных вод. Здесь характерны неволновое, волновое вдольбереговое перемещение наносов. По особенностям осадконакопления он может быть охарактеризован как трансаккумулятивный ландшафт, с преобладанием транзита осадочного материала. Этому ландшафту соответствуют значительные по площади отложения алевритовых илов и песка, и лишь в отдельных районах наблюдается преобладание среди донных отложений алевритовых песков и ракушки. Кроме того, в незначительных понижениях дна происходит аккумуляция алевритовых илов. Временами при волновых явлениях и штормах наблюдается взмучивание илов, что приводит к вторичному загрязнению морских вод.

22. Ландшафт *материкового склона* представлен морской аккумулятивной равниной, сложенной алевритовыми илами, глиной и ракушкой неоплейстоцен-голоценового возраста. Ландшафт занимает 60 % акватории. Для него характерно неволновое перемещение наносов.

Антропогенное воздействие на геологическую среду акватории связано с хозяйственной деятельностью на реках, в самой акватории и с наличием поллютантов. Содержания большинства элементов в донных осадках характеризуются фоновыми или нижефоновыми значениями.

23. Ландшафт *подножия материкового склона*. Здесь доминируют процессы аккумуляции из потоков вещества большой плотности. В число потоков вещества высокой плотности входят оползни, обвалы, камнепады, лавины, пластические (обломочные, зерновые и грязевые) потоки разжиженных осадков. Турбидитные течения со скоростями до 200 см/с и более способны перемещать крупнообломочный материал и связаны с сильными штормами, землетрясениями и катастрофическими паводками.

Экологическое состояние акватории Каспийского моря, прилегающей к береговой линии, определено как **кризисное**. Оно обусловлено, в первую очередь, сбросом в море неочищенных сточных вод, общим объемом до 83,57 млн м³/год, а также интенсивно минерализованных вод из грифонов, образовавшихся на месте нефтяных скважин на отработанных месторождениях общим объемом до 710 тыс. м³/год. Во-вторых, изменением береговой линии вследствие трансгрессии и попаданием в прибрежную зону техногенных объектов с интенсивной загрязняющей составляющей. Это открытые водоемы – накопители промышленных и бытовых стоков, свалки бытовых и производственных отходов, нефтехранилища и нефтебазы. По данным Госкомприроды Дагестана, за последние годы содержание ТМ в прибрежных водах возросло в 10 раз, микробиологическая загрязненность морских вод превысила норму в 100–200 раз. Существенно увеличилось содержание в морской воде и донных осадках нефтепродуктов, СПАВ, хлорорганических пестицидов. Такое состояние характерно для 10 % акватории.

Напряженное состояние геологической среды характерно для 15 % акватории. Основным фактором, определяющим здесь экологическое неблагополучие, является антропогенное воздействие.

Удовлетворительное состояние геологической среды характерно для 40 % акватории. При этом зона с удовлетворительным состоянием очень близко расположена к побережью Дагестана, почти вплотную приближаясь к зоне кризисного состояния. Эта, казалось бы, не совсем стандартная ситуация объясняется тем, что течения не дают поллютантам распространяться далеко за пределы кризисной зоны, а также естественным механизмом самоочищения акватории и малым воздействием антропогенных факторов.

Благоприятное состояние акватории характерно для 35 %. Оно обусловлено отсутствием воздействия антропогенных факторов, удаленности от той части территории, откуда возможен привнос поллютантов, и механизмом естественного самоочищения акватории.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных работ по составлению комплекта Госгеолкарты-1000/3 обобщен и проанализирован весь новый материал, накопленный за последнее годы по стратиграфии, магматизму, метаморфизму, тектонике, полезным ископаемым, гидрогеологии и экологии сухопутной и акваториальной частей листов К-37, -38, -39.

В соответствии с масштабом карты многочисленные подразделения, выделенные для картирования в масштабе 1 : 200 000, объединены в серии и комплексы.

Впервые для всей рассматриваемой территории составлены геологическая карта и карта четвертичных образований в зональных легендах с выделением местных стратиграфических подразделений. Уточнено геологическое строение региона (в том числе глубинное) с привлечением геофизических, геохимических и дистанционных данных. На основе сбора, обобщения и анализа материалов предшественников и полученных новых данных уточнен возраст протолитного материала и регионального метаморфизма толщ кристаллического основания Передового и Главного хребтов, колчеданосных осадков палеозоя, а также вулканогенных и интрузивных образований.

По данным сейсмического зондирования откартирована зона сочленения аллохтонных комплексов горного сооружения Большого Кавказа (Чвежипсинского синклиория) и автохтонных образований Закавказской плиты. Она представляет собой систему подвигов, фиксирующихся подворотом слоев и хаотическим рисунком сейсмозаписи.

Выполнена оценка минерально-сырьевого потенциала на нефть и газ в пределах краевых прогибов Центрального Кавказа. При наличии огромного объема нефтематеринских пород и возможности формирования структур-ловушек различного типа выявление новых объектов в пределах Терско-Каспийской нефтегазоносной области определяется в основном детальностью и глубиной исследований, а также качеством геофизических исследований и совершенством методик их интерпретации.

Реальные перспективы могут иметь, прежде всего, Терская (10.2.2) и Сунженская (10.2.3) нефтегазоносные зоны, а также Южно-Дагестанский (10.3) нефтегазоносный район. Перспективные структуры на уровне меловых отложений прогнозируются в Советско-Курской (10.2.1) и Черногорской (10.2.4) нефтегазоносных зонах.

В акватории Каспийского моря реальные перспективы могут иметь Яламо-Хазарский (11.2) и Сегендыкский (11.1) прогнозируемые нефтега-

зональные районы. Только по двум лицензионным участкам ОАО «ЛУ-КОЙЛ» прогнозные извлекаемые ресурсы углеводородов оцениваются здесь в 1,1 млрд т условного топлива, в том числе: нефти — 121,6 млн т, газа — 874 млрд м³, конденсата — 77 млн т.

В Черноморской нефтегазовой провинции реальные перспективы могут иметь многочисленные структуры, установленные в границах Туапсинской и вала Шатского прогнозируемых нефтегазовых областей.

Перспективы нефтегазовости *Туапсинской прогнозируемой области (12)* связаны с локальными поднятиями и литологическими ловушками разного типа в Туапсинском прогибе. Нефтегазоперспективными комплексами здесь могут быть верхний мел, олигоцен—нижний миоцен, средний и верхний миоцен, плиоцен, в которых как на прилегающей суше, так и в акватории имеются признаки нефтегазовости. Прогнозные локализованные ресурсы категории D_2 только по пяти локальным поднятиям составляют 100 млн т условного топлива.

Перспективы нефтегазовости *прогнозируемой области вала Шатского (13)* также связаны с крупными локальными поднятиями и литологическими ловушками на уровнях от верхней юры до нижнего миоцена включительно. Локализованные ресурсы категории D_2 в пределах трех поднятий (на уровне J_3) составляют 91 млн т условного топлива.

Минерально-сырьевой потенциал и перспективы территории на вольфрам могут быть связаны с зонами влияния глубинных Пшекиш-Тырныаузского и Заканского межблоковых разломов и находящимися над ними образованиями макерского метаморфического комплекса, а точнее, амфиболитами дуппхского метаморфического подкомплекса, выступающих в качестве геохимических барьеров. Наибольшие перспективы имеет Лабинно-Аксаутский рудный район минерагенической зоны Главного хребта. Однако единственное уже разведанное здесь месторождение остается пока не востребованным. Оживление в этом районе геолого-разведочных работ может быть связано с развитием дорожно-транспортной инфраструктуры. Однако перспективы увеличения ресурсной базы рудного района невысоки в силу высокой степени его изученности.

Наращивание ресурсов по свинцу и цинку может связываться, в основном, с Садонским рудным районом Самуро-Белореченской минерагенической зоны. Они составляют здесь по категориям $P_1 + P_2 + P_3$: по свинцу — 397 тыс. т, по цинку — 795 тыс. т. Перспективы района связываются с доизучением флангов и глубоких горизонтов известных месторождений, в том числе Джимидонского, однако, учитывая предельную изученность территории, значительного увеличения ресурсного потенциала ожидать не следует.

Медноколчеданное оруденение и связанное с ним золото тесно ассоциирует с образованиями девонской островной дуги минерагенической зоны Передового хребта. Однако из разведанных восьми месторождений лишь одно уже отработано и еще одно разрабатывается. Перспективы выявления новых объектов могут связываться со слабо изученными районами, где островодужные формационные комплексы перекрыты позднегерцинской молассой или четвертичными образованиями.

Приводораздельная минерагеническая зона на сегодняшний день представляется наиболее перспективным объектом исследований, в ее преде-

лах возможно выявление крупных медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений. В первую очередь это относится к Ахтычайскому и Аваро-Андийскому рудным районам. В первом из них дальнейшего изучения требуют глубокие горизонты и фланги месторождения Кизил-Дере, а во втором ждут своей очереди такие перспективные участки с уже установленным колчеданным оруденением как Мачхалор I–V, Мушлак, Калакор, Джоахор, Тунсарибор, Курдул II и др. Труднодоступность территории и плохоразвитая инфраструктура значительно осложняют проведение здесь работ. Дальнейшее изучение этих районов возможно при вводе в эксплуатацию месторождения Кизил-Дере.

Перспективы на золото, в том числе нетрадиционных для Кавказа формационных типов, реально могут связываться только с Черек-Кубанской минерагенической зоной (Эльбрусский, Тызыл-Малкинский, Маринский и Хуламский рудные узлы), где прогнозные ресурсы категорий $P_2 + P_3$ оцениваются в 463,5 т. Сложность их освоения связана с труднодоступностью и отдаленностью от действующей обогатительной фабрики.

Оценка перспективности других минерагенических зон, районов, узлов и их прогнозные ресурсы приведены в гл. «Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района».

Экологическая обстановка региона внушает значительные опасения. Наиболее угрожающим здоровью населения и состоянию природной среды являются: неконтролируемое загрязнение почв, подземных и поверхностных вод металлами, нефтепродуктами и пестицидами и т. д., несанкционированные сбросы неочищенных промышленных и бытовых вод и отходов, добыча полезных ископаемых, нарушающая гидродинамические и гидрогеологические режимы грунтовых вод. Рекомендуются следующие мероприятия для нейтрализации воздействия вредных факторов на окружающую среду:

- создание необходимых мощностей очистных сооружений и хранилищ отходов сельскохозяйственного производства;
- выполнение мероприятий по предотвращению деградации почв и активизации эрозионных процессов;
- рекультивация земель в местах бывшей добычи полезных ископаемых;
- восстановление поврежденных и создание новых лесопосадок;
- контроль за соблюдением норм и правил землепользования.

Создан банк данных картографической и фактографической информации с использованием современных ГИС-технологий.

Наряду с полученными новыми данными остались нерешенными некоторые проблемы возраста магматических и метаморфических комплексов и дискуссионные вопросы тектоники.

Для более точного и обоснованного установления возраста протолитного материала и регионального метаморфизма нижнепалеозойских и верхнепротерозойских комплексов и увязки схем магматизма и метаморфизма необходимо, прежде всего, уточнение абсолютного возраста интрузивных образований, причем с использованием комплекса изотопных методов на различных по возрасту объектах.

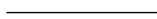
В горной части Большого Кавказа остается не изученной на современном уровне практически вся территория Чеченской, Ингушской и Дагестанской республик. Здесь необходима постановка работ по ГДП-200.

Требуют постановки геофизических работ вопросы глубинного строения региона, особенно морфологии межблоковых шовных зон на сочленении основных геотектонических элементов.

В Предкавказских краевых прогибах рекомендуется постановка современной глубинной сейсморазведки для выявления клиновидных структур в юре и олигоцен-нижнемиоценовой части разреза, а также полей развития рифовых построек в подсолевом комплексе и в триасовых отложениях.

Заслуживает внимания разработка методов попутного использования вод нефтяных и газовых месторождений, минеральных вод с лечебными свойствами, а также термальных и промышленных вод.

Для реализации потенциала территории необходимо дальнейшее расширение на восток геологосъемочных и специализированных работ масштаба 1 : 200 000.



СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Абдулаев Р. Н. и др.* Материалы к геохронологии Кавказа // Труды XV сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. — М., 1970.
2. *Ажгирей Г. Д., Баранов Г. И., Кропачев С. М.* и др. Геология Большого Кавказа. — М.: Недра, 1976. 263 с.
3. *Андреев В. М.* Четвертичные отложения восточной части Российского сектора Черного моря // XII Международная школа морской геологии. Тез. докл. Т. I. — М., 1997. С. 6.
4. *Андреев В. М., Буриндина Л. В., Горшков А. С., Шельтинг С. К.* Фаунистическая характеристика неоген-четвертичных отложений Туапсинского прогиба и возраст материкового склона // Материалы к юбилейной конференции «Теория и практика морских геолого-геофизических исследований». — Геленджик, 1999. С. 122–124.
5. *Андреев В. М., Туголесов Д. Д., Хренов С. Н.* Грязевые вулканы и нефтегазопроявления Российского сектора Черного моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. Т. 2. — Киев, 2006. С. 50–59.
6. *Андреев В. М., Шельтинг С. К.* К геоморфологии российского сектора Черного моря // Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. IV. — М., Геос, 2007. С. 6–8.
7. *Андреев В. М., Шельтинг С. К., Глебов А. Ю., Неводниченко С. П.* Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е Серия Кавказская. Лист К-37-III (Долина Кумани). — СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 50 с.
8. *Аракелянц М. М., Борсук А. М., Гурбанов А. Г.* О термальном ореоле гранитоидного интрузива // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1988, № 6.
9. *Архангельский А. Д., Страхов Н. М.* Геологическое строение и история развития Черного моря. — М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.
10. *Афанасенков А. П., Никишин А. М., Обухов А. Н.* Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. — М.: Научный мир, 2007. 174 с.
11. *Афанасьев Г. Д.* Основные итоги изучения магматизма Большого Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 7.
12. *Баранов Г. И., Греков И. И.* Геодинамическая модель Большого Кавказа // Проблемы геодинамики Кавказа. — М.: Наука, 1982. С. 51–59.
13. *Баранов Г. И., Белов А. А., Дотдугев С. И.* Большой Кавказ // Тектоническая расчлененность литосферы и региональные геологические исследования. — М.: Наука, 1990. С. 196–214.
14. *Баранов Г. И., Греков И. И., Пруцкий Н. И.* Палеогеодинамические обстановки формирования колчеданного оруденения на Северном Кавказе и некоторые общие

- вопросы металлогении // Новые направления в изучении колчеданных месторождений. — Новочеркасск: НГТУ, 1997. С. 7–23.
15. *Безносов Н. В., Буритар М. С.* Объяснительная записка к Стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. — М.: Недра, 1973. 194 с.
 16. *Белов А. А.* Главные домезозойские структурные зоны и история развития Средиземноморского пояса. — М.: Наука, 1980. С. 55–66.
 17. *Белов А. А.* О ярусном расчленении пермских отложений Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 12.
 18. *Белов А. А.* Тектоническое развитие альпийской складчатой области в палеозое. — М.: Наука, 1981. 212 с.
 19. *Белов А. А., Ермаков Е. А.* Тектоника // Государственная геологическая карта РФ. Лист L-(37), (38). Объяснительная записка. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 81–97.
 20. *Белов А. А., Кизевальтер Д. С.* Основные черты строения и истории развития позднегерцинского структурного этажа центральной части Северного Кавказа (средний карбон–нижний триас). Геология Центрального и Западного Кавказа // Тр. Кавказ. экспед. ВАГТ и МГУ. Т. 3. — М.: Гостоптехиздат, 1962. С. 275–314.
 21. *Белов А. А., Моссаковский А. А., Соколов С. Д. и др.* Позднепалеозойско-ранне-мезозойское развитие Средиземноморско-Центральноазиатской ветви Тетиса (палинспастические реконструкции) // Проблемы геодинамики Большого Кавказа. — М.: Наука, 1982. С. 21–30.
 22. *Беридзе М. А., Пруидзе М. П., Чихрадзе Г. А.* Опыт реконструкции раннеюрских центров вулканизма в геосинклинали Южного склона Большого Кавказа // Палеовулканизм и его продукты. — Петрозаводск, 1977. С. 45–49.
 23. *Богатиков О. А., Богина М. М., Бубнов С. Н., Газеев В. М., Гурбанов А. Г. и др.* Типы магм и их источники в истории Земли. Ч. 1. Магматизм и геодинамика — главные факторы эволюции Земли. — М.: ИГЕМ РАН, 2006. 398 с.
 24. *Борсук А. М.* Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. — М.: Наука, 1979.
 25. *Борукаев Ч. Б., Расцветаев Л. М., Щерба И. Г.* Мезозойские и кайнозойские олистостромы на Южном склоне Западного Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1981. Т. 56. Вып. 6. С. 32–43.
 26. *Газеев В. М.* Петрология и потенциальная рудоносность Эльбрусского вулканического центра: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. — М., 2003. 26 с.
 27. *Гамкрелидзе И. П., Шенгелия Д. М.* Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. — М., 2005. С. 458.
 28. Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. Ч. I, II. — М.: Недра, 1968. 759 с.
 29. Геология СССР. Том IX. Северный Кавказ. Ч. I / Ред. В. П. Ренгартен. — 1947.
 30. *Глумов И. Ф., Маловицкий Я. П. и др.* Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря. — М.: Недра, 2004.
 31. *Горшков А. С., Ступак С. Н. и др.* Погребенная миоценовая долина — возможный объект поисков нефти и газа в Черноморской впадине // Геология нефти и газа, 1987, № 10. С. 24–28.
 32. Государственный баланс запасов полезных ископаемых РФ на 1 января 2001 г. Вып. 11. Медь. Ч. 3. — ЮФО, КЧР. МПР РФ, 2001.
 33. *Греков И. И., Кропачев С. М., Момот С. П.* Марухский покров в палеозое Северного Кавказа // Сов. геология, 1974, № 1. С. 77–85.
 34. *Греков И. И.* Сдвиги в структуре Северного Кавказа и их минерагеническое значение // Проблемы геологии, геоэкологии и минерагении Юга России и Кавказа. Т. 1. — Новочеркасск: ООО НПО «Темп», 2006. С. 145–155.
 35. *Греков И. И., Омельченко В. Л.* Палеогеодинамика довизейского вулканизма Центрального Кавказа // Металлогения древних и современных океанов. Т. 2. — Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. С. 101–105.

36. Греков И. И., Письменный А. Н., Энна Н. Л. Тектодинамика Ардонской очаговой зоны на Большом Кавказе // Региональная геология и металлогения, № 28, 2006. С. 48–59.

37. Греков И. И., Пруцкий Н. И. Проблемы геодинамики и металлогении Центрального Кавказа в позднегерцинский–триасовый этап развития Северного Кавказа // Проблемы геологии и геоэкологии Южнороссийского региона. Сб. науч. тр. – Новочеркасск: Набла, 2001. С. 4–16.

38. Греков И. И., Пруцкий Н. И. Проблемы тектоники и металлогении Северного Кавказа // Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа. – Эссентуки: 2000. С. 208–226.

39. Греков И. И., Пруцкий Н. И. Трехлучевые системы Северного Кавказа и их металлогеническое значение // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии Юга России и Кавказа. Т. 1. – Новочеркасск: НПИ, 2002. С. 53–59.

40. Греков И. И., Пруцкий Н. И., Энна Н. Л. Тектоно-магматические (очаговые) зоны фанерозоя Северного Кавказа // Литосфера, 2004, № 3. С. 127–136.

41. Греков И. И., Энна Н. Л., Письменный А. Н. Тектонодинамика, магматизм и металлогения Ардонского перешейка на Большом Кавказе // Проблемы геологии, полезных ископ. и экологии Юга России и Кавказа: Мат-лы IV Междунар. науч. конференции 4–6 февраля 2004 г. Т. 1. Актуальные проблемы геологического изучения южного региона. С. 37–57.

42. Гурбанов А. Г., Ханнелль М., Липпoldt Г. И., Кобер Б. Петрогенезис и возраст пород маекерской и буульгенской серий в зоне Главного хребта Большого Кавказа // Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. Мат-лы VIII конференции по геологии и полезным ископаемым, Эссентуки, 1995. С. 168–171.

43. Джанелидзе Т. В., Адамия Ш. А. и др. Средняя юра. Байос. Порфириновая серия. Вопросы геологии Северо-Западной Абхазии. – Тбилиси: Мецниереба, 1972.

44. Думитрашко Н. В., Лилиенберг Д. А., Будагов Б. А. Рельеф и новейшая тектоника Юго-Восточного Кавказа. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. 115 с.

45. Еришов А. В., Никишин А. М. Новейшая геодинамика Кавказско-Аравийско-Восточно-Африканского региона // Геотектоника, 2004, № 2. С. 55–72.

46. Зональная стратиграфия фанерозоя России / Науч. ред. Т. Н. Корень. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 256 с.

47. Келлер Б. М., Меннер В. В. Палеогеновые отложения Сочинского района и связанные с ними оползни // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. XX (№ 1–2). 1945. С. 83–101.

48. Коновалов Ю. Ф., Попова О. Г., Кухмадов С. У., Минина Н. А., Туйкина А. С. Глубинные строения сейсмоопасной зоны Кавказских Минеральных Вод // Разведка и охрана недр, 2001, № 2. С. 26–29.

49. Короновский Н. В., Демина Л. И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника, 1999, № 2. С. 17–35.

50. Корсаков С. Г. Витязевский тектонический покров в структуре западного погружения орогена Большого Кавказа // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Т. 1. – М.: GEOS, 2008. С. 432–437.

51. Корсаков С. Г., Семенуха И. Н., Горбова С. М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Кавказская. Лист L-37-XXXIV. – СПб., 2001. С. 182.

52. Крашенинников В. А. Стратиграфия миоценовых отложений Средиземноморья по фораминиферам. – М.: Наука, 1971. 237 с.

53. Лаврищев В. А., Греков И. И., Башкиров А. Н. и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Кавказская. Лист К-37-IV (Сочи). – СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 134 с.

54. Лаврищев В. А., Пруцкий Н. И., Семенов В. М., Башкиров А. Н. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Кавказская. Лист К-37-V (Красная Поляна). – СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 214 с.

55. *Лебедев Л. И., Алексина И. А., Кулакова Л. С.* и др. Каспийское море // Геология и нефтегазоносность. — М.: Наука, 1987.
56. *Лебедько Г. И., Усик В.И.* Геохронология Северного Кавказа. — Ростов-на-Дону: РГУ, 1985. 148 с.
57. *Лебедько Г. И.* Фундамент Северного Кавказа. — РГУ, 1980.
58. *Леонов М. Г.* Гравитационные и тектоно-гравитационные микститы в структуре складчатых областей. Автореф. докт. дисс. — М., 1979. 62 с.
59. *Леонов М. Г.* Дикий флиш Альпийской области. — М.: Наука, 1975. 137 с.
60. *Летавин А. И.* Тафрогенный комплекс молодой платформ Юга СССР. — М.: Наука, 1978. С. 146.
61. *Летавин А. И.* Фундамент молодой платформы Юга СССР. — М.: Наука, 1980.
62. *Логинова Г. А.* О границе верхней юры и нижнего мела на территории Кисловодского района и в бассейне рек Кубани и Малого Зеленчука // Вестник МГУ. 1960, № 4. С. 8–12.
63. *Ломизе М. Г., Панов Д. С.* Ранняя и средняя юра Большого Кавказа (стратиграфия, и тектоника, вулканизм и геодинамическая эволюция) // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. — М.: ГЕОС, 2007. С. 39–110.
64. *Ломизе М. Г., Суханов М. К., Цветков А. А.* Кавказская окраина Тетиса в начале альпийского этапа // Тектоника Средиземноморского пояса. — М.: Наука, 1980. С. 172–179.
65. *Маркус М. А.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Кавказская. Лист К-38-ХI (Хасавюрт). — СПб: ВСЕГЕИ, 2001. 64 с.
66. *Москалев Е. Л. и др.* Геологическая карта Кавказа масштаба 1 : 50 000. Лист К-38-39-Б. — 1961. 395 с.
67. *Никишин А. М., Лаврищев В. А., Болотов С. Н.* и др. Сеноманский вулканизм на западе Большого Кавказа и проблемы истории формирования трога Большого Кавказа и Восточно-Черноморского бассейна // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 2. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. С. 52–54.
68. *Никишин М. А.* Тектоника субдукционных циклов на примере южной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 2. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. С. 50–52.
69. Новейший и современный вулканизм на территории России / Отв. ред. Н. П. Лавров (Ин-т физики Земли им. О. Ю. Шмидта). — М.: Наука, 2005. 604 с.
70. *Обыскалов О. К., Марков А. Н., Грабкин О. В. и др.* О надвиговом строении фундамента Предкавказья в северном обрамлении Минераловодского выступа // Сов. геология, 1992, № 3. С. 68–72.
71. *Омельченко В. Л., Белов А. А., Греков И. И.* Ранне-среднепалеозойский вулканизм Передового хребта и палеотектоническая зональность Большого Кавказа // Геотектоника, 1984, № 5.
72. *Паниев Э. С., Кузнецов Ю. А.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Кавказская. Лист К-38-XXIV (Ахты). — М.: Недра, 1991.
73. *Панов Д. И.* Геологическая карта Северного Кавказа, масштаб 1 : 50 000. Лист К-38-1-В. — Ессентуки, 1958.
74. *Панов Д. И., Гущин А. И.* Структурно-фациальное районирование территории Большого Кавказа для ранней и средней юры и регионально-стратиграфическое расчленение нижне-среднеюрских отложений // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. — М.: Наука, 1987.
75. *Панов Д. И., Стафеев А. Н.* Ранне- и среднеюрская история Скифской и Туранской плит // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2000. № 2. С. 19–27.
76. *Панов Д. И., Стафеев А. Н., Юцис В. В.* Раннеюрский этап развития Северного Кавказа и Предкавказья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 6. С. 3–14.

77. *Поль И., Хесс Ю., Гурбанов А. Г.* и др. Происхождение и петрогенезис миоценовых трахириолитов (А-тип) из северной части Большого Кавказа. — М.: Наука, 1993. С. 108–125.
78. *Потапенко Ю. Я.* Бечасынская зона. Бечасынский метаморфический комплекс // Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. — М.: Наука, 1991. С. 9–18.
79. *Потапенко Ю. Я.* Стратиграфия и структура додевонских комплексов Северного Кавказа. — Тбилиси: Мецниереба, 1982.
80. *Потапенко Ю. Я., Гурбанов А. Г.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист К-37-V. Объяснительная записка. — М., 1976. С. 144.
81. *Потапенко Ю. Я., Момот С. П.* Новые данные о кембрийских отложениях Северного Кавказа // ДАН СССР. 1965. Т. 164. № 3.
82. *Пруцкий Н. И., Панов Д. И.* Новые данные по стратиграфии нижнеюрских отложений Главного хребта Западного Кавказа // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1981. № 4.
83. *Ростовцев К. О., Агаев В. Б., Агаев В. Б., Азарян Н. Р. и др.* Юра Кавказа // Труды РАН. Комитет по геологии и использованию недр. Межвед. стратигр. ком. Т. 22. — СПб.: Наука, 1992.
84. *Савин С. В., Василенко В. Ф. и др.* Оценка прогнозных ресурсов металлических и неметаллических полезных ископаемых Северного Кавказа по состоянию на 1.01.1998. — Ессентуки, 1998.
85. *Семкин В. А., Корсаков С. Г., Котов А. Б.* Результаты самарий-неодимовых и уран-свинцовых изотопных исследований пород Бечасынской зоны Центрального Кавказа // Мат-лы Международной научной конференции по проблемам геологии и геоэкологии Юга России и Кавказа. Т. 1. — Новочеркасск: Набла, 1997. С. 42–44.
86. *Снежко В. А., Белова М. Ю.* Первая находка органических остатков в метаморфитах Кубанского пересечения Бечасынской зоны // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии Юга России и Кавказа. Т. 2. Мат-лы III Международной научной конференции. — Новочеркасск, 2002. С. 87–89.
87. *Снежко В. А., Потапенко Ю. Я., Усик В. И.* Геодинамическая модель формирования герцинских гранитоидов Большого Кавказа // Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа. — Ессентуки, 2000. С. 155–175.
88. *Сомин М. Л.* Зона Передового хребта // Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. — М.: Наука, 1991. С. 18–25.
89. *Сомин М. Л., Герасимов В. Ю., Лаврищев В. А., Сумин Л. В.* Кристалликум Блыбского и Бескесского выступов Северного Кавказа: изотопно-геохронологические данные и проблема их интерпретации // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии Юга России и Кавказа. — Новочеркасск, 2002.
90. *Сомин М. Л., Лепехина Е. Н., Канилова А. Н.* и др. Вариссийский возраст гнейс-мигматитового комплекса Центрального Кавказа: результаты U-Pb-датирования по Zr // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Т. 2. — М.: ГЕОС, 2006. С. 300–304.
91. *Срабоян М. Х., Снежко В. А., Доля А. Н., Потапенко Ю. Я.* Магматические комплексы Северного Кавказа и проблемы их систематики // Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. — Ессентуки, 1995.
92. *Станкевич Е. К.* Новейший магматизм Большого Кавказа. — Л.: Недра, 1976. С. 232.
93. Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. — М.: Недра, 1975.
94. *Тамбиев А. С.* Палеструктурный анализ и прогнозирование колчеданного оруденения в базальтоидных комплексах рифтовых зон. — Тбилиси: Сабчата Сакартвелло, 1986. 231 с.

95. Тугаринов А. И., Бибикова Е. В. и др. Геохронологическое расчленение магматических комплексов Северного Кавказа и связи с ними полиметаллического оруденения // Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. — М.: Наука, 1978.

96. Хаин В. Е., Левин Л. Э. Геодинамика и псевдосубдукция в Альпийско-Кавказско-Черноморском регионе // Сборник трудов, посвященный 100-летию со дня рождения П. Д. Гамкрелидзе. — Тбилиси, 2004. С. 34–45.

97. Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики. — МГУ, 1995. С. 476.

98. Хаин В. Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации // Геотектоника, 1975, № 1.

99. Хаин В. Е. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. — М.: Наука, 1984. 96 с.

100. Чегодаев Д. С., Греков И. И., Омельченко В. Л. Региональная стратиграфическая схема девонских отложений Северного Кавказа. — Ессентуки, 2000. 86 с.

101. Чегодаев Д. С., Греков И. И., Омельченко В. Л., Потапенко Ю. Я., Корень Т. Н. Региональная стратиграфическая схема силурийских отложений Северного Кавказа. — Ессентуки, 2001.

102. Чегодаев Л. Д. Нижний силур Передового хребта Северного Кавказа // Сов. геология, 1977, № 12.

103. Чегодаев Л. Д. Стратиграфия силурийских и нижнедевонских (лахковских) отложений на Северном Кавказе / А. М. Обут и др. Граптолиты, конодонты, стратиграфия силура, нижнего девона Северного Кавказа. — Новосибирск: Наука, 1988.

104. Черных В. И. О позднеплейстоценовом оледенении бассейна Кубани // Тезисы докл. VI конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. — Ессентуки, 1985. С. 186–189.

105. Черных В. И. Тектоно-гравитационное расседание склонов и междуречий // Тезисы докл. VI конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. — Ессентуки, 1985. С. 181–183.

106. Чернышев К. В., Гурбанов А. Г., Борсук А. М. и др. О возрасте цирконов из гнейсо-гранитов Северного Кавказа // ДАН СССР. 1987. Т. 295. № 2.

107. Шевлягин Е. В. Палеомагнетизм фанерозоя и проблемы геологии Северного Кавказа. — Ростов-на-Дону: РГУ, 1986. 154 с.

108. Шевченко В. И., Гусева Т. В., Лукк А. А. и др. Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмическим данным) // Физика Земли. 1999. № 9. С. 3–18.

109. Шевырев А. А. Триасовые аммониты Северо-Западного Кавказа // Тр. Палеонтологического института. Т. 264. — М.: Наука, 1995.

110. Шемпелев А. Г. Тектоническое районирование кристаллического фундамента Скифской платформы (Центральное и Восточное Предкавказье) // Седьмые геофизические чтения В. В. Федынского. 3–5 марта 2005 г. — М., 2005. С. 94–95.

111. Шенгелия Д. М., Кориковский С. П. и др. Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. — М.: Наука, 1991.

112. Энна Н. Л. Петрохимические, геохимические и металлогенические особенности пород Теплинского комплекса // Тезисы докл. VII Краевой конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. — Ессентуки, 1991. С. 161–162.

113. Gurbanov A. G., Aretz I. and Lippolt H. I. The problems of genesis and age of two — feldshar granitoids of the Moshchevaya river (Northern Caucasus). *Geologica Carpathica*, 43, 1. — Bratislava, 1992.

114. *Initial Reports of the DSDP*, Leg 42, v. XLII, 1978. С. 1260.

115. *Андреев В. К., Фельдман И. С., Компаниец М. А.* Отчет о результатах комплексных геолого-геофизических исследований по профилю Махачкала–Белоканы за 1991–1994 гг. 1995.

116. *Андреев В. М.* Дополнения к легенде Кавказской серии листов Госгеолкарты-200 // Геологическое доизучение, создание комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 (включая морскую часть) листов L-37-XXXII, K-37-III (Черное море), L-37-XX, XXVI (Азовское и Черное моря), L-38-XXIV, XXX, L-39-XIX (Каспийское море) // Отчет по ГК № 10/01/13-50. Кн. 1. С. 88–107. Фонды ГНЦ ФГУГП «Южморгеология». Геленджик, 2007.

117. *Андреев В. М., Шельтинг С. К.* Подготовка к изданию Госгеолкарты масштаба 1 : 200 000 (лист K-37-IV). Отчет по объекту 31/95-Г. Фонды ГНЦ ФГУГП «Южморгеология». Геленджик, 1998.

118. *Гладких Н. А.* Отчет по теме: Совершенствование местных и региональных стратиграфических схем силурийских, триасовых, юрских, палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Кавказского региона. Подготовка к утверждению на МСК стратиграфических схем силурийских и палеогеновых отложений. Ессентуки, 2001.

119. *Греков И. И., Семкин В. А.* Отчет по теме: Определение границ и объемов подразделений палеозоя СССР (карбон Северного Кавказа) за 1974–1975 гг. 1975.

120. *Греков И. И., Снежко В. А., Письменная Н. С.* и др. Легенда Госгеолкарты-1000 Южно-Европейской (Скифской) серии листов (третье поколение). Ессентуки: СК РГФ, 2003.

121. *Доля А. Н.* и др. Составление прогнозно-металлогенической карты Центрального Кавказа м-ба 1 : 200 000. Отчет по теме № 425 за 1999–2001 гг., 2001.

122. *Доля А. Н., Семкин В. А.* и др. Геологическая карта Кавказа м-ба 1 : 50 000, листы K-37-23-Г, K-37-24-В, K-37-36-А-а, -б. Отчет Кти-Тебердинской партии за 1985–1989 гг. Т. 1–3. 1989.

123. *Ермаков В. А., Доля А. Н., Семкин В. А. и др.* Геологическая карта Кавказа, масштаб 1 : 50 000. Листы K-38-40-Б, K-38-40-Г, K-38-41-А, K-38-41-В. Отчет Северо-Осетинской партии по работам 1975–1980 гг. в Северо-Осетинской АССР. 1981.

124. *Зверьяка А. Ф., Андреев В. М., Шейков А. А. и др.* Геологическая съемка южных морей масштаба 1 : 1 000 000 (морская часть листов K-38, 39), масштаба 1 : 200 000 (морская часть листов K-37-III; L-37-XXXII; L-38-XXIV, XXX; L-39-XIX). Отчет по Госконтракту ВК-02-06/325 (объект 9-02). Фонды ГНЦ ФГУГП «Южморгеология». Геленджик, 2004.

125. *Каллагов М. В., Кулаев И. Г., Кучиев А. А., Давыдов К. В.* Отчет о результатах работ по объекту «Прогнозно-поисковые работы в Горной Осетии для формирования резервного фонда участков недр для лицензирования на недропользование» за 2000–2003 гг. Ессентуки, 2003.

126. *Каракешиян В. Ж., Васильев В. В., Филиппов В. К. и др.* Отчет о детализационно-оценочных работах, проведенных Спецотрядом в 1983–1986 гг. 1987.

127. *Копецкая Л. Н., Пруцкая Л. Д.* Отчет по теме В.1.1/700(18)-/364 «Составление серии гидрогеологических карт Северного Кавказа масштаба 1 : 1 500 000». СК ТГФ, 1985.

128. *Корсаков С. Г.* и др. Отчет по ГДП-200 и подготовке к изданию Госгеолкарты-200 листов L-37-XIX, XXV, XXXIII, XXXIV. ФГУГП «Кавказгеолсъемка». Ессентуки: 2001.

129. *Корсаков С. Г.* и др. Отчет Тырныауской ГСП по геологическому доизучению масштаба 1 : 50 000, листы K-38-14-В, K-38-14-Г, K-38-15-В, K-38-27-А за 1983–1988 гг. 1988.

* Материалы, для которых не указано место хранения, находятся в СК РГФ.

130. *Кругляков В. В., Губенков В. В., Шанин А. Л.* и др. Опыттно-производственные геолого-геофизические исследования по испытанию модернизированных комплексов и аппаратуры для изучения геологического строения экономической зоны России в Черном море (НИС «Геленджик»). Отчет по объекту 5/97—Г. Фонды ГНЦ ФГУГП «Южморгеология». Геленджик, 2000.

131. *Лаврищев В. А.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист L-38 (Пятигорск). Кн. 1, 2. ВГФ, фонды ФГУП «ВСЕГЕИ». СПб., 2006.

132. *Лаврищев В. А.* и др. Отчет по ГДП-200 и подготовке к изданию Госгеолкарты-200 листа K-37-IV, K-37-V. 2001.

133. *Лаврищев В. А.* и др. Отчет о результатах работ по обновлению геологической основы м-ба 1 : 50 000 в Краснопольском курортном районе. Кн. 1. Ессентуки, 1992.

134. *Лаврищев В. А., Семенуха И. Н.* и др. Геологическая карта Кавказа м-ба 1 : 50 000, листы K-37-10-B, K-37—22-B, K-37-23-A, B-a. Отчет Лабинской партии по работам 1986—1994 гг. 1995.

135. Легенда Госгеолкарты-200 Кавказской серии листов. Т. 1—5. 1998.

136. *Липилина Л. П., Буш В. А., Лаврова Т. Ю.* Отчет: Геологическое изучение и оценка минеральных ресурсов недр территории Российской Федерации и ее континентального шельфа (комплексная аэрогеологическая съемка 1 : 200 000 с целью создания геофизической основы для Госгеолкарты-200 и оценка перспектив Астраханской области и Республики Калмыкия на УВ сырье (1-й этап). М., Фонды ФГУ НПП «Аэрогеофизика», 2003.

137. *Нагалева В. С.* Геологическая карта Кавказа масштаба 1 : 50 000. Лист K-38-1-A. Отчет Дзедугутинской геологосъемочной партии по работам 1958 г. Ессентуки, 1959.

138. *Омельченко В. Л., Рахмин Е. П., Андрианов В. И.* Отчет о результатах поисковых геолого-геофизических работ, проведенных в Марух-Зеленчукском районе в 1973—1976 г. 1977.

139. *Омельченко В. Л.* и др. Отчет о поисковых работах на медь, проведенных в междуречье Мал. и Бол. Лабы в 1969—1971 гг. Черкесск. Т. 1—3. 1972.

140. *Островский А. Б., Выстрочил М. Ф., Коробкина Н. С.* Отчет о результатах инженерно-геологической съемки м-ба 1 : 25 000 Черноморского побережья Кавказа между гг. Туапсе и Адлером (1967—1972 гг.). Т. 1—3. 1973.

141. *Островский А. Б.* Отчет о результатах инженерно-геологической съемки масштаба 1 : 25 000 Черноморского побережья Кавказа от г. Адлер до г. Туапсе. ФГУГП «Кавказгеолсъемка». Фонды «Кавказгеолсъемка». Ессентуки, 1964.

142. Отчет по объекту «Создание ГИС-Атласа российской части Кавказа» в рамках объекта «Создание ГИС-Атласа российской части Кавказа и прилегающих акваторий» (Договор-подряд с ФГУП «ВСЕГЕИ» № 4-102/1 от от 30.04.2007 г.). Фонды ВСЕГЕИ. 2008.

143. *Панарина Н. Д., Терещенкова Л. А.* Отчет по теме № 354 «Региональная оценка прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных промышленных вод Северного Кавказа». 1985.

144. *Петрук В. А.* Региональные геолого-геофизические исследования масштаба 1 : 500 000 континентального склона и глубоководной впадины Черного моря в пределах листов L-36-XXXV, XXXVI; L-37-XXXI, XXXII, XXXIII; K-36-V, VI; K-37-I, II, III: Отчет о НИР. Фонды ГПП «Крымгеология». Керчь, 1991.

145. *Письменный А. Н.* и др. Отчет: ГДП-200 в пределах восточного сегмента зоны Главного хребта Центрального Кавказа (листы K-38-II, VIII, XIV). Ессентуки, 2001.

146. *Письменный А. Н.* и др. Отчет «ГДП-200 в пределах восточного сегмента зоны Главного хребта Центрального Кавказа (листы K-38-IX, XV)». Ессентуки, 2006.

147. *Письменный А. Н.* и др. Отчет по объекту: Завершение объекта «Геологическое изучение и оценка минеральных ресурсов недр территории Российской Федерации и ее континентального шельфа (ГДП-200 по листам K-38-I, K-38-VII, L-37-XXVII, L-37-XXXV

(Кисловодский объект) с целью создания геологической основы и перспектив развития гидроминеральной базы региона КМВ). 2005.

148. *Письменный А. Н., Терещенко В. В.* и др. Геологическая карта Кавказа м-ба 1 : 200 000 листов К-38–II, К-38–VIII, XIV. Отчет Урухской партии по геологическому доизучению и подготовке к изданию Госгеолкарты–200 Кабардино-Балкарской Республики, Республики Северная Осетия (Алания) и Ставропольского края по работам 1995–2001 гг., 2005.

149. *Письменный А. Н., Терещенко В. В., Перфильев В. А.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Кавказская. Листы К-38–VIII, XIV (Советское). СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 191 с.

150. *Подопригора Ю. А.* Геологосъемочные работы масштаба 1 : 1 000 000 в Каспийском бассейне (сектор РФ, лист L-39). Отчет по объекту 9-99. Фонды ГНЦ ФГУГП «Южморгеология». Геленджик, 2002.

151. *Потапенко Ю. Я., Мищенко Е. С., Момот С. П.* Геологическая карта Кавказа масштаба 1 : 50 000, лист К-38-13-Б. Отчет Бечасынской геологосъемочной партии по работам 1959 г. Ессентуки, 1960.

152. *Прокуронов П. В., Чернов И. И.* Отчет по теме «Составление комплекта карт геологического содержания Северного Кавказа масштаба 1 : 1 000 000 (Атлас-1000). Кн. 3. Объяснительная записка к Комплекту геоэкологических карт Северного Кавказа м-ба 1 : 1 000 000. Ессентуки, 1997.

153. *Пурига А. И. и др.* Отчет по теме: Комплексное изучение вулкана Эльбрус для создания эталона неоген-четвертичного магматического комплекса. Ессентуки, 2001.

154. *Сидоренко В. Ф., Донченко Г. Л., Нагалева В. С.* и др. Геологическая карта Кавказа, м-б 1 : 50 000, листы К-37-10-А, Б, Г. 1966.

155. *Снежко В. А., Греков И. И., Баранов Г. И.* и др. Геологический атлас Северного Кавказа, масштаб 1 : 1 000 000. Отчет по теме: Составление и подготовка к изданию комплекта карт геологического содержания Северного Кавказа масштаба 1 : 1 000 000 (Атлас-1000) за 1993–1999 гг. ТГФ, 1999.

156. *Снежко В. А., Добродородный В. Н., Греков И. И.* Отчет по теме: Совершенствование схемы стратиграфии древних кристаллических толщ Бечасынской зоны абиотическими и палеонтологическими методами. Ессентуки, 2001.

157. *Снежко В. А., Энна Н. Л., Дзетовецкий М. Б.* и др. Геологическая карта Кавказа масштаба 1 : 50 000, листы К-38-59-В; К-38-71-А, В, Г; К-38-83-Б; К-38-84-А (Отчет Восточно-Дагестанской партии по работам 1977–1982 гг.). РГЦ, 1984.

158. *Срабонян М. Х.* Отчет по теме: Систематизация и анализ материалов по изученности стратиграфии, магматизма и метаморфизма Северного Кавказа. I этап – стратиграфия дочетвертичных отложений. Ессентуки, 2001.

159. *Чаленко В. А., Комаров А. В.* Опытные-производственные работы по геоэкологическому мониторингу прибрежно-морской экосистемы Черноморского бассейна в пределах Краснодарского края и геологосъемочные работы масштаба 1 : 200 000 в Азово-Черноморском бассейне (сектор РСФСР, лист К-37-IV): Сводный отчет по объектам 31/90-Г и 30/91-Г // НПО «Южморгеология», ГП ЦГГЭ; Фонды ГНЦ ФГУГП «Южморгеология». Геленджик, 1992.

160. *Чегодаев Л. Д., Морозова Ф. И., Черных А. В.* Отчет по теме № 332: Опорные разрезы среднего–верхнего девона и нижнего карбона Северного Кавказа. РГФ, 1985.

161. *Чегодаев Л. Д., Снежко В. А., Морозова Ф. И.* Биостратиграфическое обоснование и уточнение посистемных стратиграфических схем палеозоя Центрального Кавказа для составления опорной легенды Госгеокарты-50. Отчет по теме А.П.2./ (18)-411 за 1988–1998 гг. Ессентуки, 1999.

162. *Черных В. И.* Информационный отчет по теме: Обобщение и систематизация материалов по четвертичным отложениям Северного Кавказа. Т. 1–3. 2000.

163. *Шейков А. А., Андреев В. М., Лаврищев В. А.* и др. Геологическая съемка по программе «Госгеолкарта-1000» на Каспийском и Черном морях : Отчет по Госконтракту ПС-02-06/1713 (объект 9-03) / ГНЦ ФГУГП «Южморгеология» ; Отчет в четырех книгах. Фонды ГНЦ ФГУГП «Южморгеология». Геленджик, 2005.

164. *Шейков А. А., Андреев В. М.* Геологическое доизучение, создание комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 (включая морскую часть) листов L-37-XXXII, K-37-III (Черное море), L-37-XX, XXVI (Азовское и Черное моря), L-38-XXIV, XXX, L-39-XIX (Каспийское море). Отчет по Госконтракту № 10/01/13-50 (объект 11-05). Фонды ГНЦ ФГУГП «Южморгеология». Геленджик, 2007.

165. *Энна Н. Л., Баширов А. Н., Письменный А. Н.* и др. Геологическая карта Кавказа масштаба 1 : 50 000 листов K-38-41-Б-в, Г; K-38-41-Г, K-38-42-А-В, Г; K-38-42-В-а, б; K-38-53-А-а, б. Отчет Терекской геологосъемочной партии по работам 1984–1988 гг. РФФ, 1988.

166. *Энна Н. Л.* Геологическая карта Кавказа масштаба 1 : 50 000 листов K-38-27-Г; K-38-28-В; K-38-39-Б-а, б; K-38-40-А-в, -г. Отчет Урухской геологосъемочной партии по геологическому доизучению горной части Кабардино-Балкарии и Северной Осетии в 1989–1995 гг. 1995.

**Указатель объектов полезных ископаемых, показанных
на карте полезных ископаемых, связанных с дочетвертичными
образованиями, Государственной геологической карты
Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000**

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
Лист К-37			
Твердые горючие ископаемые			
Уголь каменный			
I-5-9	ММ/3	Малолабинское	54
I-5-26	ММ/3	Бескесское	54
I-5-37	ММ/3	Большелабинское	54
I-6-14	ММ/3	Хумаринское	155
I-6-26	ММ/3	Толстобугорское	155
I-6-28	ММ/3	Кяфарское	155
Металлические ископаемые			
Черные металлы			
Железо			
I-5-7	ММ/3	Мал. Бамбакское	54
I-4-4	П	Южный склон горы Оштен	53
I-5-2	П	Река Бугунжа	54
I-5-4	П	Река Додогачей	54
Хром			
I-5-22	П	Река Бол. Лаба	54
Цветные металлы			
Медь			
I-5-27	МС/3	Бескесское	54
I-5-33	ММ/3	Большелабинское (Быковское)	54
I-6-11	ММ/3	Скалистое	155
I-6-15	ММ/3	Первомайское	155
I-6-16	ММ/О	Власинчихинское	155
I-6-19	МС/Э	Урупское	155
I-4-18	П	Река Массур, правый приток р. Белая	53
I-4-19	П	Балка Виктория	53

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ Промыш- ленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литера- турного источника
I-5-10	П	Атамашинское-1	54
I-5-11	П	Белореченское	54
I-5-48	П	Лаурское	54
I-5-49	П	Бзерпинское	54
I-5-52	П	Черновое	54
I-5-61	П	Пслухское	54
I-6-12	П	Река Рабатайка	155
I-6-13	П	Река Рабатайка, Центральная зона	155
I-6-18	П	Водораздельная залежь Урупского	155
I-6-41	П	Восточно-Карабекская зона	155
I-6-42	П	Джемагат	155
I-6-43	П	Даутское	155
II-6-6	П	Буульгенское	155
		М е д ь , ц и н к	
I-6-41	П	Мухинское (Северная зона)	155
		С в и н е ц , ц и н к	
I-4-2	П	Река Тугупс	53
I-4-3	П	Чубинское (I, II)	53
I-4-6	П	Руч. Редкий	53
I-4-7	П	Река Белая	53
I-4-13	П	Река Пшехашха	53
I-4-14	П	Руч. Перспективный (лев. приток р. Белая)	53
I-4-15	П	Истоки р. Пшехашка	53
I-4-16	П	Истоки р. Бушуйка	53
I-4-17	П	Чугурсанское	53
I-4-22	П	Монашка-I	53
I-4-27	П	Река Буший	53
I-5-67	П	Река Макера	54
II-6-4	П	Река Теберда	155
II-6-5	П	Чучхурское	155
		С в и н е ц	
I-6-32	П	Река Пхия	155
I-6-40	П	Бал. Кошевая	155

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
Ц и н к			
I-6-58	П	Река Теберда	155
Н и к е л ь			
I-5-6	П	Река Бол. Андрюк	54
I-5-13	П	Река Бескес	54
I-5-23	П	Беденское	54
I-5-24	П	Балка Никелевая	54
I-5-53	П	Балка Водная	54
М о л и б д е н			
I-6-31	П	Оз. Кяфар	155
I-6-45	П	Ходюк	155
I-6-47	П	Уч-к Хотипара	155
В о л ь ф р а м			
I-6-55	П	Нижне-Даутское	155
I-6-57	МС/З	Кти-Тебердинское	155
I-5-41	П	Блыбское-1	54
I-5-42	П	Блыбское-3	54
I-5-43	П	Блыбское-2	54
I-5-44	П	Блыбское-5	54
I-5-45	П	Река Бол. Блыбь	54
I-5-47	П	Пер. Луган	54
I-5-50	П	Стожары	54
I-5-62	П	Река Дамхурц	54
I-6-38	П	Аркасарское, р. Пхия	134
I-6-39	П	Надежда, р. Бол. Дукка	134
I-6-51	П	Уч-к АК	155
I-6-53	П	Уллу-Муруджу-1	155
I-6-56	П	Усть-Джаловчатское	155
II-6-1	П	Учкуланское	155
Р т у т ь			
I-4-28	П	Бзогское	53
I-5-63	П	Река Мзымта	54
I-6-30	П	Нижнетебердинское	

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
Мышьяк			
I-5-12	ММ/З	Горстовое	54
I-5-65	П	Мзымта	54
I-6-49	П	Эпчик	155
Редкие металлы, рассеянные элементы Бериллий			
I-5-68	ПМ	Река Пхия Бериллий, тантал	54
I-5-71	ПМ	Верх. р. Макер	
I-6-44	П	Приозерное	155
I-6-50	П	Оз. Мелкое	155
I-5-34	ПМ	Ятыргварта	54
Благородные металлы Золото			
I-5-16	ММ/З	Малолабинское	54
I-5-18	РМ/О	Прииск «Азиатский»	54
I-5-25	РМ/З	Прииск «Малая Лаба»	54
I-5-38	РМ/О	Прииск «Рожкао»	54
I-4-5	П	Сульфидная зона № 4	53
I-4-20	П	Река Бушуйка	53
I-4-26	П	Река Шахе	53
I-4-33	П	Бирючинский ключ	53
I-4-36	П	Река Ушба (правый приток р. Сочи)	53
I-4-35	П	Река Сочи	53
I-5-46	П	Гора Закан	54
I-5-69	П	Верховье р. Дамхурц	54
I-6-52	П	Уллу-Муруджу	155
I-6-54	П	Река Даут	155
Серебро			
I-5-39	П	Малахитовое	54
Радиоактивные элементы Уран			
I-5-14	ММ/З	Бамбакское	54
I-6-10	ММ/З	Пскентское	155

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-6-24	ММ/З	Чиликское	155
I-6-29	ММ/З	Нарытайское	155
I-6-33	ММ/З	Аксаутское	155
I-6-36	ММ/З	Гидамское	155
I-5-1	П	Зубровое	54
I-5-3	П	Казачье-Пантерное	54
I-5-5	П	Июньское	54
I-5-8	П	Солонцовое	54
I-5-15	П	Уруштенское	54
I-5-20	П	Чернореченское	54
I-5-28	П	Деревянное-1	54
I-5-54	П	Закамское-1	54
Неметаллические ископаемые			
Химическое сырье			
Барит			
I-5-32	ММ/З	Уруштенское	54
Минеральные удобрения			
Апатит			
I-5-29	МС/Э	Маркопиджское	54
I-5-30	П	Деревянное-2	54
I-5-31	П	Рудное тело-3	54
Керамическое и огнеупорное сырье			
Глины керамические			
I-4-52	ММ/О	Адлерское	53
Глины огнеупорные			
I-6-7	МК/Э	Красногорское II	155
Камень фарфоровый			
I-6-34	МС/Р	Кишкитское	155
Горнотехническое сырье			
Асбест			
I-5-19	ММ/З	Большелабинское	54
I-5-21	П	Балка Калиновая	54
I-5-35	П	Балка Красная	54

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
Т а л ь к			
I-5-36	П	Маркопиджское	54
I-5-40	П	Бескесское	54
Поделочные камни			
Х а л ц е д о н			
I-6-6	ММ/З	Джегута-2	155
Я ш м а			
I-5-17	ММ/З	Хацавитое	54
I-5-51	ММ/З	Малолабинское	54
I-5-55	П	Река Пслух	54
I-5-60	ММ/З	Краснополянское	54
Строительные материалы			
Магматические породы			
Г р а н и т			
II-6-2	МК/З	Домбайское	155
Г а б б р о д и о р и т			
I-5-57	ММ/З	Краснополянское	54
А н д е з и т			
I-6-22	ММ/Э	Карачаевское	155
А н д е з и т о в ы й п о р ф и р и т			
I-6-27	МК/З	Ташлыкольское (Южно-Ташлыкольское)	155
Карбонатные породы			
М р а м о р ы			
I-6-46	ММ/Э	Джемагатское	155
И з в е с т н я к			
I-4-1	ММ/З	Шхафитское	53
I-4-11	ММ/З	Алексеевское (Лазаревское?)	53
I-4-23	ММ/З	Цусхвадж	53
I-4-29	ММ/З	Солох-Аульское I	53
I-4-30	ММ/З	Солох-Аульское II	53

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-4-31	МК/Э	Дагомыское (Глубокобалкинское)	53
I-4-37	ММ/З	Ажекское	53
I-4-38	ММ/З	Ажекское I	53
I-4-43	ММ/З	Пластунское	53
I-4-45	МС/З	Первомайское	53
I-4-46	МС/З	Новолишевское	53
I-4-48	ММ/З	Хостинское	53
I-4-49	МС/Э	Каменское (Казачий брод)	53
I-6-37	ММ/Э	Агурское	155
М е р г е л ь			
I-4-32	МК/Э	Дагомыское	53
Глинистые породы			
I-4-39	МС/Э	Глины кирпичные и керамические Пластунское	53
I-4-44	МС/Э	Глины кирпичные и керамзитовые Пластунское	53
Обломочные породы			
П е с ч а н и к			
I-4-9	МС/З	Мамедское (Мамедовая шель)	53
I-4-8	МС/З	Татьяновское	53
I-4-10	МК/З	Кировское	53
I-4-12	МК/З	Лазаревское (Алексеевское)	53
I-4-25	МС/Э	Солонииковское	53
I-4-34	ММ/З	Западно-Дагомыское	53
I-4-41	ММ/З	Мамайское	53
I-4-42	ММ/З	Пластунское	53
I-6-9	МС/З	Южно-Преграденское	155
I-6-25	ММ/З	Оленевское	155
Прочие ископаемые			
Г и п с			
I-6-2	МС/Р	Исправненское	155

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-6-3	МК/Э	Алибердуковское	155
I-6-5	МК/Э	Жако-Красногорское	155

Подземные воды
Минеральные лечебные воды
Сероводородные

1	Состав вод	2	3	4
I-4-40	Хлоридные натриевые	ММ/Э	Сочинское (уч-к Мамайский)	53
I-4-47	Хлоридные натриевые	ММ/Э	Сочинское (уч-к Мацестинский)	53
I-4-50	Хлоридные натриевые	ММ/Э	Сочинское (уч-к Хостинский)	53
I-4-51	Хлоридные натриевые	ММ/Э	Сочинское (уч-к Кудепстинский)	53
Без специфических компонентов				
I-4-24	Гидрокарб.-хлор. натриевые	ММ/Э	Волконское	53
I-4-46	Гидрокарб. натриевые	ММ/Э	Пластунское	53
I-5-56	Гидрокарб. натриевые	ММ/З	Краснополянское	54
I-5-59	Гидрокарб. Na-Ka, As	ММ/Э	Чвежипсинское	54
I-6-1	Гидрокарб.-хлор. Mg-Ca-Na	МК/Э	Важненско-Красногорский уч-к	155
I-6-4	Хлоридные Ca-Na, J-Br	ММ/Э	Кубань-Красногорский уч-к	155
I-6-17	Гидрокарб.-хлор. Na-Ka	ММ/Э	Орджоникидзевский уч-к	155
I-6-20	Гидрокарб. натриевые	ММ/Э	Коста-Хетагуро-Маринский уч-к	155
I-6-21	Сульфат.-гидрокарб. Ca	ММ/Э	Карачаевско-Маринский уч-к	155
I-6-23	Хлорид.-гидрокарб. Ca-Na	ММ/Э	Джингирикский уч-к	155
I-6-48	Хлорид.-гидрокарб. Na	МС/Э	Тебердинское	155
II-6-3	Хлорид.-гидрокарб. Ca-Na	ММ/З	Домбайское	155

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ Промышленность освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
Л и с т К-38			
Горючие ископаемые			
Н е ф т ь			
I-9-1	ММ/Р	Советское	155
I-9-2	ММ/Р	Курское	155
I-9-3	ММ/Р	Арак-Далаторекское	155
I-9-4	ММ/Э	Ахловское	155
I-9-5	ММ/Э	Северо-Малгобекское	155
I-9-7	ММ/Р	Харбижинское	155
I-9-8	ММ/Р	Заманкульское	155
I-9-10	ММ/Э	Карабулак-Ачалукское	155
I-10-1	ММ/Э	Минеральное	155
I-10-2	ММ/Э	Эльдаровское	155
I-10-3	ММ/Э	Северо-Минеральное	155
I-10-4	ММ/Э	Правобережное	155
I-10-5	ММ/Э	Хаян-Кортовское	155
I-10-6	МС/Э	Алханчуртское	155
I-10-7	МС/Э	Брагунское	155
I-10-8	ММ/Э	Горячеисточненское	155
I-10-9	МС/Э	Северо-Брагунское	155
I-10-10	ММ/Э	Ильинское	155
I-10-12	ММ/Р	Андреевское	155
I-10-13	ММ/Э	Лесное	155
I-10-14	ММ/Э	Старогрозненское	155
II-10-1	МС/Э	Октябрьское	155
II-10-3	МС/Э	Гойт-Кортовское	155
II-11-1	ММ/Э	Гудермесское	155
II-11-2	ММ/О	Суворовское	155
II-11-3	ММ/Э	Мескетинское	155
II-11-4	П	Акташское	155
II-11-5	П	Аркабашское	155
II-11-7	П	Гиляны	155
II-11-9	П	Чапаевское	155
II-12-1	ММ/О	Тернаир	155
III-12-3	ММ/О	Ачи-Су	155

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
III-12-5	ММ/Э	Избербаш	155
III-12-6	ММ/Р	Инчхе-Море	155
III-12-14	ММ/О	Гаша	155
III-12-18	ММ/О	Селли	155
I-8-8	П	Марьинское	145
Нефть и газ			
I-8-8	П	Марьинское	
I-8-9	П	Золкинское	145
I-8-22	П	Чегемское	145
I-8-30	П	Заюковское	145
I-9-6	ММ/Э	Малгобек-Вознесенское-Алазово	155
I-10-11	ММ/Э	Северо-Джалкинское	155
I-11-1	ММ/Р	Червленое	155
II-8-8	П	Скважина № 4	145
II-8-12	П	Скважина № 2	145
II-10-2	ММ/Э	Ханкальское	155
II-10-4	ММ/З	Датыхское	155
Нефть и газоконденсат			
II-11-6	ММ/Э	Шамхал-Булакское	155
II-11-12	ММ/Э	Бенойское	155
II-12-2	ММ/Э	Махачкала-Тарки	155
II-12-6	ММ/Э	Димитровское	155
II-11-8	ММ/Р	Новолакское	155
Газ			
I-8-31	П	Скв. № 25 Заюковская	145
II-11-10	П	Миатлы	155
Твердые горючие ископаемые			
Уголь каменный			
I-7-33	ММ/З	Подкумское	147
I-7-60	ММ/З	Кубано-Малкинское	147
I-7-83	ММ/З	Тызыльское	147
I-7-85	ММ/З	Картджюрское	147
I-8-41	ММ/З	Былымское	145
III-11-28	ММ/З	Датунское	155

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
III-12-20	ММ/З	Акушинское	155
III-12-21	ММ/З	Бугунчайское	155
III-12-22	ММ/З	Кара-Куркли	155
IV-12-1	ММ/З	Уллучай-Кайтагчайское	155
IV-12-7	ММ/З	Рубасчайское	155
IV-12-8	ММ/З	Хурсантельское	155
IV-12-12	ММ/З	Хиванское	155
IV-12-16	ММ/З	Лакское	155
IV-12-18	ММ/З	Архитское	155
IV-12-20	ММ/З	Фирегское	155
Металлические ископаемые			
Черные металлы			
Ж е л е з о			
I-7-41	ММ/З	Малкинское	147
I-7-78	ММ/З	Бечасын-Бермамытское	147
II-8-49	ММ/З	Дигорское	145
Цветные металлы			
М е д ь			
I-7-95	МС/З	Худесское	147
IV-12-52	МС/З	Кизил-Дере	155
I-7-90	ММ/О	Даутское	147
II-8-40	ММ/З	Гидан	145
II-8-42	ММ/З	Богдан-Кол	145
II-8-45	ММ/З	Ичхе-Отоу	145
II-8-73	ММ/З	Саухохское	145
I-7-84	П	Карачаевское	147
I-7-86	П	Ташлы-Сырт	147
I-7-91	П	Водораздельная зона	147
I-7-93	П	Кубанская зона	147
I-7-102	П	Джуарчен	147
I-7-103	П	Проявление № 11 хр. Ташорун	147
II-8-83	П	Зарамагское	145
II-10-11	П	Мяшхи	136
II-10-18	П	Коречу	136

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литера- турного источника
III-10-3	П	Маистинское	136
III-10-4	П	Тюалойское	136
III-10-7	П	Левобережье р.Сабакунис-Хеви	136
III-10-8	П	Истоки р.Сабакунис-Хеви	136
III-10-10	П	Река Ори-Цкали	136
III-10-11	П	Правобережье р.Ори-Цкали	136
III-10-12	П	Южный склон горы Урус-Нух	136
III-10-13	П	Верховья р. Ори-Цкали	136
III-10-14	П	Левобережье р. Ори-Цкали	136
III-10-17	П	Истоки р. Ори-Цкали	136
III-10-18	П	Турабиччис	136
III-10-19	П	Устье рч. Кодори-Цкали	136
III-10-20, 21	П	Русло р. Ори-Цкали	136
III-10-22	П	Долина р. Симур	136
III-10-24	П	Долина р. Симур	136
III-10-30	П	Верховья р. Якитль-Тляр	136
III-11-66	П	Нуцуракское	136
III-11-67	П	Куцуракское	136
III-11-68	П	Цумилухское	136
III-11-69	П	Тлянадинское	136
III-11-70	П	Тальсукское	136
III-11-71	П	Мушлакское («Золотое ущелье»)	136
III-11-73	П	Верхненуцуракское	136
IV-11-9, 10	П	Басандилторское	120
IV-11-13	П	Река Тахлутор	120
IV-11-21	П	Самурское	120
IV-12-23	П	Мишлеш-I	155
IV-12-56	П	Прекрасное	155
М е д ь , к о б а л ь т			
III-11-72	П	Химрик	136
IV-11-7, 8	П	Чинчлибор	120
IV-11-9	П	Тахлуторское	120
IV-12-26, 27	П	Басрант	155

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ Промыш- ленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литера- турного источника
IV-12-37	П	Борч-II	155
IV-12-31	МС/З	Цимирцы	72
Медь, свинец, кобальт			
II-9-35	ММ/О	Бурон	146
II-9-36	ММ/О	Лабагом	146
IV-11-14	П	Верховья р. Самур	120
IV-12-27	П	Аттагай-I (Аттагай-Медный)	155
IV-12-29	П	Курдул-II	155
IV-12-38	П	Верхне-Мициратхетское	155
IV-12-55	П	Средне-Гдымское	155
С в и н е ц			
I-7-62	ММ/З	Мушт (Чочу-Кулак)	147
I-7-58	П	Каргашели-Кол, зона № 2	147
I-7-69	П	Горалы-кол	147
II-7-8	П	Азау-полиметаллический, зоны № 1 и 2	147
II-7-9	П	Азау-полиметаллический, зона № 3	147
II-7-10	П	Индрюкой-II	147
II-7-12	П	Индрюкой-I	147
II-8-79	П	Орахкомское	145
II-9-22	ММ/З	Садонское	146
II-9-23	ММ/З	Ногкауское	146
II-9-24	ММ/О	Левобережное	146
II-9-27	ММ/З	Октябрьское	146
II-9-26	ММ/Э	Архонское	146
II-9-28	ММ/З	Холстинское	146
II-9-29	ММ/Р	Джиммидонское	146
II-9-30	ММ/З	Хампаладагское	146
II-9-31	ММ/З	Кадатское	146
II-9-32	ММ/З	Ханикомское	146
II-9-33	ММ/З	Какадурское	146
II-10-12	П	Гули	136
II-10-14	П	Балка Колючая	136
II-10-16	П	Перевалочное	136

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
III-10-9	П	Истоки р. Ори-Цкали	136
III-10-16	П	Ори-Цкали	136
III-10-26	П	Верховья рч. Турабичис-Цкали	136
III-10-27	П	Долина р. Самур	136
III-10-33	П	Верховья р. Якитль-тляр	136
IV-11-3	П	Река Гортнуб	120
V-12-3	П	Село Джиг-Джиг	120
V-12-4	П	Река Суфейкам	120
V-12-5	П	Зуранчайское	120
V-12-7	П	Северо-Сельдинское	120
V-12-9	П	Рогданчайское	120
V-12-12	П	Сельдинское	120
Ц и н к			
II-10-15	П	Гешичу	136
II-10-17	П	Дзумсэрское	136
III-10-15	П	Верховья р. Ори-Цхали	136
III-10-21	П	Устье рч. Кодори-Цкали	136
III-10-23	П	Долина р. Самур	136
III-10-25	П	Долина р. Самур	136
III-10-28	П	Верховья р. Якитль-тляр	136
III-10-29	П	Верховья р. Якитль-тляр	136
III-10-31	П	Верховья р. Якитль-тляр	136
III-10-32	П	Верховья р. Якитль-тляр	136
IV-11-2	П	Мачхалор IV (б. Буровая)	120
V-12-8	П	Скалистое	120
V-12-11	П	Вахчагчайское	120
С в и н е ц, ц и н к			
I-7-73	ММ/О	Эльбрусское, уч-к Даутский	147
I-7-74	ММ/О	Эльбрусское, уч-к Каку	147
I-7-75	ММ/О	Эльбрусское, уч-к Центральный	147
I-7-76	ММ/О	Эльбрусское, уч-к Худесский	147
I-7-82	ММ/З	Тызыльское	147
II-8-28	ММ/З	Уяна-Чарх	145
II-8-48	ММ/З	Уллу-Чиранское	145

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
II-8-50	ММ/З	Тоторс	145
II-8-56	ММ/З	Бетлучи	145
II-8-59	ММ/О	Здиадагское	145
II-8-60	ММ/О	Вакацкое	145
II-8-61	ММ/О	Стуризда	145
II-8-62	ММ/З	Фаснальское	145
II-8-63	ММ/З	Гилатское	145
II-8-65	ММ/З	Демонзагадское	145
II-8-67	ММ/Э	Згидское	145
II-8-78	ММ/З	Старо-Цейское	145
III-11-64	П	Шваморское	136
IV-11-4	П	Джоахорское	120
IV-11-11	П	Река Халахур	120
IV-11-17	П	Кокзеборское	120
IV-11-20	П	Река Гиргил	120
IV-12-44	П	Борч-I	72
IV-12-45	П	Мирги-Мук	72
IV-12-48	П	Хновское Северо-Запад	72
V-12-1	П	Джиг-Джигинское	120
V-12-2	П	Мазинское	120
V-12-6	П	Курушское	120
V-12-10	П	Междуречное	120
Н и к е л ь			
IV-11-5	П	Река Джоахор	120
IV-11-18	П	Даккичайское	120
К о б а л ь т			
IV-11-1	П	Бакадухорское	120
IV-11-6	П	Мачхалор II	120
IV-11-7	П	Река Чинчлинбор	120
IV-11-12	П	Река Бедзеб	120
IV-11-15	П	Верховья р. Кокзебор	120
IV-11-16	П	Река Кокзебор	120
IV-11-19	П	Ачахачайское	120

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
Молибден			
II-8-72	ММ/З	Сонгутидонское	145
II-8-37	П	Кунюм-Ком-Баш	145
II-8-46	П	Бичек-Чегет	145
II-8-51	П	Туяла	145
II-8-68	П	Цадотта-1	145
II-8-69	П	Гудората	145
II-8-70	П	Восточное	145
II-8-71	П	Иська-Бартуй	145
II-8-77	П	Хацанта(Хицан-1)	145
Вольфрам, молибден			
I-7-104	МС/З	Гитче-Тырныаузское	147
I-7-105	МК/Э	Тырныаузское	147
Вольфрам			
I-7-56	П	Каргашелликольское	147
I-7-57	П	Проявление б. Контактной	147
I-7-61	П	Проявление б. Контактной	147
I-7-64	П	Индышское	147
I-7-66	П	Аминкольское	147
I-7-110	П	Балка Шеелитовая	147
I-7-111	П	Субаши. Рудная зона № 1	147
I-7-115	П	Мкяра	147
I-7-113	П	Без названия	147
I-7-114	П	Субаши. Рудная зона № 2	147
II-7-1	П	Ножу 1	
II-7-2	П	Кукужчол	147
II-8-11	П	Верхние Кестанты	145
II-8-21	П	Кордон	145
II-8-25	П	Джораты	145
II-8-31	П	Чегет-Джара	145
Олово			
I-7-108	П	Тютю-Су	147
II-8-19	ММ/З	Илипсар	145
II-8-53	ММ/З	Билягидонское	145

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
А л ю м и н и й			
I-7-67	П	Эльбурган-2	147
I-7-68	П	Эльбурган-1	147
I-7-72	П	Таракул-Тюбе	147
I-7-89	П	Тузлук	147
Р т у т ь			
II-8-84	ММ/З	Тибское	145
IV-12-22	ММ/З	Хпекское	155
М ы ш ь я к			
II-8-29	ММ/З	Чегет-Джара	145
II-8-32	ММ/З	Куспарты	145
II-7-6	П	Азау, зоны Центральная и Восточная	147
II-7-7	П	Азау, зона Северная	147
II-7-13	П	Гвандра	147
III-11-46	П	Тинав-Чегелатль	136
С у р ь м а			
I-7-98	ММ/З	Гитче-Тырныауз	147
III-10-5	ММ/З	Хуландойское	155
I-7-97	П	Карангылак	147
I-7-117	П	Хунгурту	147
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы			
Б е р и л л и й			
II-7-3	ПМ	Уллукамское	147
II-7-14	ПМ	Башкара	147
II-8-34	П	Укюсу (Рудопоявление № 13)	145
II-8-52	П	Верхняя Туяла	145
II-8-54	П	Псыгансу	145
II-8-55	П	Уллу-Кызыш	145
Т а н т а л, н и о б и й			
II-7-4	ПМ	Чиринкол	147
II-8-26	П	Река Кору	145

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ Промыш- ленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литера- турного источника
Благородные металлы			
Золото			
I-7-53	PM/З	Малкинское	147
I-7-51	PM/O	Хасаутское	147
I-7-52	PM/O	Муштинское	147
I-7-63	PM/З	Кубанское	147
I-7-99	PC/З	Баксанское	147
I-8-15	PC/З	Малкинское	145
I-8-21	PM/З	Баксанское	145
I-8-33	PM/З	Чегемское	145
I-8-55	PC/З	Актопраское	145
II-8-5	РП/З	Черек-Хуламский	145
II-8-9	РП/З	Черек-Балкарский	145
II-8-41	РП/З	С. Калух	145
II-8-16	ММ/З	Безенги (Радужное)	145
I-7-38	П	Ковалевский	147
I-7-42	П	Зона Бесланевского	147
I-7-55	П	Пионерский Штокверк	147
I-7-77	П	Проявление скв. 802	147
I-7-94	П	Чучкур-Зона б. Лесная	147
Радиоактивные элементы			
Уран			
I-7-31	ММ/З	Эшкаконское	147
II-8-22	ММ/З	Хуламское	145
II-9-43	ММ/З	Гизельдонское	146
I-7-15	П	Водоводское	147
I-7-35	П	Кич-Малкинское	147
I-7-80	П	Восточно-Харбазское	147
I-7-87	П	Юбилейное	147
I-7-100	П	Перюкол-Су	147
I-7-101	П	Руч. Безымянный—р. Баксан	147
II-8-75	П	Хукали-II	145
Неметаллические ископаемые			
Оптические материалы			
Пьезокварц			
III-11-55	ММ/З	Айшат-Кулинское	155

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
III-11-36	П	Инхокорское	155
III-11-42	П	Сантландинское	155
III-11-53	П	Каргельское	155
III-11-54	П	Нижне-Кентлинское	155
III-11-56	П	Тлим-Капуслинское	155
III-11-57	П	Керанское	155
III-11-60	П	Нагорное (уч-к № 1)	155
III-11-61	П	Гимринское	155
III-11-62	П	Верхне-Мазадинское	155
III-11-74	П	Рис-Орское	155
Химическое сырье			
Сера			
III-11-9	ММ/З	Могохское	155
Барит			
I-7-59	ММ/Э	Алык-Башское	147
I-7-65	ММ/Э	Индышское	147
I-7-70	ММ/З	Джаланкольское	147
Бораты			
I-8-5	ММ/З	Золотой Курган	145
Известняк			
II-9-17		Длиннодолинное	
Минеральные удобрения			
Фосфорит			
I-7-79	ММ/Э	Бечасынское	147
Керамическое и огнеупорное сырье			
Полевой шпат			
I-7-37	ММ/З	Маринское	147
II-8-15	ММ/З	Безенгийское	145
Глины огнеупорные и керамические			
I-7-24	ММ/З	Эшкаконское	147
I-7-88	ММ/З	Картджуртское	147
Глины огнеупорные			
Высокоглиноземистые материалы (андалузит)			
I-7-106	ММ/З	Мукуланское	147

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
Абразивные материалы			
К а м н и т о ч и л ь н ы е			
II-8-58	ММ/З	Махческ-Фаснальское	145
Горнотехническое сырье			
А с б е с т			
I-7-71	ММ/З	Шаман-Бекленгенское	147
Г р а ф и т			
I-7-11	ММ/Э	Кобанское (гора Седло)	147
II-9-39	ММ/З	Джимаринское	146
Поделочные камни			
Л и с т в е н и т			
I-7-96	ММ/З	Верхнетызльское	147
Мраморный оникс			
III-10-6	П	Соситлинское	155
III-11-50	П	Согратльское	136
III-11-52	П	Чарахское	136
III-11-58	П	Гочобское	136
IV-12-24	П	Кина	72
IV-12-49	П	Хновское	72
IV-12-53	П	Даличайское	72
Г а г а т ы			
IV-12-5	ММ/З	Харагское	72
IV-12-6	ММ/З	Миитское	72
Строительные материалы			
Магматические породы			
Г р а н и т			
I-7-109	ММ/Э	Кушуйское	147
I-7-107	МС/З	Эльджуртинское	147
I-7-115	МС/З	Актюбинское	147
II-8-30	ММ/З	Черекское	145
II-8-43	МС/З	Верхнебалкарское	145
II-8-57	МК/З	Фаснальское	145
II-8-66	ММ/З	Куссинское	145
II-8-74	МС/З	Сонгутидонское	145

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
II-8-80	МК/З	Цейское	145
II-8-81	МК/З	Буронское	145
		Серпентинит	
I-7-49	ММ/З	Малкинское	145
		Диабазовый порфирит	
IV-12-25	ММ/З	Курдильское	155
		Эффузивные породы	
		Ингимбриты риолитового состава	
I-8-58	ММ/Э	Шаухна	145
		Базальтовые порфириты	
II-8-17	ММ/З	Безенгийское	145
		Дациты	
II-8-76	МС/З	Цейское	145
		Туфы	
I-8-19	ММ/З	Куркужинское	145
I-8-23	ММ/Э	Заюковское	145
I-8-28	ММ/З	Заюковское -1	145
I-8-34	ММ/З	Лечинская	145
I-8-38	ММ/Э	Каменское	145
I-8-42	ММ/З	Казганчийское	145
		Карбонатные породы	
		Мраморы	
I-7-92	ММ/З	Даутское	147
II-9-40	ММ/З	Ларцидонское	146
II-9-41	ММ/З	Джимаринское	146
		Известняк	
I-7-3	ММ/Э	Джегутинское (Старая Джегута)	147
I-7-5	МК/З	Подкумское	147
I-7-7	МК/З	Подкумское-1	147
I-7-10	ММ/Э	Кобанское	147
I-7-13	ММ/Э	Терезинское (Темризова балка)	147
I-7-16	ММ/З	Айбазовское	147
I-7-17	ММ/Э	Элькум	147

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ Промышленность освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-7-18	ММ/З	Кызылкольское	147
I-7-23	МС/З	Учкекенское	147
I-7-25	МК/З	Аликановское	147
I-7-26	ММ/Э	Себловское II	147
I-7-27	МС/Э	Березовское	147
I-7-29	ММ/Э	Воровское	147
I-7-28	ММ/З	Ольховское II	147
I-7-34	ММ/Э	Кич-Малкинское	147
I-7-48	ММ/З	Хабазское	147
I-8-13	ММ/З	Сармаковское	145
I-8-27	МК/З	Заюковское	145
I-8-36	ММ/З	Бурумкольское	145
I-8-46	МК/Э	Кенженское	145
I-8-57	МК/З	Белореченское	145
II-8-2	ММ/З	Советское	145
II-8-36	ММ/З	Хазнидонское-I	145
II-9-9	ММ/З	Тарское	146
II-9-12	ММ/З	Чернореченское	146
II-9-14	ММ/З	Поповхуторское	146
II-9-15	ММ/З	Тамискское	146
II-9-16	ММ/З	Редантское	146
II-9-21	ММ/З	Фуртоугское	146
II-9-17	МК/З	Длиннодолинское	146
II-10-5	МК/Э	Черногорское	155
II-10-6	МК/З	Яраш-Мординское	155
II-10-8	ММ/З	Алкунское	155
II-10-9	МС/Э	Алебастровское (Яраш-Морды)	155
II-10-10	ММ/З	Алебастровское (Советское)	155
II-12-7	МК/З	Эльдамское	155
III-11-4	МК/З	Ботлихское	136
III-11-14	МК/З	Аракановское (Могохское)	136
III-11-15	МС/З	Гоцатлинское	136
III-11-16	ММ/З	Аранинское (Араканское)	136
III-11-25	МС/З	Голотнинское	136
III-11-26	МС/З	Карадахское I	136

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ Промыш- ленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литера- турного источника
III-11-29	МС/З	Карадахское II	136
III-11-33	МС/З	Гунибское	136
III-12-1	МС/З	Аркасское	155
III-12-2	МС/З	Карабудахкентское	155
III-12-4	ММ/Э	Родниковое	155
III-12-8	МС/З	Санхи-Махинское	155
III-12-9	МС/З	Левашинское	155
III-12-10	МС/З	Ванашамахинское	155
III-12-13	ММ/Э	Цуршурское	155
III-12-17	МК/З	В.Махурки–Махинское	155
III-12-19	ММ/Э	Акушинское	155
IV-12-3	МК/НР	Гапильское	155
IV-12-15	ММ/НР	Яргильчайское	155
IV-12-46	МС/НР	Усучайское	155
Д о л о м и т			
I-7-14	ММ/З	Терезинское	147
I-7-20	ММ/З	Аликановское	147
I-7-40	ММ/З	Хабазское	147
I-8-32	ММ/З	Гунделенское	145
I-8-37	ММ/З	Баксанское-II	145
I-8-52	ММ/З	Чегемское	145
II-8-39	ММ/З	Хазнидонское-II	145
II-9-20	МК/Э	Боснинское	146
II-9-18	ММ/З	Адайхохское	146
II-9-19	МС/Э	Геналдонское	146
III-11-7	МК/З	Зиранинское	136
III-11-10	МК/З	Могохское	136
III-11-13	МК/З	Могохское I (Араканское ущелье)	136
М е л			
II-9-12	ММ/З	Кора-Урсдонское	146
М е р г е л ь			
I-8-47	ММ/Э	В. Кенженское	145
I-8-50	ММ/З	Нальчинское	145
II-8-35	ММ/З	Ахсарисанское	145

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
II-9-10	ММ/З	Алагирское	146
IV-12-4	МК/З	Гапильское	72
		Туф известковый	
I-8-1	ММ/З	Юца	145
II-8-3	ММ/З	Кашкатау	145
		Глинистые породы	
		Глины кирпичные	
II-8-4	ММ/З	Советское	145
II-8-7	ММ/З	Жемтаминское	145
II-8-10	ММ/З	Лескенское	145
II-8-27	ММ/З	Ирафское	145
		Глины керамзитовые	
I-8-26	ММ/Э	Кызбурунское	145
I-8-59	ММ/З	Аушигерское	145
II-9-8	ММ/Э	Камбилеевское	146
II-9-37	ММ/З	Ларское	146
IV-12-10	ММ/З	Хивское	72
		Сланцы кровельные	
I-7-54	ММ/З	Хасаутское-I	72
II-8-64	ММ/Э	Мацутинское	72
II-9-38	ММ/Э	Верхне-Ларское	146
		Обломочные породы	
		Песчано-гравийный материал	
II-8-1	ММ/З	Советское	145
		Песок строительный	
I-7-21	ММ/З	Аликановское	147
		Песчаник	
I-7-6	ММ/З	Ольховское-I	147
I-7-12	ММ/З	Гора Пикет	147
I-7-22	ММ/З	Аликановское	147
I-7-81	ММ/Э	Пологое	147
I-8-45	ММ/З	Баксанское	145
III-11-11	ММ/З	Ахитлинское	136

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ Промышленность освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
III-11-17	МС/З	Агвалинское	136
III-11-21	МС/З	Ахитлинское -I	136
III-11-22	МС/З	Голотлинское	136
III-11-30	МС/З	Цумадинское	136
III-11-34	ММ/З	Андийское(Агвалийское)	136
III-11-35	МС/З	Советское	136
III-11-40	МС/З	Советское-I	136
III-11-45	МС/З	Аварское	136
III-11-47, 48	МС/З	Бацадахское	136
III-11-49	МС/З	Бацадахское-I	136
III-11-51	ММ/З	Аварское-I	136
III-11-59	МС/З	Магарское	136
III-12-23	ММ/З	Кубачинское	155
IV-12-9	МК/НР	Лаксанское	72
IV-12-17	МК/НР	Хореджское	72
IV-12-21	МК/НР	Рухунское	72
IV-12-28	МК/НР	Кутульское	72
Прочие ископаемые			
Г и п с			
I-7-11	ММ/З	Джегутинское	147
I-7-14	ММ/З	Джегутинское-I	147
I-7-30	ММ/З	Березовское	147
I-7-32	ММ/З	Березовское	147
I-7-39	ММ/Э	Кич-Малкинское	147
I-7-43	МК/З	Бермамытское (гора Алебастровая)	147
I-7-44	ММ/З	Лахранское	147
I-7-45	ММ/З	Арт-Кольское	147
I-7-47	ММ/З	Хабазское	147
I-7-50	ММ/З	Тазакольское	147
I-8-39	ММ/Э	Баксанское	145
I-8-40	ММ/З	Бедыкское	145
II-10-13	МК/З	Чанахойское (Чанахинское)	155
II-11-11	МК/З	Ихинское	155
III-10-1	МК/НР	Кенхинское	155

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ Промыш- ленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литера- турного источника
III-10-2	МК/НР	Кириновское	155
III-11-3	ММ/Р	Годобери	136
III-11-12	МС/З	Араканское	136
III-11-24	МК/З	Карадахское I	136
IV-12-14	МК/З	Архитское	72
Ц е л е с т и н			
III-12-7	П	Кули-Меэрское	155
III-12-12	П	Бакдакули	155
III-12-15	МК/З	Синие Камни	155
III-12-16	МК/З	Вицхинское	155
III-11-44	П	Чохское	136
К в а р ц и т			
I-8-64	МС/З	Актопракское	145
П е с к и с т е к о л ь н ы е			
I-8-24	ММ/З	Кызбурунское	145
I-8-53	МС/З	ИТК	145
I-8-54	МС/З	Сыр-Тала	145
I-8-56	МС/З	Белореченское	145
II-9-4	МС/З	Тарское-2	146
II-9-5	МС/З	Медвежегайское	146
III-11-47	МС/З	Ункидское	
II-9-6	МС/З	Камбилеевское	146
Г л и н ы а б с о р б ц и о н н ы е			
I-8-49	ММ/З	Нальчинское	145
I-8-60	МС/З	Актопракское II	145
I-8-63	ММ/З	Герпегежское	145
I-7-78	МК/З	Бечасын-Бермамытское	147
Г л и н ы к р а с о ч н ы е			
II-12-4	МС/З	Талгинское	155
Б и т у м			
II-8-20	ММ/З	Ит-Кая-Баши	145
II-8-23	ММ/З	Бай-Каши-Тогем	145
II-8-24	ММ/З	Содк-Аузу-Кол	145

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
II-8-33	ММ/З	Зылги-Тар	145
II-8-38	ММ/З	Мехтыген	145
II-8-47	ММ/З	Буравцкское	145
Подземные воды и лечебные грязи Минеральные лечебные воды Углекислые			
I-7-1	ММ/З	Эль-Таркачское	147
I-7-2	МК/Э	Ессентукское	147
I-7-4	МС/Э	Кумское	147
I-7-8	МС/Э	Эшкаконское	147
I-7-9	ММ/Э	Юцкоджуцкое	147
I-7-17	МК/З	Верхне-Подкумское	147
I-7-19	МК/Э	Кисловодское	147
I-7-36	ММ/З	Маринское	147
I-7-46	МС/Э	Малкинское	147
I-8-29	ММ/Э	Гунделеновское	145
I-8-48	ММ/Э	Нальчинское	145
I-8-61	ММ/Э	Долины р. Хео	145
II-7-5	ММ/Э	Нейтриновское	147
II-7-11	ММ/Э	Приэльбрусское	147
II-9-42	ММ/З	Верхне-Кармадонское	146
III-11-20	И(П)	Тиндинский № 3	136
III-11-27	И(П)	Тиндинский № 2	136
III-11-31	И(П)	Село Корода	136
III-11-32	И(П)	Тиндинский № 1	136
III-11-37	И(П)	Село Хиндак	136
III-11-38	И(П)	Инхокоринский	136
Без специфических компонентов			
II-9-57	ММ/З хлоридн. Na	Нижне-Кармадонское	146
I-8-2	ММ/З хлоридн. Na	Новопавловское, уч-к Новопавловский	145
I-8-10	ММ/З хлоридн. Na	Новопавловское, уч-к Старопавловский	145

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
II-9-1	ММ/Э гидрокарб.-хлоридные Na	Коринское	146
II-9-11	МК/Э хлорсульфатная Na-Mg-Ca	Редантское	146
II-9-13	ММ/Э сульфатн. Mg-Ca	Тамискское	146
IV-12-2	И(П) гидрокарб. Са и Mg	Хосрехский	72
IV-12-13	И(П) гидрокарб. Са и Mg	0,35 км к югу от сел. Хив	72
IV-12-19	И(П) гидрокарб. Са и Mg	1 км к СЗ от сел. Тркал	72
IV-12-33	И(П) гидрокарб. Са и Mg	1 км к СЗ от сел. Кака	72
IV-12-34	И(П) гидрокарб. Са и Mg	3 км к СЗ от сел. Хуля	72
IV-12-36	И(П) гидрокарб. Са и Mg	Между селениями Клух и Гдынк	72
IV-12-47	И(П) гидрокарб. Са и Mg	1,4 км и ЮВ от г. Царцин	72
II-10-7	МС/З гидрокарб Са	Чанты-Аргунское	155
III-12-11	МК/З гидрокарб. Са	Новокаянтский уч-к	155
IV-12-41	МС/З гидрокарб. Са	Курорт Ахты (Ахтынский уч-к)	155
III-11-1	И(П) гидрокарб. Са	Село Ирганай	136
III-11-2	И(П) гидрокарб Са	Кванхидатльский	136
III-11-5	И(П) гидрокарб. Са	Амушинский I	136
III-11-6	И(П) гидрокарб. Na	Амушинский II	136
III-11-8	И(П) гидрокарб. Са	Амушинский III	136
III-11-18	И(П) гидрокарб. Са	Агвалинский	136

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
III-11-19	И(П) гидрокарб. Са	Село Голотль, южная окраина	136
III-11-23	И(П) гидрокарб. На	Село Датуна	136
III-11-39	И(П) гидрокарб. Са	Село Тидиб	136
III-11-41	И(П) гидрокарб. Са	Село Игори	136
III-11-43	И(П) гидрокарб. Са	Село Чох-Коммуна	136
III-11-63	И(П) гидрокарб. Са	Бежетинский Содовый	136
III-11-63а	И(П) гидрокарб. На	Село Хачар-Хота	136
III-11-65	И(П) гидрокарб.-сульф. Са	Река Симбирис, 800 м ниже устья р. Нуцурако	136
IV-12-30	И(П) гидрокарб. Са	Лалаанский	72
IV-12-32	И(П) гидрокарб. Са	2 км к северу от сел.Зрык	72
IV-12-35	И(П) гидрокарб. Са	Новохкемский	72
IV-12-39	И(П) гидрокарб. Са	Село Курукал	72
IV-12-40	И(П) гидрокарб. Са	Село Курукал	72
IV-12-42	И(П) гидрокарб. На	4 км к ЮЗ от села Ахты	72
IV-12-43	И(П) гидрокарб. Са	1,8 км к северу от села Мыс-Кинджа	72
IV-12-50	И(П) гидрокарб.-сульф. На	3 км к СЗ от м-ния Кизил-Дере	72
IV-12-51	И(П) гидрокарб. На	1 км к северу от м-ния Кизил-Дере	72
Термальные (теплоэнергетические) воды Более 70 °С			
IV-12-54	И(П) гидрокарб.-сульф. На	6 км к ЮЗ от м-я Кизил-Дере	72
I-8-16	ММ/Э	Нижне-Баксанское	145

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-8-17	ММ/Э	Восточно-Баксанское	145
I-8-62	ММ/Э	Аушигерское	145
Питьевые воды Пресные			
II-8-6	ММ/Э	Советское, уч-к 1	145
II-11-13	ММ/З	Родник Беной-Яссы	155
Действующие водозаборы с подсчитанными запасами Питьевая вода			
II-8-14	Э	Бабугентский	145
Грязи лечебные			
I-8-3	МС/Э	Тамбуканское	145
Лист К-39 Горючие ископаемые Нефть			
III-13-1	ММ/О	Каякентское	155
III-13-2	ММ/О	Берикейское	155
III-13-3	ММ/О	Дузлакское	155
Нефть и газ			
IV-13-1	ММ/О	Хашмензил	155
Газ, конденсат			
III-13-5	ММ/Э	Дагестанские Огни	155
Металлические ископаемые Цветные металлы Ртуть			
IV-13-8	П	Фригское	155
IV-13-10	П	Казардиканское	155
Строительные материалы Карбонатные породы Известняк			
III-13-6	ММ/З	Дербентское	155
III-13-7	МС/Э	Первомайское	155
III-13-8	МК/З	Дербентское-I (Октябрьское)	155
IV-13-3	МС/З	Хучнинское	155
IV-13-5	МС/НР	Концильское	155
IV-13-6	ММ/З	Цмурчайское	155

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
IV-13-7	МС/НР	Сардаркентское	155
IV-13-9	МС/З	Сендкентское	155
III-13-7	МС/Э	Первомайское	155
III-13-8	МК/З	Дербентское-I (Октябрьское)	155
		Р а к у ш е ч н и к	
III-13-9	МС/З	Авайнкалинское	155
III-13-10	ММ/З	Совхозное	155
		Подземные воды и лечебные грязи	
		Минеральные промышленные	
		Й о д н ы е	
III-13-4	ММ/З	Берикейское	155
IV-13-2	ММ/З	Хашмензил	155
		Минеральные лечебные	
		У г л е к и с л ы е	
IV-13-4	МС/Э	Рычал-Су	155

**Указатель объектов полезных ископаемых, показанных на карте
четвертичных образований Государственной геологической карты
Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000**

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
Лист К-37			
Горючие ископаемые			
Твердые горючие ископаемые			
Торф			
I-4-73	ММ/З	Адлеровское	53
Строительные материалы			
Глинистые породы			
Глины и суглинки кирпично-черепичные			
I-4-66	ММ/З	Кудепстинское	53
I-5-74	ММ/З	Краснополянское	53
I-6-63	ММ/З	Зеленчукское	155
Обломочные породы			
Песчано-гравийный материал			
I-4-57	ММ/З	Лазаревское	53
I-4-59	ММ/З	Головинское	53
I-4-62	ММ/Э	Лооское	53
I-4-63	ММ/З	Сочинское	53
I-4-72	ММ/Э	Адлерское	53
I-4-74	ММ/З	Веселовское-II	53
Подземные воды			
Питьевые			
Пресные			
I-4-54	ММ/Э	Ашейское	53
I-4-55	ММ/Э	Псезуапсинское	53
I-4-58	ММ/Э	Шахинское	53
I-4-64	ММ/Э	Сочинское	53
I-4-68	ММ/Э	Мзымтинское, уч-к Ахштырский	53
I-4-69	ММ/Э	Мзымтинское, уч-к Голицинский	53
I-4-71	ММ/Э	Мзымтинское, уч-к Адлерский	53

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-5-73	ММ/З	Мзымтинское	53
I-5-75	ММ/Э	Псоуское	53
I-6-59	ММ/Э	Зеленчукское	155
I-6-60	ММ/Э	Даусузское, ст. Зеленчукская	155
I-6-61	ММ/З	Урупское	155
I-6-62	ММ/Э	Кардоникское, ст. Кардоникское	155
I-6-64	ММ/Э	Карачаевское	155
I-6-65	ММ/Э	Хасаутское	155
I-6-66	ММ/Э	Нижне-Тебердинское	155
I-6-67	ММ/Э	Верхне-Тебердинское	155
I-6-68	ММ/Э	Архызское	155
I-6-69	ММ/Э	Луннополянское	155
I-6-70	ММ/Э	Краснокарачаевское	155
I-6-71	ММ/Э	Джемагатское	155
I-6-72	ММ/Э	Верхне-Аксаутское	155
I-6-73	ММ/З	Тебердинское	155
I-6-74	ММ/Э	Учкуланское	155
Действующие водозаборы			
Питьевая вода			
I-4-53	Э	Макопсинский	53
I-4-56	Э	Лазаревский	53
I-4-60	Э	Лоокский-I	53
I-4-61	Э	Лоокский-II	53
I-4-65	Э	Сочинский	53
I-4-70	Э	Адлерский	53
Техническая вода			
I-4-67	Э	Голицинский	53
Л и с т К-38			
Неметаллические ископаемые			
Абразивные материалы			
П е м з а			
I-7-121	ММ/Э	Кисловодское	147
I-7-123	МС/З	Кобанское	147
I-7-137	ММ/З	Тырныаузское	147

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
Перлит			
I-8-116	ММ/ЗО	Хакаюкское	145
I-8-104	ММ/Э	Бедык-Су-II	145
I-8-112	ММ/Э	Бедык-Су-I	145
I-8-86	МС/Э	Куркужинское	145
I-8-100	ММ/З	Аргаюко	145
I-8-110	ММ/Э	Кенженское	145
I-8-111	ММ/З	Нальчинское	145
I-8-121	ММ/З	Кабадашхо	145
Туф			
II-9-86	ММ/З	Алагирское	146
II-9-88	МК/З	Гизельдонское	146
Карбонатные породы			
Известняк			
II-12-18	МС/Э	Таркитаусское	155
II-12-24	МС/Э	Манаскентское	155
III-12-29	ММ/Э	Избербашское (участки Нижний и Верхний)	155
III-12-34	ММ/З	Уллубиевское	155
III-12-41	ММ/З	Маджалисское	155
Мел			
II-9-101	МК/З	Унальское	146
Ракушечник			
III-12-27	ММ/З	Избербашское-II	155
III-12-28	МС/З	Избербашское-III	155
Глинистые породы			
Глины кирпичные, черепичные и гончарные			
I-7-119	ММ/Э	Римгорское (Учкекенское)	147
I-7-122	ММ/З	Кисловодское	147
I-7-129	ММ/З	Кичмалкинское	147
I-7-130	ММ/З	Хабазское	147
I-8-69	ММ/З	Зольское	145
I-8-70	МС/З	Псыхурейское	145
I-8-72	ММ/З	Кубинское	145
I-8-73	МС/З	Псынодох	145

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-8-75	ММ/З	Карагачское	145
I-8-76	ММ/З	Солдатское	145
I-8-79	ММ/Э	Прохладенское-1	145
I-8-83	ММ/З	Алтудское	145
I-8-85	ММ/З	Баксанское	145
I-8-88	МК/Э	Кызбурунское	145
I-8-90	МС/З	Кишпекское	145
I-8-96	ММ/Э	Хакаюкское	145
I-8-93	ММ/З	Заюковское	145
I-8-105	ММ/Э	Шалушкинское	145
I-8-107	ММ/З	Наржановское	145
I-8-113	ММ/З	Н. Чегемское	145
I-8-114	ММ/З	Урванское	145
I-8-119	ММ/З	Вольно-Аульское-1	145
I-8-120	МС/З	Аргуданское-1	145
I-8-122	ММ/Э	Ст. Черек	145
I-9-13	ММ/Э	Роставанское	124
I-9-21	ММ/Э	Моздокское (Киевское)	155
I-9-25	ММ/Э	Веселовское	124
I-9-27	ММ/Э	Троицкое	124
I-9-30	МС/Э	Прохладенское II	124
I-9-32	ММ/Э	Прохладенское I	124
I-9-33	ММ/Э	Прохладенское	124
I-9-36	ММ/Э	Черноярское	124
I-9-37	ММ/Э	Павлодольское	124
I-9-39	ММ/Э	Терское	124
I-9-41	ММ/Э	Кизлярское	124
I-9-45	МС/Э	Виноградненское (Виноградное)	124
I-9-49	ММ/Э	Сухотское	124
I-9-51	ММ/Э	Майское	124
I-9-52	ММ/Э	Малгобекское	124
I-9-54	ММ/Э	Тамбовское	124
I-9-56	ММ/З	Сагоншинское	155
I-9-57	ММ/З	Верхне-Курпское	155
I-9-58	ММ/Э	Батакоюртовское	124

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-9-61	ММ/?	Заманкульское	155
I-10-26	ММ/З	Наурское	155
I-10-29	ММ/З	Надтеречное	155
I-10-30	МС/З	Верхненаурское	155
I-10-37	МС/З	Первомайское	155
I-10-38	ММ/З	Артемовское	155
I-10-40	ММ/Э	Петропавловское	155
I-10-42	ММ/Э	Грозненское (Старопромисловское)	155
I-11-2	ММ/О	Комсомольское	155
I-11-3	МС/З	Калиновское	155
I-11-4	ММ/Э	Новогеоргиевское (Кизлярское)	155
I-11-9	МС/З	Кизлярское-I	155
I-11-10	МС/З	Кизлярское-II	155
I-11-20	ММ/Э	Шелковское, уч-к I	155
I-11-21	ММ/З	Шелковское, уч-к II	155
I-11-16	МС/Э	Бабаюртовское II	155
I-11-17	МС/О	Бабаюртовское I	155
I-11-18	ММ/З	Адилъянгиюртовское	155
I-11-19	ММ/З	Адилъянгиюртовское, уч-к Юго-восточный	155
I-11-28	МС/Э	Аксайское	155
I-11-31	ММ/Э	Гудермесское, уч-ки 1 и 2	155
I-12-2	ММ/З	Черняевское	155
II-9-61	ММ/Э	Назрановское	146
II-9-60	ММ/Э	Зильгинское	146
II-9-63	ММ/Э	Ст. Бесланское	146
II-9-74	ММ/З	Дигорское	146
II-9-76	ММ/Э	Кадгароновское	146
II-9-81	ММ/З	Сунженское	146
II-9-83	ММ/Э	Алагирское	146
II-9-87	ММ/Э	Орджоникидзевское	146
II-9-89	ММ/Э	Орджоникидзевское, южный фланг	146
II-10-23	ММ/З	Самашкинское	155

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
II-10-24	МС/Э	Андреевское	155
II-10-27	ММ/Э	Орджоникидзевское	155
II-10-31	МС/О	Сунженское	155
II-10-38	МС/З	Нестеровское	155
II-10-43	МС/З	Шалинское	155
II-10-45	ММ/З	Тангинское	155
II-10-50	ММ/З	Вашиндороевское	155
II-11-15	ММ/Э	Гудермесское	155
II-11-18	МС/З	Хасавюртовское	155
II-11-19	ММ/З	Новогрозненское	155
II-11-22	МК/З	Беташевское	155
II-11-28	МС/Э	Аюкское	155
II-11-29	МС/З	Акташское	155
II-11-32	ММ/Э	Автуринское	155
II-11-35	ММ/З	Ленинаульское	155
II-11-36	МС/З	Ножой-Юртовское	155
II-11-38	ММ/З	Кизил-Юртовское	155
III-11-78	ММ/З	Шототинское	1366
II-12-11	ММ/З	Шамгальское	155
II-12-22	МС/З	Ирганайское	155
II-12-26	ММ/З	Таркинское	155
II-12-27	МС/Э	Таркинское II	155
II-12-29	ММ/З	Буйнакское	155
II-12-32	ММ/Э	Атланаульское	155
III-12-32	ММ/З	Избергское	155
III-12-33	ММ/З	Избербашское	155
III-12-37	МС/З	Каякентское	155
III-12-40	ММ/З	Зильбачинское	155
III-12-42	ММ/З	Маджалисское	155
Глины для цементного производства			
II-10-46	МК/Э	Дуба-Юртовское	155
II-12-23	ММ/З	Агачское	155
Глины керамзитовые			
II-9-95	ММ/З	Тарское	146
II-10-48	ММ/З	Чир-Юртовское	155

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
II-10-49	ММ/Э	Дуба-Юртовское	155
II-11-37	МК/З	Кизил-Юртовское	155
II-12-21	МС/Э	Агачаульское	155
Обломочные породы			
Песчано-гравийный материал			
I-7-128	ММ/Э	Кич-Малкинское	145
I-8-67	ММ/Э	Зольское	145
I-8-71	ММ/З	Кировское	145
I-8-74	ММ/Э	Малкинское	145
I-8-77	ММ/Э	Малкинское-1	145
I-8-87	ММ/З	Баксанское	145
I-8-92	ММ/З	Заюковское	145
I-8-101	ММ/З	Шалушкинское-II	145
I-8-102	МК/Э	Урванское-1	145
I-8-109	МК/Э	Докшукинское	145
I-8-115	ММ/Э	Урванское	145
I-8-123	ММ/З	Советское	145
I-9-22	ММ/Э	Моздокское	124а
I-9-47	ММ/О	Пришибское	124а
I-9-62	ММ/З	Эльхотовское	124а
II-9-56	МК/Э	Карабулакское	146
II-9-59	МС/З	Зильгинское I	146
II-9-67	МС/З	Бесланское	146
II-9-68	МС/З	Фарн-Коста	146
II-9-72	МС/З	Новобесланское	146
II-9-75	МК/З	Алагирское-II	146
II-9-77	ММ/Э	Михайловское Сев.	146
II-9-78	МС/Э	Ногирское	146
II-9-79	МК/Э	Михайловское (Ног.)	146
II-9-80	МК/Р	Михайловское	146
II-9-82	МС/Э	Гизельдонское	146
II-9-84	МК/Э	Алагирское	146
II-10-28	МК/Э	Аргунское-I	155
II-10-34	МС/Э	Чеченаулское-II	155
II-10-36	МС/З	Ассинское	155
II-10-37	ММ/З	Южное	155

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
II-10-40	МК/Э	Аргунское-II	155
II-10-41	МК/З	Грозненское	155
II-10-42	МК/З	Ханкальско-Белгатоевское	155
II-11-23	МС/З	Кольцевое	155
II-11-25	МК/Э	Чир-Юртовское-I	155
II-11-26	МК/Э	Темираульское	155
II-11-27	МС/З	Султанянгиуртовское	155
II-11-30	МК/Э	Чир-Юртовское-II	155
II-11-31	МК/Э	Темираульское	155
II-12-14	МК/З	Шанхальское	155
III-11-75	МС/НР	Ирганайское	1366
III-11-76	МС/НР	Ботлихское	1366
III-11-79	МС/НР	Гоцатлинское	1366
III-11-81	МС/НР	Голотлинское-I	1366
III-11-82	МС/НР	Голотлинское -II	1366
III-11-83	ММ/НР	Агвалийское (Андийское)	1366
III-11-91	МС/НР	Советское	1366
III-11-85	МС/НР	Голотлинское-III	1366
III-11-93	МС/НР	Советское-I	1366
Щ е б е н ь			
III-11-77	ММ/З	Зираны	1366
III-11-80	МС/З	Гоцатлинское	1366
III-11-84	МС/З	Голотлинское	1366
III-11-86	МС/З	Голотлинское-I	1366
III-11-87	МС/З	Карадахское	1366
III-11-88	МС/З	Карадахское-I	1366
III-11-89	МС/З	Цумадинское	1366
III-11-90	МС/З	Агвалийское (Андийское)	1366
III-11-92	МС/З	Советское	1366
III-11-94	МС/З	Бацадахское	1366
III-11-95	МС/З	Магарское	1366
III-11-96	МС/З	Магарское-I	1366
III-11-97	ММ/З	Магарское	1366
П е с о к с т р о и т е л ь н ы й			
I-7-120	ММ/Э	Подкумское	147

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-8-66	ММ/Э	Новопавловское	145
I-8-81	ММ/Э	Новопрохладненское	145
I-8-84	ММ/З	Алтудское	145
I-9-11	ММ/Э	Роставановское	124а
I-9-19	ММ/З	Троицкое	155
I-9-20	МС/З	Моздокское (уч-к 5)	155
I-9-23	ММ/Э	Прохладненское	124а
I-9-24	МС/З	Приближенское (Винсовхоз)	124а
I-9-34	МК/З	Содеревское-Заказное, восточное	155
I-9-44	ММ/З	Новопрохладненское	124а
I-9-53	ММ/З	Малгобекское	124а
I-9-55	ММ/З	Верхнекурпское	124а
I-10-25	МС/Э	Знаменское	155
I-10-33	МК/Э	Червленское	155
I-11-14	ММ/О	Каргалинское	155
I-11-24	МК/Э	Шелкозаводское	155
II-9-62	ММ/Э	Назрановское	146
II-9-66	ММ/Э	Экажевский уч-к	146
II-9-64	МС/З	Кантышевское 2	146
II-9-65	МК/З	Кантышевское 1	146
II-9-94	ММ/З	Тарское I	146
II-11-33	МС/З	Султановское	155
II-12-8	МК/Э	Шуринское	155
II-12-17	МК/З	Кумторкалинское	155
II-12-28	ММ/З	Каспийское	155
II-12-34	МС/З	Бугленское	155
III-12-31	ММ/З	Избергское	155
III-12-38	МС/Э	Каякентское	155
П е с ч а н и к			
I-10-36	ММ/З	Волчи Ворота	155
I-11-26	ММ/З	Брагунское (Гудермесское)	155
II-10-47	МК/?	Пионерское (уч-ки 2, 3)	155
II-12-25	ММ/Э	Черкез-Озеньское	155
II-12-33	МС/Э	Буйнакское	155

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника		
II-12-36	ММ/О	Карабудахкентское	155		
III-12-24	МК/О	Ачи-Су	155		
Прочие ископаемые					
Песок формовочный					
II-12-12	МК/Э	Экибулакское	155		
II-12-19	ММ/З	Капчугайское	155		
Песок стекольный					
II-10-29	МС/З	Слепцовское (уч-ки 1–6)	155		
II-12-13	МК/З	Серное	155		
Глины бентонитовые					
I-10-41	ММ/З	Серноводское	155		
I-10-43	ММ/З	Слепцовское	155		
II-11-34	ММ/НР	Новолакское	155		
Глины красочные					
II-9-102	ММ/З	Цагат-Ламардонское	146		
IV-12-57	ММ/З	Каладжухское	155		
Ракуша кормовая					
II-12-9	ММ/З	Промысловое	155		
III-12-36	МС/З	Ново-Каякентское	155		
Группа IV: соли					
Соли натриевые					
II-12-30	ММ/НР	Туралинское (оз.)	155		
Подземные воды и лечебные грязи					
Минеральные лечебные воды					
Без специфических компонентов					
1	Состав вод		2	3	4
I-9-17	Гидрокарбон. Ca		МК/Э	Русское	[155]
I-9-40	Гидрокарбон. Ca		МК/З	Моздокский уч-к	155
I-9-59	Хлоридные Na		ММ/Э	Заманкульское	155
I-9-60	Хлор-сульф. Na		МК/Э	Ачалукское	155
I-11-30	Гидрокарбон. Na		МК/Э	Брагунское	155
I-12-1	Хлоридно-гидрокарбон. Na		МК/Э	Крайновское	155
II-10-20	Сульфидные сероводор.		МС/Э	Серноводское	155

1	Состав вод	2	3	4
II-10-30	Гидрокарбон. Ка	ММ/З	Октябрьский уч-к	155
II-11-21	Йодо-бром хлоридн. Na	МК/З	Исти-Су	155
II-12-20	Сульфат-гидрокарбон. Na	МС/З	Махачкалинское	155
II-12-31	Бромно-хлоридная Na	МК/Э	Манас-Туралинская площадь	155
III-12-25	Гидрокарбон.-хлоридн. Na	МК/З	Бурунная площадь	155
III-12-35	Хлоридно-гидрокарбон. Na	МК/З	Каякентское	155
Термальные Более 70 °С				
I-9-43	ММ/Э	Терско-Галюгаевское		155
I-10-20	ММ/Э	Центрально-Бурунское		155
I-10-32	ММ/Э	Комсомольское		155
I-10-35	ММ/Э	Червленское		155
I-10-39	ММ/Э	Петропавловское		155
I-11-1a	ММ/З	Калиновское		155
I-11-7	МС/Э	Кизлярское		155
I-11-8	ММ/Э	Кордоновское		155
I-11-11	ММ/З	Дубовское		155
I-11-12	ММ/Э	Речнинское		155
I-11-13	ММ/Э	Каргалинское		155
I-11-22	ММ/З	Шелковское		155
I-11-23	ММ/З	Новошедринское		155
I-11-29	ММ/Э	Гудермесское		155
II-10-25	ММ/Э	Гунюшки		155
II-10-32	ММ/Э	Гойтинское		155
II-10-35	МС/Э	Ханкальское		155
II-10-39	ММ/Э	Герменчукское		155
II-11-20	ММ/Э	Новогрозненское		155
II-12-15	ММ/З	Притернаирский		155
II-12-16	МС/З	Уч-к Махачкала-Тернаир		155
II-12-35	ММ/Э	Манасское		155
III-12-30	ММ/Э	Избербашское		155
III-12-39	ММ/Э	Каякетское		155
Питьевые воды Пресные				
I-7-118	ММ/Э	Ессентукское		147
I-7-133	МС/З	Хурзукское		147
I-7-134	МС/З	Верхнекубанское		147

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-7-135	МС/З	Учкуланское	147
I-7-136	МС/Э	Тырныаузское	147
I-8-74	МК/Э	Малкинское	145
I-8-68	ММ/Э	Уч-к ДМ-8	145
I-8-78	МС/Э	Прохладенское	145
I-8-82	МС/З	Куржунское	145
I-8-89	МК/Э	Баксанское	145
I-8-95	ММ/З	Заюковское	145
I-8-98	МК/Э	Нальчинское	145
I-9-12	ММ/З	Эддисейский уч-к, массив № 10	155
I-9-14	МС/З	Западный уч-к	155
I-9-15	ММ/З	Эддисейский уч-к, массивы № 11, 12, 15, 16	155
I-9-16	МС/З	Эддисейский уч-к, массив № 13	155
I-9-18	МС/Э	Прохладенское	155
I-9-26	МС/Э	Моздокское, Моздокский уч-к	155
I-9-28	ММ/З	Водозабор Восточный	155
I-9-31	МС/Э	Левобережный участок	155
I-9-38	МС/З	Моздокское, Малгобекский уч-к	155
I-9-46	ММ/З	Малокабардинский уч-к	155
I-9-48	МС/З	Киевский уч-к	155
I-9-50	МС/Э	Майское	155
I-9-55а	ММ/З	Курпский уч-к	155
I-10-15	ММ/З	Эддисейский уч-к, массивы № 17, 18, 19	155
I-10-16	МС/З	Наурское	155
I-10-17	ММ/З	Шелковское, Шелковской уч-к № 1	155
I-10-18	ММ/З	Эддисейский участок, массив № 20	155
I-10-19	ММ/З	Шелковское, Шелковской уч-к № 2, 3	155
I-10-21	ММ/З	Селиванкинское, уч-к № 1, 2	155
I-10-22	ММ/З	Шелковское, уч-к № 4	155
I-10-23	ММ/З	Калиновское, уч-ки № 1, 2	155

Продолжение прил. 2

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-10-24	ММ/З	Селиванкинское, уч-к № 3	155
I-10-27	ММ/З	Калиновское, уч-ки № 3, 4	155
I-10-28	ММ/З	Шелковское, уч-ки № 5, 6	155
I-10-31	ММ/З	Селиванкинское, уч-к № 4	155
I-10-34	ММ/З	Горячейсточненское	155
I-11-5	МС/З	Кизлярский	155
I-11-6	ММ/З	Селивакинский 9	155
I-11-15	ММ/З	Уч-к I Бабюрт	155
I-11-17a	ММ/З	Шелковской 7	155
I-11-25	МС/З	Энгель-Юртовский	155
I-11-27	ММ/З	Уч-к III Куруш	155
II-7-15	ММ/З	Терскол	147
II-7-16	ММ/З	Приэльбрусское, уч-к Фиан	147
II-7-17	ММ/З	Тегенекли	147
II-8-85	ММ/Э	Советское, уч-к № 2	145
II-8-87	ММ/З	Родники р. Карасу Балкарский	145
II-9-51	ММ/З	Бурут-Дарг-Кохтское	146
II-9-52	ММ/Э	Урухское	146
II-9-58	ММ/З	Хумалаг-Зильгинское	146
II-9-53	ММ/З	Терско-Сунженское, уч-к	146
II-9-54	ММ/З	Симианукское	146
II-9-55	ММ/З	Терско-Сунженское, уч-к	146
II-9-71	ММ/Э	Бесланское	146
II-9-69	ММ/Э	Дигорское	146
II-9-70	ММ/Э	Ардонское	146
II-9-73	ММ/З	Михайловское	146
II-9-85	ММ/Э	Алагирское	146
II-9-92	ММ/Э	Орджоникидзевское, уч-к	146
II-9-93	ММ/Э	Орджоникидзевское, уч-к	146
II-9-91	ММ/Э	Гизельдонское, уч-к	146
II-9-90	ММ/З	Ирафское	146
II-9-98	ММ/Э	Орджоникидзевское, уч-к	146
II-9-96	ММ/Э	Тарское, уч-к	146
II-9-97	ММ/Э	Тарское, уч-к	146
II-9-99	ММ/Э	Орджоникидзевское, уч-к	146

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
II-9-100	ММ/З	Даргавское	146
II-9-103	ММ/З	Кармадонское	146
II-10-21	МС/З	Орджоникидзевское	155
II-10-22	МК/З	Грозненское	155
II-10-26	МС/З	Самашкинское	155
II-10-33	МС/З	Сунженское	155
II-10-44	ММ/З	Урус-Мартановский и Ачхой-Мартановский уч-ки	155
II-11-14	ММ/Э	Хасавюртское	155
II-11-16	МК/З	Сулакское	155
II-11-17	МК/З	Восточно-Сунженское	155
II-11-24	МС/З	Бачи-Юртовский уч-к	155
II-12-10	ММ/З	Уч-к IV Согратль	155
III-12-26	ММ/Э	Уллубиевское	155
Действующие водозаборы с подсчитанными запасами			
Питьевое водоснабжение			
I-8-80	Э	Прохладенский	145
I-8-91	Э	Баксанский	145
I-8-103	Э	Заводской	145
I-8-106	Э	Мокрая Шалушка	145
I-8-107	Э	Искож	145
I-8-116	Э	Хасанья	145
I-8-118	Э	Парковый	145
II-8-86	Э	Бабугентский	145
Л и с т К-39			
Строительные материалы			
Глинистые породы			
Глины и суглинки кирпичные, черепичные и гончарные			
III-13-16	ММ/З	Мамедкалинское	155
III-13-18	ММ/Э	Дагестастанские Огни	155
III-13-19	ММ/Э	Огнинское	155
IV-13-19	ММ/З	Магарамкентское	155
IV-13-20	ММ/З	Кабирское	155
Обломочные породы			
Песчано-гравийный материал			
III-13-13	ММ/З	Дагестастанские Огни	155

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
III-13-15	ММ/З	Мамедкалинское	155
IV-13-15	МК/З	Даркушское	155
IV-13-16	МК/Э	Самурское-II	155
IV-13-17	МК/З	Самурское	155
IV-13-18	ММ/З	Гюльгерычайское	155
Песок строительный			
III-13-11	МС/З	Каякентское-II	155
III-13-14	ММ/З	Огнинское	155
IV-13-12	ММ/Э	Араблинское	155
Прочие ископаемые Ракуша кормовая			
III-13-17	МС/З	Огнинское	155
IV-13-11	ММ/З	Араблинское	155
Подземные воды Минеральные лечебные Углекислые			
IV-13-13	МК/З	Белиджинский участок	155
Питьевые Пресные			
III-13-12	ММ/Э	Улучаевский участок	155
III-13-20	ММ/Э	Дербентское	155
IV-13-14	МС/З	Присамурский	155

**Список буровых скважин,
показанных на геологической карте (К-37, -38, -39)**

Номер на карте	Характеристика объекта	Авторский номер объекта
1	Скважина, 606 м, вскрывает разрез бескесского сланцево-гнейсового метаморфического комплекса	(3084)69
2	Скважина, 564 м, вскрывает разрез голоцена, альба, апта, до образований кубано-баксанского ряда метаморфических комплексов	279
3	Скважина, 515 м, вскрывает разрез до пономаревской серии (K ₂ <i>pn</i>)	7М
4	Скважина, 1167 м, вскрывает разрез до образований кубано-баксанского ряда метаморфических комплексов	(2952)89
5	Скважина, 604 м, вскрывает серпентиниты Блыбского массива (PR ₂ <i>b</i>)	(3087)74
6	Скважина, 898 м, вскрывает разрез медовеевской свиты	240-М
7	Скважина, 489 м, вскрывает разрез солохаульской серии (K ₂ <i>sl</i>)	189, скв. 17-М
8	Скважина, 236 м, вскрывает разрез хобзинской серии (P ₁₋₂ <i>hb</i>)	26М
9	Скважина, 451 м, вскрывает разрез палеогена и солохаульской серии (K ₂ <i>sl</i>)	315
10	Скважина, 337 м, вскрывает разрез архыз-гузерипльской серии (J ₁₋₂ <i>ag</i>)	174
11	Скважина, 2700 м, вскрывает разрез голоцена–терско-сулакской серии (P ₃ –N ₁ <i>ts</i>)	871
12	Скважина, 515 м, вскрывает разрез до кубано-баксанского ряда сланцевых метаморфических комплексов (sPR ₂ <i>kb</i>)	(2061)19
13	Скважина, 3016 м, вскрывает разрез голоцена–терско-сулакской серии (P ₃ –N ₁ <i>ts</i>)	65(4-Т)
14	Скважина, 3002 м, вскрывает разрез голоцена–терско-сулакской серии (P ₃ –N ₁ <i>ts</i>)	65(3-Т)
15	Скважина, 490 м, вскрывает разрез голоцена–акчагыла (алдыкская толща – N ₂ <i>ad</i>)	1142
16	Скважина, 2607 м, вскрывает разрез голоцена–палеогена нижнего	73(1)
17	Скважина, 2500 м, вскрывает разрез голоцена–чуртовской серии (N ₁ <i>ct</i>)	219

Номер на карте	Характеристика объекта	Авторский номер объекта
18	Скважина, 513 м, вскрывает разрез голоцена (алдыкская толща – N_{2ad})	(339)135
19	Скважина, 4200 м, вскрывает разрез голоцена–терско-сулакской серии (P_3-N_{1ts})	71(1)
20	Скважина, 2500 м, вскрывает разрез голоцена–неогена нижнего	224
21	Скважина, 1957 м, вскрывает разрез голоцена–неогена нижнего	249
22	Скважина, 4201 м, вскрывает разрез голоцена–терско-сулакской серии (P_3-N_{1ts})	72(3)
23	Скважина, 1000 м, вскрывает разрез голоцена–терско-сулакской серии (P_3-N_{1ts})	(6)601
24	Скважина, 700 м, вскрывает разрез голоцена–акчагыла (брагунская серия – N_{1bg})	(1206)114
25	Скважина, 1750 м, вскрывает разрез голоцена – талгинской и артузенской серий объединенных ($N_{1tl} + ar$)	(1236)144
26	Скважина, 620 м, вскрывает разрез голоцена – гильярской толщи (N_{2gl})	41

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь S, км ²	Запасы категории (А, В и С), тыс. т (Au и Ag – т)			
				А	В	С ₁	С ₂
1	Уран-полиметаллическая МЗ Скалистого хребта (3)	Свинец-цинк					
		Золото					
2	Стронциеворудная МЗ Известнякового Дагестана (4)	Стронций	4500				
3	Черек-Кубанская золоторудная минерагеническая зона (5)						
3.1	<i>Эшакон-Подкумский прогнозируемый золоторудный узел (5.0.1)</i>	Золото	73				
3.2	<i>Тызыл-Малкинский полиметаллический РУ (5.0.2)</i>	Свинец + цинк	480				
		Вольфрам	165				
		Золото					
3.3	<i>Эльбрусский полиметаллический РУ (5.0.3)</i>	Свинец + цинк					
		Вольфрам + молибден					
		Золото					
3.4	<i>Хуламский золоторудный узел (5.0.4)</i>	Золото	40				
		Серебро					
4	Уран-золото-меднорудная МЗ Передового хребта (6)	Медь					
4.1	<i>Урупо-Лабинский меднорудный район (6.1)</i>	Цинк		–			
		Золото		–	1,3	5,37	
4.2	<i>Теберда-Кубанский меднорудный район (6.2)</i>	Золото	270				
4.2.1	В т. ч. Учкулан-Даутское РП	Золото	21				

подразделений (металлические ископаемые)

Σ A + B + C	Прогнозные ресурсы P, тыс. т (Au и Ag – т)			Минералогический потенциал	Σ запасы + ресурсы, тыс. т (Au и Ag – т)	Продуктивность, тыс. т/км ² (Au – т/км ²)
	P ₁	P ₂	P ₃			
			4752		4752	
			113		113	
					9230	
			110		110	
		512	1469		1981	
		16	71		87	
		91,9	58.1		150	
			496		496	
		20			20	
		48,4			48,4	
			120		120	3
			1050		1050	
1265,1		1000			2265,1	
254,9	–	–	–		254,9	
	–	–	–		6,67	
			181		181	
			140		140	6,7

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь S, км ²	Запасы категории (А, В и С), тыс. т (Au и Ag – т)			
				А	В	С ₁	С ₂
4.3	<i>Худесский меднорудный район (6.3)</i>	Медь Цинк Золото					
4.4	<i>Тырныаузский молибден-вольфрамоворудный узел (6.0.4)</i>	Вольфрам					
		Молибден					
4.5	<i>Бамбакский урановорудный узел (6.0.1)</i>	Уран					
5	Вольфрамоворудная МЗ Главного хребта (7)						
5.1	<i>Лабино-Аксаутский вольфрамоворудный район (7.1)</i>	Вольфрам (WO ₃)					
5.1.1	<i>Кургашинчатский вольфрамоворудный узел (7.1.3)</i>		175,48				
5.1.2	<i>Аркасарский прогнозируемый вольфрамоворудный узел (7.1.2)</i>		114				
5.2	<i>Казбек-Цурунгальский золото-вольфрам-молибденоворудный район (7.2)</i>	Молибден					
		Золото					
		Сурьма					
5.3	<i>Балкаро-Осетинский прогнозируемый вольфрамоворудный район (7.3)</i>	Вольфрам					
		Олово					
6	Самуро-Белореченская медно-полиметаллическая МЗ (8)						
6.1	<i>Чугушский прогнозируемый медно-полиметаллический рудный район (8.1)</i>	Свинец—цинк					
6.2	<i>Софийский прогнозируемый медно-полиметаллический рудный район (8.2)</i>	Свинец—цинк					
6.3	<i>Садонский медно-полиметаллический рудный район (8.3)</i>	Свинец—цинк					
7	Приводораздельная меднорудная МЗ (9)						

Продолжение прил. 4

Σ A + B + C	Прогнозные ресурсы P, тыс. т (Au и Ag – т)			Минералогический потенциал	Σ запасы + ресурсы, тыс.т (Au и Ag – т)	Продуктивность, тыс. т/км ² (Au – т/км ²)
	P ₁	P ₂	P ₃			
515,6 269,8		65,4			515,6 269,8 65,4	
716		273			989	
215					215	
			10		10	
109,9		32,9	300		442,8	
			126,7		126,7	
15			20,3		35,3	
			201,5		201,5	
			64		64	
		290	214		504	
		27,8			27,8	
			400		400	
			625		625	
800	1192		6874		8866	

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь S, км ²	Запасы категории (А, В и С), тыс. т (Au и Ag – т)			
				А	В	С ₁	С ₂
7.1	<i>Лауро-Головинский прогнозируемый меднорудный район (9.1)</i>	Усл. медь					
7.2	<i>Аваро-Андийский прогнозируемый меднорудный район (9.2)</i>	Усл. медь	800				
7.3	<i>Ахтычайский меднорудный район (9.3)</i>	Усл. медь	160				
8	Рача-Осетинский мышьяково-сурьяно-ртутнорудный район (0.1)	Ртуть				0,7	
		Сурьма					

$\Sigma A + B + C$	Прогнозные ресурсы P, тыс. т (Au и Ag – т)			Минералогический потенциал	Σ запасы + ресурсы, тыс. т (Au и Ag – т)	Продуктивность, тыс. т/км ² (Au – т/км ²)
	P ₁	P ₂	P ₃			
			3			
			2515		2515	
1258		300			1558	7862
			6,4		7,1	
			3,7		3,7	

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых на листах К-37, 38, 39

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы, тыс. т (Au, Ag – т)
Металлические				
Цветные металлы	М е д ь			
	Уран-золото-меднорудная МЗ Передового хребта (6)	1	P ₂	1000
	Приводораздельная меднорудная МЗ (9)		P ₃ P ₂	2518 300
	<i>Лауро-Головинский прогнозируемый меднорудный район (9.1)</i>	1	P ₃	3
	<i>Аваро-Андийский прогнозируемый меднорудный район (9.2)</i>	2	P ₃	2515
	<i>Ахтычайский меднорудный район (9.3)</i>	1	P ₂	300
	С в и н е ц + ц и н к			
	Уран-полиметаллическая МЗ Скалистого хребта (3)		P ₃	4752
	Черек-Кубанская золоторудная минерагеническая зона (5)	1	P ₂ P P ₃	512 1965
	Тызыл-Малкинский полиметаллический РУ (5.0.2)		P ₂	512
			P ₃	1469
	Эльбрусский полиметаллический РУ (5.0.3)		P ₃	469
	Хуламский золоторудный узел (5.0.4)		P ₃	538
	Самуро-Белореченская медно-полиметаллическая МЗ (8)		P ₃ 1 P ₁ +P ₂	7899 1192

Цветные металлы	<i>Чугушский прогнозируемый медно-полиметаллический рудный район (8.1)</i>		P ₃	400
	<i>Софийский прогнозируемый медно-полиметаллический рудный район (8.2)</i>	1	P ₃	625
	<i>Садонский медно-полиметаллический рудный район (8.3)</i>	5	P ₁ +P ₂	1192
			P ₃	6876
	Молибден			
	<i>Казбек-Цурунгальский золото-вольфрам-молибдено-ворудный район (7.2)</i>		P ₃	20,3
	Вольфрам			
	Черек-Кубанская золоторудная МЗ (5)			
	<i>Тызыл-Малкинский полиметаллический РУ (5.0.2)</i>	1	P ₂	16
			P ₃	71
	Уран-золото-меднорудная МЗ Передового хребта (6)			
	<i>Тырныаузский молибден-вольфрамоворудный узел (6.0.4)</i>		P ₂	273
	Вольфрамоворудная МЗ Главного хребта (7)			322,9 640,7
	<i>Лабино-Аксаутский вольфрамоворудный район (7.1)</i>		P ₂	32,9
			P ₃	426,7
	<i>Кургашинчатский вольфрамоворудный узел (7.1.3)</i>	1	P ₂	32,9
			P ₃	300
	<i>Аркасарский прогнозируемый вольфрамоворудный узел (7.1.2)</i>	1	P ₃	126,7
	<i>Балкаро-Осетинский прогнозируемый вольфрамоворудный район (7.3)</i>	1	P ₂	290
P ₃			214	

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы, тыс. т (Au, Ag – т)
Цветные металлы	Вольфрам + молибден			
	Черек-Кубанская золоторудная МЗ (5)			
	Эльбрусский полиметаллический РУ (5.0.3)		P ₂	20
	Олово			
	Вольфрамворудная МЗ Главного хребта (7)			
	<i>Балкаро-Осетинский прогнозируемый вольфрамворудный район (7.3)</i>	1	P ₂	27,8
	Ртуть	2		
	<i>Рача-Осетинский мышьяково-сурьяно-ртутнорудный район (0.1)</i>		P ₃	6,4
	Сурьма			
	Вольфрамворудная МЗ Главного хребта (7)			
	<i>Казбек-Цурунгальский золото-вольфрам-молибденоворудный район (7.2)</i>	1	P ₃	64
<i>Рача-Осетинский мышьяково-сурьяно-ртутнорудный район (0.1)</i>	1	P ₃	3,7	
Благородные металлы	Золото (коренное)			
	Уран-полиметаллическая МЗ Скалистого хребта (3)		P ₃	113
	Черек-Кубанская золоторудная МЗ (5)		P ₂ P ₃	140,3 168,1
	Эшакон-Подкумский прогнозируемый золоторудный узел (5.0.1)	1	P ₃	110

Благородные металлы	Тызыл-Малкинский полиметаллический РУ (5.0.2)	1	P ₂	91,9
			P ₃	58,1
	Эльбрусский полиметаллический РУ (5.0.3)	1	P ₂	48,4
	Уран-золото-меднорудная МЗ Передового хребта (6)			
	<i>Теберда-Кубанский меднорудный район (6.2)</i>	1	P ₃	181
	Худесский меднорудный район (6.3)	1	P ₂	65,4
	Вольфрамоворудная МЗ Главного хребта (7)			
	<i>Казбек-Сурунгальский золото-вольфрам-молибдено-ворудный район (7.2)</i>	1		201,5
	Серебро			
	Черек-Кубанская золоторудная минерагеническая зона (5)	1	P ₂	450
	P ₃		1050	
Радиоактивные элементы	Уран			
	Уран-золото-меднорудная МЗ Передового хребта (6)			
	Бамбакский урановорудный узел (6.0.1)	1	P ₃	10

Таблица переоцененных в ходе составления листов Госгеолкарты-1000 прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов P_3 , тыс. т (Au – т)		Баланс ресурсов по результатам работ	Рекомендации по дальнейшим работам
		На начало работ	По результатам работ		
1	Уран-золото-меднорудная минерагеническая зона Передового хребта (6)				
	Золото				
1.1	<i>Теберда-Кубанский меднорудный район (6.2)</i>	140	181 т	+41	Первая очередь
2	Вольфраморудная минерагеническая зона Главного хребта (7)				
	Вольфрам				
2.1	<i>Лабино-Аксаутский вольфраморудный район (7.1)</i>				Вторая очередь
2.2	<i>Кургашинчатский вольфраморудный узел (7.1.3)</i>				
2.3	<i>Аркасарский прогнозируемый вольфраморудный узел (7.1.2)</i>		300 126,7	300 126,7	
3	Черек-Кубанская минерагеническая зона (5)				
	Золото				
3.1	<i>Эшкакон-Подкумский прогнозируемый золоторудный узел (5.0.1)</i>		110 т	110	Вторая очередь
4	Приводораздельная минерагеническая зона (9)				
	Медь				
4.1	<i>Аваро-Андийский прогнозируемый меднорудный район (9.2)</i>		2515	+2515	Вторая очередь

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Стратиграфия	14
Литологическая характеристика современных донных осадков	101
Магматизм	105
Метаморфические образования	124
Тектоника	136
История геологического развития	172
Геоморфология	185
Полезные ископаемые	209
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района	292
Гидрогеология	322
Эколого-геологическая обстановка	343
Заключение	358
Список литературы	362
<i>Приложение 1.</i> Указатель объектов полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых, связанных с дочетвертичными образова- ниями	372
<i>Приложение 2.</i> Указатель объектов полезных ископаемых, показанных на кар- те четвертичных образований	403
<i>Приложение 3.</i> Список буровых скважин, показанных на геологической карте	418
<i>Приложение 4.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагени- ческих подразделений (металлические ископаемые)	420
<i>Приложение 5.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых	426
<i>Приложение 6.</i> Таблица переоцененных в ходе составления листов Госгеолкар- ты-1000 прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогноз- ных ресурсов	430

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Скифская

Лист К-37 (Сочи), К-38 (Махачкала), К-39

Объяснительная записка

Редактор *Т. В. Брежнева*

Подписано в печать 10.11.11. Формат 70 × 100/16. Гарнитура NewtonС.

Печать офсетная. Печ. л. 27 + 8 вкл. Уч.-изд. л. 40. Тираж 150 экз.

Заказ 81011001

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 321-8121, факс 321-8153